

DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA

Università degli Studi di Firenze



ELEONORA BRASCHI

*PROCESSI DI INTERAZIONE TRA MAGMI NELLA FASE
FINALE DI ATTIVITA' DEL SISTEMA VULCANICO ATTIVO DI
NISYROS (EGEO MERIDIONALE, GRECIA)*

settore scientifico disciplinare: GEO-07

Tutore: Prof.ssa Lorella Francalanci

Co-Tutore: Dott. George E. Vougioukalakis

Coordinatore: Prof. Federico Sani

Handwritten signature of Prof. Federico Sani.

XXI CICLO

Firenze, 31 Dicembre 2008

INDICE

Introduzione	pag.	001
 CAPITOLO 1		
Processi di interazione tra magmi	pag.	007
1.1 Mixing e mingling come termini estremi nel processo di interazione tra fusi magmatici	pag.	007
1.1.1 Strutture associate a processi di mescolamento	pag.	008
1.1.2 Ambienti associati a processi di mescolamento	pag.	010
1.2.3 Modelli di indagine dei processi di mescolamento	pag.	010
1.2 Magmi riolitici e duomi lavici	pag.	013
1.2.1 Duomi endogeni	pag.	013
1.2.2 Duomi esogeni	pag.	014
1.2.2.1 Classificazione dei duomi esogeni	pag.	016
1.3 Inclusi magmatici come testimoni del processo di interazione	pag.	019
 CAPITOLO 2		
Contesto geodinamico: l'area Ellenica e l'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale	pag.	026
2.1 Evoluzione geodinamica dell'area Ellenica	pag.	027
2.2 Configurazione geodinamica attuale dell'area Ellenica	pag.	028
2.2.1 Caratteristiche strutturali, sismiche e cinematiche	pag.	030
2.3 Modelli interpretativi dell'evoluzione e attuale configurazione geodinamica dell'area Ellenica	pag.	032
2.4 Attività magmatica nell'area Ellenica	pag.	033
2.5 L'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA)	pag.	036
2.5.1 Caratteristiche strutturali e origine dei magmi primari	pag.	037
2.5.2 Evoluzione e caratteristiche del vulcanismo	pag.	039
2.5.3 I campi vulcanici del SAAVA	pag.	041
2.5.4 Caratteristiche mineralogiche e composizionali dei prodotti emessi lungo il SAAVA	pag.	044
2.6 Rischio vulcanico associato ai campi vulcanici del SAAVA	pag.	046
 CAPITOLO 3		
Inquadramento geologico: Nisyros e le isole vicine	pag.	050
3.1 Introduzione	pag.	050
3.2 La geologia	pag.	052

3.2.1 Conoscenze pregresse.....	pag.	053
3.2.1.1 Nisyros.....	pag.	053
3.2.1.2 Yali.....	pag.	054
3.2.2 Stratigrafia.....	pag.	055
3.2.2.1 Nisyros.....	pag.	059
3.2.2.2 Yali.....	pag.	067
3.2.3 Assetto tettonico.....	pag.	070
3.2.3.1 Nisyros.....	pag.	072
3.2.3.2 Yali.....	pag.	074
3.3 Caratteristiche composizionali delle rocce di Nisyros.....	pag.	074
3.4 Caratteristiche petrografiche delle rocce di Nisyros.....	pag.	076
3.5 Datazioni delle rocce di Nisyros.....	pag.	078
3.6 Evoluzione vulcanologica del sistema di Nisyros-Yali.....	pag.	079
3.7 Modelli interpretativi petro-genetici.....	pag.	080
3.8 Le eruzioni storiche.....	pag.	081
3.9 L'attività attuale.....	pag.	083
3.9.1 Geochimica dei gas.....	pag.	083
3.9.2 Sismica.....	pag.	085
3.9.3 Le crisi sismiche recenti.....	pag.	085

CAPITOLO 4

Osservazioni di campagna e campionamento.....	pag.	090
4.1 Unità piroclastica dell' <i>Upper Pumice</i> (Sub-Sistema di Pali).....	pag.	092
4.2 Duomi post-caldera (Sistema di Profitis Elias).....	pag.	095
4.2.1 Caratteristiche dei duomi rio-dacitici post-caldera.....	pag.	095
4.2.2 Caratteristiche degli inclusi magmatici nei duomi post-caldera.....	pag.	098
4.3 Yali.....	pag.	101
4.3.1 Piroclastiti subaeree (<i>Yali Upper Pumice –YUP-</i>).....	pag.	102
4.3.2 Tuff ring (<i>–YTR-</i>) e lave.....	pag.	105
4.3.3 Considerazioni conclusive.....	pag.	106

CAPITOLO 5

Metodologie analitiche.....	pag.	111
5.1 Elementi maggiori e in tracce.....	pag.	111
5.2 Chimica dei minerali.....	pag.	112
5.3 Rapporti isotopici di Sr e Nd.....	pag.	112

CAPITOLO 6

Microdrilling.....	pag.	116
6.1 Procedura di micro-campionamento	pag.	117
6.2 Laboratorio di chimica fine e procedura di preparazione dei campioni	pag.	120
6.3 Metodo di misura al TIMS.....	pag.	122

CAPITOLO 7

Classificazione e petrografia.....	pag.	128
7.1 Classificazione	pag.	128
7.2 Caratteristiche petrografiche.....	pag.	130
7.2.1 Piroclastiti dell' <i>Upper Pumice</i>	pag.	131
7.2.2 Duomi rio-dacitici	pag.	132
7.2.2.1 Plagioclasio	pag.	137
7.2.2.2 Le fasi femiche	pag.	138
7.2.2.3 Gli ossidi.....	pag.	139
7.2.2.4 Il quarzo.....	pag.	139
7.2.2.5 Minerali accessori.....	pag.	139
7.2.3 Inclusi magmatici	pag.	139
7.2.3.1 Plagioclasio	pag.	145
7.2.3.2 Le fasi femiche	pag.	147
7.2.3.3 Gli ossidi.....	pag.	149
7.2.3.4 Il quarzo.....	pag.	149
7.2.3.5 Minerali accessori.....	pag.	149
7.2.4 Yali.....	pag.	149
7.3 Considerazioni conclusive	pag.	150

CAPITOLO 8

Composizione chimica dei minerali.....	pag.	154
8.1 Piroclastiti dell' <i>Upper Pumice</i>	pag.	155
8.1.1 Pirosseni	pag.	155
8.1.2 Plagioclasio.....	pag.	158
8.1.3 Minerali opachi	pag.	159
8.2 Duomi e inclusi magmatici post-caldera.....	pag.	160
8.2.1 Olivina	pag.	160
8.2.1.1 Valutazione delle condizioni di equilibrio	pag.	162
8.2.2 Pirosseni	pag.	163
8.2.2.1 Valutazione delle condizioni di equilibrio	pag.	168

8.2.2.2 Considerazioni geobarometriche.....	pag.	170
8.2.3 Minerali opachi.....	pag.	170
8.2.4 Anfibolo.....	pag.	172
8.2.4.1 Considerazioni geobarometriche.....	pag.	176
8.2.5 Plagioclasio.....	pag.	177
8.2.5.1 Valutazioni geotermometriche.....	pag.	182
8.3 Yali.....	pag.	182
8.3.1 Olivina.....	pag.	183
8.3.2 Clinopirosseno.....	pag.	183
8.3.3 Plagioclasio.....	pag.	184
8.3.4 Minerali opachi.....	pag.	185
8.4 Considerazioni conclusive.....	pag.	185
8.4.1 <i>Upper Pumice</i>	pag.	185
8.4.2 Duomi e inclusi magmatici post-caldera.....	pag.	186
8.4.3 Yali.....	pag.	189

CAPITOLO 9

Caratterizzazione geochemica dei prodotti studiati: elementi maggiori e in tracce su roccia totale e su vetri.....	pag.	192
9.1 Piroclastiti dell' <i>Upper Pumice</i>	pag.	192
9.1.1 Caratterizzazione isotopica.....	pag.	195
9.2 Duomi ed inclusi post-caldera.....	pag.	196
9.2.1 I duomi rio-dacitici.....	pag.	198
9.2.2 Gli inclusi mafici.....	pag.	199
9.2.3 Caratterizzazione isotopica dei prodotti post-caldera.....	pag.	206
9.2.4 Un possibile modello interpretativo.....	pag.	207
9.3 Yali.....	pag.	209
9.3.1 Caratterizzazione isotopica.....	pag.	211
9.4 Nisyros e Yali: due sistemi a confronto.....	pag.	213

CAPITOLO 10

Isotopi dello Sr <i>in-situ</i> su macro-cristalli di plagioclasio negli inclusi di Nisyros.....	pag.	215
10.1 Introduzione.....	pag.	215
10.2 Criteri di scelta dei campioni.....	pag.	216
10.3 Composizione chimica dei minerali e selezione dei cristalli per la perforazione.....	pag.	218
10.4 Campionamento dei cristalli di plagioclasio e risultati ottenuti.....	pag.	221
10.5 Interpretazione dei risultati ottenuti.....	pag.	225

10.6 Considerazioni conclusive pag. 227

CAPITOLO 11

Un possibile modello petrologico e vulcanologico per la fase finale di attività di Nisyros.
Upper Pumice e duomi post-caldera: evoluzione di un sistema complesso pag. 233

Conclusioni..... pag. 241

APPENDICE I

APPENDICE II

Localizzazione e caratteristiche dei campioni prelevati a Nisyros e Yali

APPENDICE III

Metodo di valutazione della percentuale di inclusi nei duomi

APPENDICE IV

Correzione per il frazionamento isotopico

APPENDICE V

Tabelle riassuntive delle principali caratteristiche petrografiche dei campioni di incluso presenti nelle lave dei duomi post-caldera di Nisyros

APPENDICE VI

Composizione chimica dei minerali nei campioni di duomo e inclusi post-caldera e nei prodotti piroclastici dell'*Upper Pumice* di Nisyros e di Yali

APPENDICE VII

Analisi degli elementi maggiori e in tracce e dei rapporti isotopici di Sr e Nd nei campioni di duomo e inclusi post-caldera e nei prodotti piroclastici dell'*Upper Pumice* di Nisyros e Yali

APPENDICE VIII

Composizione chimica di dettaglio dei plagioclasti analizzati nei campioni di incluso selezionati per analisi *in-situ* dei rapporti isotopici dello Sr

INTRODUZIONE

Lo studio intrapreso nel corso del presente Dottorato di Ricerca, si inserisce nel più ampio quadro di ricerche volte ad indagare le relazioni fra i processi pre-eruttivi dei magmi e la dinamica eruttiva dei vulcani. In particolare, ha come oggetto l'indagine dei meccanismi di interazione fra magmi a diversi gradi evolutivi, che si verificano in seguito a processi di ricarica del sistema magmatico superficiale con fusi meno evoluti.

Lo scopo ultimo, è quello di comprendere come e se, questi fenomeni di interazione, possano aver provocato le diverse eruzioni e se è possibile stabilire/ritrovare testimonianza della presenza di apporti di nuovo magma mafico nel sistema. Magmi meno evoluti e provenienti da maggiori profondità possono essere, infatti, cause importanti per l'innescio di eruzioni, quando agiscono da rialimentatori di sistemi magmatici più superficiali. Il sistema vulcanico di Nisyros-Yali, in particolare nella sua fase di attività più recente, costituisce, un caso di studio ideale per l'osservazione di questi processi e l'indagine di queste problematiche.

Il vulcano Nisyros, fa parte dell'arco vulcanico dell'Egeo Meridionale, associato alla subduzione attiva tra la placca Egea e la placca Africana, di cui costituisce l'edificio più orientale, presso le coste della Turchia. Il sistema vulcanico di Nisyros comprende, oltre al centro eruttivo principale di Nisyros stessa, altre quattro isole, la principale delle quali è Yali situata a NO. Le due isole di Nisyros e Yali, sono interamente vulcaniche e caratterizzate da prodotti di natura calco-alcaina, emessi nel corso degli ultimi 150 ka e costituiscono uno dei campi vulcanici complessivamente più giovani di tutto l'Arco Egeo Meridionale.

Nisyros, è caratterizzato da un'evoluzione vulcanologica e magmatologica che si articola in due cicli distinti; in particolare, il secondo ciclo, è articolato in due fasi, con attività iniziale altamente esplosiva, che culminano con la formazione di una caldera, entrambe seguite dall'estrusione di ampie colate e duomi lavici, di composizione evoluta. L'ultima di queste due fasi, vede la messa in posto di sei duomi post-caldera. Caratteristica peculiare dei magmi emessi in ciascun evento eruttivo di questa attività più recente (sia esplosiva che effusiva) è la loro variabilità composizionale, sia petrografica che geochemica, la quale si esplica sottoforma di litici juvenili mafici e pomici striate nelle piroclastiti e di inclusi magmatici mafici ospiti all'interno di lave e duomi rio-dacitici. La presenza e le caratteristiche di tali inclusi, testimoniano l'esistenza di importanti fenomeni di mescolamento e di *mingling*, tra magmi a diverso grado evolutivo, nel corso dell'ultima fase eruttiva di Nisyros. Ciò, implica che il sistema magmatico di Nisyros è stato più volte rialimentato, in un periodo relativamente recente dell'evoluzione. Attualmente, l'attività di Nisyros è contraddistinta da attività idrotermale e intensa attività fumarolica. In questo contesto, la vicina isola di Yali, che costituisce il centro vulcanico emerso complessivamente più giovane dell'area (con una attività sub-aerea interamente <24 ka), presenta testimonianza di analoghi fenomeni di interazione e *mingling* tra magmi a diverso grado evolutivo, in particolare nei prodotti piroclastici.

Il presente lavoro ha anche lo scopo di comprendere e, possibilmente, ricostruire l'attuale stato di attività del sistema magmatico a Nisyros e nell'area circostante. Tutto ciò, in considerazione, anche, dell'imponente tettonica Quaternaria che, secondo molti autori (Pe-Piper & Piper, 2000), ha contraddistinto l'area e ne ha guidato l'attività magmatica determinandone le caratteristiche. In questo senso il contributo di questa ricerca può essere

inquadrato pure nell'ambito di un approfondimento della ricostruzione dell'evoluzione recente del sistema magmatico di Nisyros e Yali e quindi nell'elaborazione di uno scenario di rischio vulcanico.

In base a tali considerazioni ed alle conoscenze pregresse, il campionamento sia a Nisyros che a Yali, è stato condotto in modo da essere rappresentativo della variabilità dei prodotti emessi, sia dal punto di vista spazio-temporale, che composizionale. In letteratura sono disponibili, infatti, solo pochi studi di carattere vulcanologico, geologico e petrografico su questo periodo di attività del sistema Nisyros-Yali.

Nel corso del Dottorato è stato eseguito, quindi, un campionamento dettagliato delle lave dei duomi post-caldera, con i relativi inclusi e dei prodotti juvenili delle sequenze piroclastiche dell'*Upper Pumice* di Nisyros e di Yali. In particolare, per Nisyros, sono stati presi campioni dai sei duomi post-caldera (di composizione rio-dacitica), campionati in sequenza stratigrafica, e dai loro inclusi magmatici mafici (di composizione variabile da andesiti-basaltiche ad andesiti), presenti in quantità relativamente abbondanti (fino a 20%) con dimensioni variabili dal centimetro al metro (testimoni evidenti dell'arrivo di magmi mafici all'interno del sistema magmatico acido dei duomi). Inoltre, sono stati prelevati i differenti componenti juvenili delle rocce piroclastiche, messe in posto dall'eruzione dell'*Upper Pumice*, che ha determinato la formazione della caldera più recente di Nisyros. Questi prodotti sono caratterizzati da una composizione molto variabile dei componenti juvenili (andesite e riolite). Per Yali, sono stati campionati i prodotti piroclastici associati all'evento esplosivo più recente (*Yali Upper Pumice*) caratterizzati, anche in questo caso, da una composizione molto variabile dei componenti juvenili (andesite-basaltica e riolite) e le lave evolute dei duomi e colate che si sono messi in posto successivamente, e costituiscono l'ultimo evento magmatico dell'isola.

Sui campioni prelevati, sono state eseguite analisi petrografiche di dettaglio, analisi geochimiche di roccia totale, per elementi maggiori e in tracce, analisi mineralogiche di dettaglio, su campioni selezionati, e analisi isotopiche di Sr e Nd di roccia totale per i campioni più rappresentativi. Tutte le analisi sono state condotte presso i laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze.

In considerazione della complessità del sistema studiato, sono state eseguite anche indagini micro-analitiche di dettaglio, dei rapporti isotopici dello Sr, sui singoli componenti, attraverso moderne tecniche micro-analitiche di micro-perforazione e analisi. I rapporti isotopici dello Sr, sono, infatti, un parametro diagnostico inequivocabile per la discriminazione dei componenti di un sistema, in quanto sono indipendenti dal grado evolutivo del magma o da variazioni di parametri fisici, come pressione e temperatura, contrariamente ai parametri composizionali. Inoltre, in un sistema come Nisyros, dove le caratteristiche isotopiche dei prodotti emessi sono variate nel corso dei diversi periodi eruttivi (Francalanci et al., 1995) un'indagine di questo tipo assume a maggior ragione una importanza fondamentale.

Il metodo di micro-analisi isotopica, si avvale dell'utilizzo di un particolare strumento (Micro-Mill[®], di Merchantech - NewWave Research), in grado di eseguire un campionamento di dettaglio di piccole porzioni di materiale, a partire da un campione sotto forma di sezione spessa, e ha permesso di ottenere dati di dettaglio sui singoli minerali e sulle masse di fondo di campioni selezionati, che hanno integrato i dati di roccia totale, rivelandosi fondamentali nel definire meglio l'interazione tra questi diversi magmi e soprattutto nella caratterizzazione dei diversi componenti.

Poiché la metodologia di campionamento, analisi e successiva misura dei rapporti isotopici dello Sr, su micro-quantità, non era ancora in uso presso i Laboratori di Chimica Fine del Dipartimento di Scienze della Terra, parte di questa ricerca è stata dedicata alla messa a punto e verifica dell'intera procedura analitica.

*"A work as this is never finished;
one must simply declare it finished when one has, within limits of time and
circumstances, done what is possible."*

J.W. von Goethe

Capitolo 1

PROCESSI DI INTERAZIONE TRA MAGMI

1.1 *Mixing e mingling* come termini estremi nel processo di interazione tra fusi magmatici

Per interazione tra magmi, si intendono tutti quei processi che si sviluppano nel momento in cui due magmi vengono in contatto tra loro. L'insieme di questi processi è comunemente identificato dal generico termine 'mescolamento'.

Per definizione, il processo di mescolamento tra magmi, avviene quando due o più magmi, una volta in contatto, sono in grado di interagire tra loro, sia meccanicamente che chimicamente.

In base questo, si possono verificare due effetti distinti, che definiscono due condizioni chimico-fisiche estreme:

- quando il livello di interazione è limitato a processi di dispersione meccanica di un magma all'interno dell'altro, senza che avvengano processi di scambio chimico, si parla di *magma mingling*. Questo processo consiste in un mescolamento essenzialmente fisico, con una immiscibilità chimica tra i due magmi che vengono in contatto, i quali rimangono come corpi separati, generando una serie di strutture particolari;
- quando, invece, oltre ai processi di dispersione meccanica, si verifica anche uno scambio chimico, si parla di *magma mixing*, ovvero mescolamento s.s. Questo processo conduce alla formazione di magmi ibridi, con composizioni finali intermedie tra i due magmi di partenza.

Se, dal punto di vista descrittivo, questa suddivisione appare adeguatamente rappresentativa dei diversi aspetti che definiscono un processo di interazione, tuttavia non lo è da un punto di vista fisico. In natura, infatti, è molto improbabile che i due fenomeni agiscano indipendentemente. Ad esempio, un processo di *magma mingling* può, simulare un mescolamento s.s., quando si ha una spinta frammentazione del magma che si intrude all'interno dell'incassante (fenomeno che si realizza attraverso la formazione di inclusioni fino alla micro-scala). Contemporaneamente, l'aumento della dispersione meccanica di un magma all'interno di un altro magma incassante, aumenta i processi di scambio chimico e favorisce il processo di *magma mixing*. In tali condizioni fisico-chimiche i magmi possono arrivare ad interagire in maniera efficiente producendo rocce che presentano gradi crescenti di ibridizzazione (es. Poli e Tommasini, 1991).

I fattori che determinano il grado di mescolamento/interazione tra due magmi sono: le caratteristiche chimico-fisiche dei due fusi (temperatura, contenuto in volatili, grado evolutivo, composizione chimica generale e proprietà reologiche, quali densità e viscosità), le quantità relative di magma in gioco, la velocità di intrusione, ma anche il tempo di interazione e l'azione dei processi evolutivi.

L'interazione tra magmi è favorita principalmente da un'alta velocità di intrusione, presenza di un regime fluido-dinamico, proporzioni comparabili tra i due magmi, prolungato tempo di interazione e azione dei processi evolutivi. In termini

generali, è stato osservato, infatti, che maggiore è la velocità di intrusione di un magma basico, all'interno di una massa magmatica ospite, maggiore è l'interazione tra i due fusi. In questo senso, un ambiente che si trova in condizioni dinamiche, favorisce il grado di interazione tra i due magmi: i moti convettivi, infatti, aumentano il grado di dispersione del magma che si intrude nell'incassante, favorendo i processi di interazione chimica che si possono sviluppare. Inoltre, maggiore è la quantità di magma basico, maggiore è l'intensità del processo di mescolamento. Infine, quando un magma mafico, caldo, si intrude in un magma più evoluto e più freddo, questo tende a cedere calore e a riscaldare la massa magmatica circostante, raffreddandosi; una volta raggiunto l'equilibrio termico, il magma basico comincerà a cristallizzare, producendo un liquido residuale evoluto. La cristallizzazione frazionata, quindi, è un altro importante fattore da tenere presente poiché, col procedere di questo processo, le differenze reologiche tra i due magmi diminuiscono e, di conseguenza, può aumentare il grado di interazione, in quanto i magmi divengono più simili. Meno importante, ma talvolta significativo, è il fattore tempo: maggiore è il tempo di interazione (tempo che intercorre tra il momento in cui i due magmi vengono in contatto e il momento dell'eruzione e quindi della chiusura del sistema), maggiore sarà la possibilità di raggiungere l'equilibrio termico e avere un mescolamento completo tra i due fusi.

I fattori che agiscono invece come inibitori di un processo di mescolamento, limitando la possibilità di interazione tra i magmi, sono essenzialmente il contrasto di densità, viscosità, temperatura, contenuto in volatili, composizione chimica e grado evolutivo. Tali caratteristiche sono proprie di ogni magma in maniera distintiva e, in base all'entità di queste differenze, i due fusi saranno più o meno capaci di mescolarsi fra loro.

Quei fattori che controllano principalmente il grado di interazione tra due magmi sono le loro proprietà reologiche, ovvero le caratteristiche termodinamiche dei fusi. Infatti, l'entità del mescolamento tra il magma ospite e il magma che si intrude, dipende fortemente dal contrasto di densità, temperatura e viscosità esistente tra i due magmi e dal bilancio tra raffreddamento e deformazione. Due magmi molto diversi per proprietà reologiche, infatti, non si mescoleranno tra loro, sebbene possano avere composizioni chimiche simili, analogo grado evolutivo o possano rimanere a contatto per un intervallo di tempo prolungato.

1.1.1 Strutture associate a processi di mescolamento

I processi di interazione tra magmi sono stati ampiamente riconosciuti sia in ambiente intrusivo che effusivo (Bacon, 1986; Bateman, 1995; Didier & Barbarin, 1991; Poli & Tommasini, 1991).

Le evidenze di tali processi possono presentarsi sotto forma di un'ampia varietà di strutture che possono essere suddivise in quattro gruppi principali:

1. Strutture fluide: con questo termine si intendono porzioni di un magma disperso all'interno di un magma ospite o incassante che mostrano un'elevata continuità spaziale (Wada, 1995; DeRosa et al., 1996; Ventura, 2001) e conferiscono alla roccia un aspetto a bande alternate chiare e scure. Esempi di questo tipo si hanno sia in ambiente intrusivo (es. il plutone del Monte Capanne all'Isola d'Elba) che

effusivo (es. flussi lavici dell'isola di Salina e Vulcano) alla macro-scala, ma anche alla meso- e micro-scala (es. pomici striate).

Questo tipo di strutture crea, all'interno della roccia, dei campi di flusso correlabili alle dinamiche che hanno indotto i magmi ad interagire, generando strutture che si avvolgono le une intorno alle altre e conferendo alla roccia un aspetto estremamente dinamico.

2. Inclusi magmatici: con questo termine si intendono porzioni discrete di un magma disperse all'interno di un altro magma incassante (Anderson, 1976; Bacon, 1986; Didier & Barbarin, 1991). In letteratura, gli inclusi che hanno ricevuto maggiore attenzione, come testimoni di un processo di interazione magmatica, sono quelli che si formano in ambiente plutonico, tanto che è stato loro assegnato un nome caratteristico: Inclusi Microgranulari Mafici o "*Microgranular Mafic Enclaves*" (MME, Wiebe & Wild, 1983; Frost & Mahood, 1987; Didier & Barbarin, 1991; Poli & Tommasini, 1991; Elburg, 1996). Tale definizione si riferisce al fatto che nella maggior parte dei casi questi inclusi mostrano una granulometria molto fine e caratteristiche mineralogiche e geochemiche meno evolute delle rocce incassanti. Tuttavia, anche in ambiente vulcanico sono stati riconosciuti una vasta gamma di casi in cui si osserva la presenza di inclusi, all'interno di colate o duomi lavici, generalmente evoluti. Questo aspetto verrà dettagliatamente descritto nei successivi paragrafi.
3. Dicchi frammentati e septa basici (ambiente ipoabissale): si tratta di dicchi costituiti generalmente da un magma basico intruso all'interno di un corpo magmatico più acido la cui dispersione è stata inibita dal contrasto reologico fra i due magmi (es. Takada, 1988; Tobish et al., 1997; Collins et al., 1999; Geshi, 2000). Si presentano essenzialmente come dei corpi allungati all'interno del magma ospite che, nel complesso, ricordano la generale morfologia di un dicco, ma la cui continuità spaziale è interrotta da continue interdigitazioni con il magma incassante. Queste strutture, possono essere viste anche come sciame di inclusi allineati lungo la direzione di propagazione principale del dicco.
4. Fasi mineralogiche in disequilibrio chimico-fisico. La presenza di fasi mineralogiche che mostrano tessiture correlabili a fenomeni di disequilibrio sono un ultimo, ma non meno importante, indizio di processi di mescolamento tra magmi. Sono state riconosciute numerose tessiture correlabili a processi di interazione tra magmi (es. Hibbard, 1981, 1991; Wallance & Carmichael, 1994). In particolare, Hibbard (1991) ha suggerito una classificazione, con relativa nomenclatura, di tutta una serie di tessiture di disequilibrio più comunemente osservabili, per diverse fasi mineralogiche, legate appunto a processi di interazione tra magmi. Tali tessiture (una selezione è mostrata in fig. 1.1) sono state proposte per un contesto di ambiente plutonico, in particolare per rocce granitoidi, ma le loro caratteristiche generali sono facilmente osservabili sia in rocce meno evolute di ambiente intrusivo, che in tutto lo spettro compositivo delle rocce vulcaniche. Anche nel caso studiato si osserva un'ampia casistica di fasi mineralogiche con tessiture di questo tipo, come verrà approfondito nel Capitolo 7.

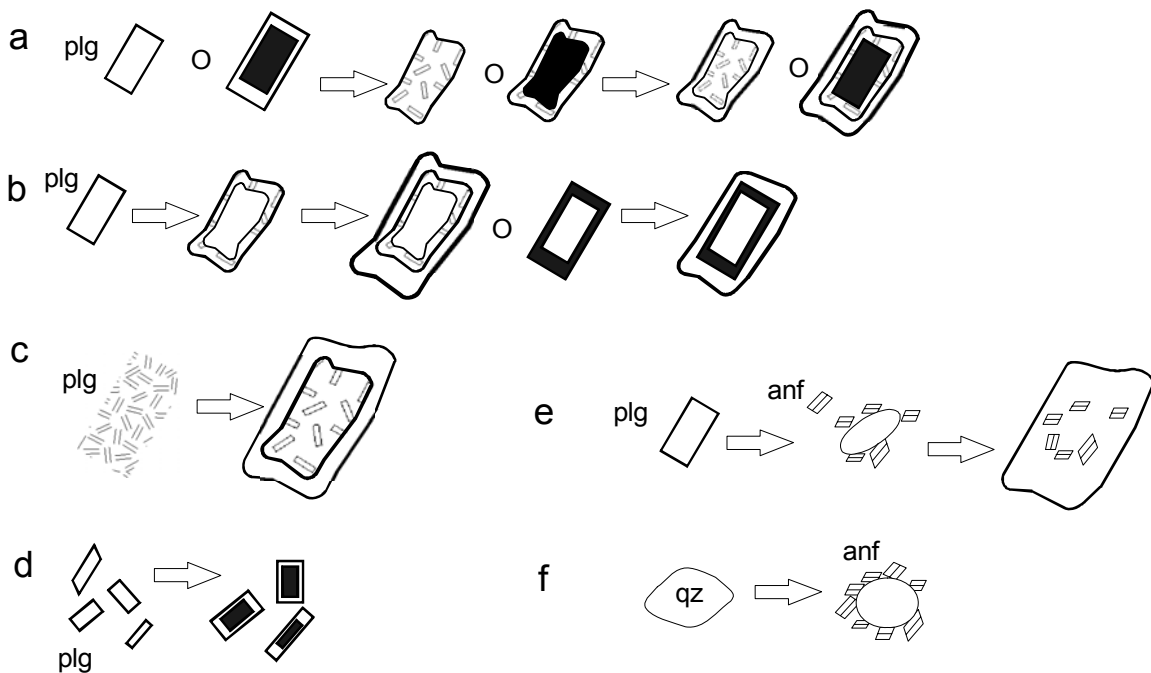


Figura 1.1: raffigurazione schematica di alcune tessiture di disequilibrio definite da Hibbard (1991) osservate nel presente studio. Tessitura a: zonature oscillatorie in cristalli di plagioclasio; tessitura b: tessitura *sieved* o di riassorbimento/dissoluzione in cristalli di plagioclasio; tessitura c: plagioclasio con zone interne di crescita cellulare; tessitura d: cristallizzazione di orneblenda su fenocristalli di plagioclasio; tessitura e: zonature in piccoli plagioclasio di forma allungata; tessitura f: quarzo con corone di orneblenda o clinopirosseni (*ocelar quartz*) (modificato da Hibbard, 1991). Sugle: plg = plagioclasio; anf = anfibolo; qz = quarzo.

1.1.2 Ambienti associati a processi di mescolamento

Processi di interazione/mescolamento tra magmi, possono avvenire, potenzialmente, in un'ampia varietà di ambienti. In generale, si possono distinguere tre contesti principali, in funzione delle diverse condizioni di pressione alle quali i diversi magmi vengono in contatto, delle geometrie e della possibilità di risalita dei magmi nei livelli crostali fino, in alcuni casi, alla loro eruzione (esplosiva o effusiva).

1. camera magmatica e condotti profondi (plutoni e dicchi intrusivi, P elevate);
2. camera magmatica superficiale e condotti sub-croscali (potenziale innesco di eruzioni esplosive o effusive), contesto che rispecchia il caso in esame nel presente lavoro;
3. condotti subaerei (mescolamento sin eruttivo).

Ciò, indica che i processi di interazione tra magmi, possono avvenire potenzialmente in ogni momento della vita di un sistema magmatico, a condizione che le loro proprietà reologiche e caratteristiche composizionali lo rendano possibile.

1.1.3 Modelli di indagine dei processi di mescolamento

La modellizzazione dei processi di interazione tra magmi, può essere eseguita attraverso due principali approcci: uno basato su modelli geochimici, l'altro su modelli fisici o fluidodinamici.

1. I modelli geochimici, si basano sull'utilizzo dei dati chimici (elementi maggiori, in tracce) e isotopici, ottenuti da analisi su roccia totale, dei campioni rappresentativi dei componenti del sistema osservato, e hanno come fine ultimo quello di tentare di definire il processo di interazione, individuando i magmi "end-member", in che modo e in che proporzioni interagiscono.

Di base, i modelli geochimici di riferimento, al fine di modellizzare un sistema dove avvengono fenomeni di interazione tra magmi, sono il processo di semplice mescolamento e il processo di MFC.

Il primo processo, prevede l'azione di un semplice mescolamento tra due termini estremi (*two end-member mixing*), ed è definito da una relazione lineare tra le concentrazioni degli elementi che definiscono la composizione dei magmi coinvolti, in funzione delle loro proporzioni (Fourcade & Allege, 1981; Cantagrel et al., 1984). La relazione è:

$$C_M = C_A x + C_B(1-x)$$

ovvero

$$C_M - C_B = x (C_A - C_B)$$

C_M = concentrazione dell'elemento nel magma risultante dal processo di mescolamento; C_A = concentrazione dell'elemento nel magma A; C_B = concentrazione dell'elemento nel magma B. x = frazione del magma A.

Questo processo è rappresentativo del più semplice caso di mescolamento s.s., dove due magmi con caratteristiche reologiche simili, entrano in contatto e sono in grado di mescolarsi. Quando ritenuta valida, tale relazione, permette di definire le frazioni di magma coinvolte nel mescolamento. Nel caso in cui, invece, questa relazione non sia in grado di rappresentare le caratteristiche dei campioni considerati, è necessario supporre l'azione di processi alternativi che agiscono simultaneamente a quello di semplice mescolamento.

Un ulteriore processo che si instaura al momento dell'interazione tra due magmi con proprietà reologiche diverse (es. un basalto e una riolite) è il processo di cristallizzazione, che coinvolge il magma più basico in considerazione della sua più alta temperatura rispetto al magma più acido. Un modello geochimico che permette di valutare simultaneamente l'effetto di un mescolamento e della cristallizzazione frazionata, è quello cosiddetto di MFC, ovvero Mescolamento + Cristallizzazione Frazionata la cui formulazione è analoga a quella del processo di AFC (Assimilazione + Cristallizzazione Frazionata) proposto da De Paolo (1981). Questo modello prende in considerazione le concentrazioni degli elementi in traccia o dei rapporti isotopici delle rocce, come indicatori della storia evolutiva dei magmi.

Limitandosi agli elementi in traccia, la relazione stabilita da questo modello è

$$C_M/C_0 = f + (r/(r-1+D)) * C_a/C_0(1-f)$$

e

$$f = F^{-r/(r-1+D)/(r-1)}$$

C_M = concentrazione osservata dell'elemento considerato; C_0 = concentrazione dell'elemento nel magma iniziale, cioè basico; C_a = concentrazione dell'elemento nel magma acido; r = rapporto tra il tasso di mescolamento e quello di cristallizzazione; D = coefficiente di ripartizione totale solido-liquido per l'elemento considerato tra le fasi mineralogiche che cristallizzano e il liquido basico; F = frazione del magma basico rimanente; f = frazione del magma acido

In relazione ai possibili processi che possono avvenire nel corso della storia di un sistema magmatico (es. ricarica del sistema con l'arrivo di nuovo magma basico o vari cicli di interazione con magmi a diverso grado evolutivo) questo modello è stato variamente implementato e reso più complesso (Cribb & Barton, 1996; O'Hara & Matthews, 1981).

2. I modelli fluidodinamici, invece, prendono in considerazione l'aspetto fisico del processo, e, quindi, le proprietà reologiche e termodinamiche dei due magmi che entrano in contatto. Numerose simulazioni ed esperimenti sono stati eseguiti da diversi autori, al fine di rappresentare e comprendere le dinamiche che possono svilupparsi in un contesto di questo tipo, sia utilizzando fluidi reali, quindi tramite modelli analogici (es. Huppert & Sparks; 1980; Huppert et al., 1982; Campbell & Turner, 1985; Snyder & Tait, 1996; Weinberg & Leitch, 1998; Cardoso & Woods, 1999; Koyaguchi & Kaneko, 1999; Snyder, 2000), che per mezzo di modelli numerici (es. Oldenburg et al., 1989; Cruden et al., 1995). Recentemente, è stato proposto, anche, l'utilizzo sistemi dinamici caotici applicati a questi processi di interazione tra magmi (es. Flinder & Clemens, 1996; Perugini & Poli, 2000; Perugini et al., 2002; Perugini et al. 2003), che permettono di tenere conto sia delle disomogeneità spaziali e temporali della masse magmatiche, che di geometrie più realistiche rispetto a quelle semplificate che devono essere impiegate nelle altre tipologie di modellizzazione.

Nel caso specifico di Nisyros, il processo di interazione tra magmi, con caratteristiche chimico-fisiche distinte, contraddistingue in maniera particolare l'intera fase recente di attività del vulcano (Capitolo 3), sia in un contesto di attività esplosiva che effusiva. In particolare, se tra i prodotti piroclastici, si osserva la presenza di un doppio juvenile e di pomici striate, nei prodotti lavici post-caldera, il fenomeno di *magma mingling* è particolarmente evidente per la presenza di una grande quantità di inclusi, riconoscibili all'interno dei duomi riolitici. Lo studio delle relazioni tra questi differenti magmi, pur essendo evidente che il contesto in cui ci troviamo è quello di uno spiccato *mingling*, non è banale. Infatti, come già anticipato, diversi studi hanno dimostrato che, in natura, è molto improbabile che i fenomeni di mescolamento s.s e di *mingling*, agiscano indipendentemente l'uno dall'altro; in questo senso appare, quindi, importante uno studio di maggior dettaglio per la ricostruzione dei processi in gioco.

La particolarità del sistema di Nisyros, è legata al fatto che questi fenomeni di *mingling* avvengono in un contesto vulcanologico specifico, caratterizzato dalla presenza di un'ampia caldera, originatasi in conseguenza di un'eruzione esplosiva pliniana, all'interno della quale si sono messi in posto dei duomi lavici di composizione evoluta, in un arco di tempo di almeno 15ka. Questa situazione, con una caldera riattivata dalla messa in posto di duomi, non è una novità in sistemi vulcanici, sia preistorici che attuali, specialmente in un ambiente geodinamico di arco come quello dell'Egeo Meridionale; tuttavia la presenza di inclusi magmatici al loro interno rende il quadro complessivo ancora più articolato, implicando l'avvicinarsi di uno o più apporti magmatici all'interno del sistema successivamente all'eruzione.

Nel presente studio, il tipo di approccio utilizzato e sviluppato per l'indagine dei processi di interazione tra i diversi magmi, si basa essenzialmente su metodi di modellizzazione geochimica, prendendo in considerazione, sia le caratteristiche composizionali degli elementi maggiori e in tracce, che quelle isotopiche, delle rocce rappresentative dei magmi interagenti.

Al fine di illustrare adeguatamente il contesto in cui si articola la problematica in questione, viene di seguito riportata una descrizione generale degli elementi che lo caratterizzano: i duomi lavici e gli inclusi magmatici.

1.2 Magmi evoluti e domi lavici

In presenza di un magma estremamente ricco in silice ed evoluto, il suo elevato grado di polimerizzazione, ne controlla fortemente le modalità di messa in posto. In questi casi, è estremamente probabile che si formino degli accumuli di lava in prossimità della bocca eruttiva, piuttosto che vere e proprie colate laviche.

I duomi sono, quindi, forme vulcaniche costituite da lave altamente viscosi emesse all'interno di una caldera o di un cratere, sia in posizione centrale che laterale (Scandone & Giacomelli, 2004).

Sulla base delle modalità di formazione e messa in posto, i duomi possono essere suddivisi in due tipologie: duomi endogeni e duomi esogeni (Williams, 1932).

1.2.1 Duomi endogeni

I duomi endogeni sono quelli che si formano all'interno del condotto per il raffreddamento delle zone più esterne di un flusso di lava molto viscosa che risale lentamente (fig. 1.2B). In questo caso quindi il magma non fuoriesce in superficie, ma rimane confinato all'interno del sistema dando luogo a un rigonfiamento superficiale (es. duomo del Mt. St. Hèlens antecedente all'eruzione del 1980). Se il flusso persiste, la spinta del fuso in risalita può portare alla rottura della crosta solida; la continua frantumazione di queste parti solidificate, da luogo progressivamente alla formazione di un accumulo di brecce, composte da blocchi spigolosi ai fianchi del rigonfiamento.

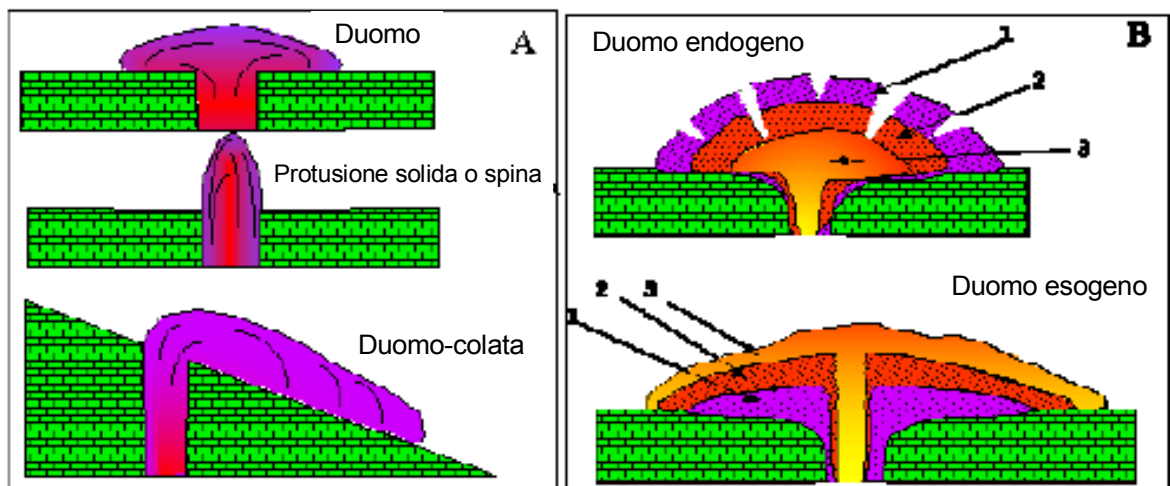


Figura 1.2: Quadro A: raffigurazioni schematiche in sezione delle diverse modalità di messa in posto di lave altamente viscosi ed evolute. dall'alto verso il basso: generico duomo generato da magma che si estrude da una bocca eruttiva, su una superficie orizzontale; spina o protusione solida di magma moto viscoso, che non

si espande lateralmente sviluppandosi in senso verticale; duomo-colata generato dalla messa in posto di magma lungo una superficie inclinata. Quadro B, dall'alto verso il basso: sezioni schematiche di un generico duomo endogeno, dove il nuovo magma non viene a giorno, ed esogeno, dove invece il nuovo magma va a formare gli strati più superficiali della struttura. I numeri 1,2,3 rappresentano tre eventi di emissione lavica successivi nel tempo.

1.2.2 Duomi esogeni

I duomi esogeni si formano invece quando la lava fuoriesce dal condotto e, a causa la sua alta viscosità, non dà luogo ad una colata, ma si accumula nelle vicinanze del punto di emissione (fig.1.2B). Generalmente un duomo si forma in seguito all'estrusione, più o meno continua, di lava viscosa, con composizione normalmente acida (riolitico -riodacitico o dacitico-andesitico), da un condotto o da una fessura. Le singole emissioni hanno in genere un volume limitato e si accumulano una sull'altra mantenendo una via di uscita sommitale o fratturando la struttura in più punti.

Le masse magmatiche che costituiscono un duomo esogeno possono essere emesse in tempi diversi, da ore, a giorni, a mesi (Watts et al., 2000). La velocità di crescita di un duomo varia infatti in funzione del tasso di effusione del magma, che normalmente possiede valori bassi, soprattutto se confrontato con quelli delle normali colate laviche. Questi valori possono presentare un'ampia variabilità nel corso della messa in posto di un duomo, con pulsazioni corrispondenti a momenti di maggiore attività alternati a periodi più quiescenti. Considerando infatti i tassi di effusione misurati in alcuni dei sistemi vulcanici attivi caratterizzati dalla messa in posto di duomi, si osservano valori variabili da $<0.04 \text{ m}^3/\text{s}$ a $>0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ (intesi come media su un arco di tempo di circa 20 anni), con episodi di estrusione con valori nettamente più alti: da $4.6 \text{ m}^3/\text{s}$ per il duomo del vulcano Unzen (Giappone) nel 1991, fino ai $20 \text{ m}^3/\text{s}$ registrati per il duomo del Mt. St. Helens. La costruzione di un duomo può avvenire quindi con tassi di crescita variabili e interruzioni nell'emissione di lava in funzione della dinamica interna del sistema magmatico.

I duomi possono crescere passivamente e rimanere quiescenti per lunghi periodi, ma possono anche generare flussi piroclastici devastanti, in seguito a collassi della loro struttura instabile, oppure mostrare periodi di intensa attività esplosiva. Tali collassi sono spesso favoriti dalle esplosioni che si producono alla sua base, causate prevalentemente dai gas che si liberano attraverso le fratture. Fenomeni di crollo o di collasso della struttura, insieme alle esplosioni, danno luogo spesso alla formazione di veri e propri flussi piroclastici lungo i fianchi del vulcano, generando depositi denominati *block and ash deposits* (un esempio eclatante è il vulcano Merapi, la cui attività è periodicamente contrassegnata da fasi di costruzione di duomi, collasso e sviluppo di flussi piroclastici). Alcuni studi (es. Newhall & Melson, 1983) hanno mostrato che fasi di attività esplosiva avvengono in più del 95% dei casi di messa in posto di un duomo e che eventi esplosivi successivi alla messa in posto si hanno in più della metà dei casi, preceduti da periodi di estrusione di settimane o alcuni mesi. Precedentemente l'inizio delle eruzioni esplosive sono stati osservati vari fenomeni precursori, come pulsazioni a breve termine nel tasso di effusione del magma e, in alcuni casi, subsidenza del duomo lavico stesso.

Associata alla messa in posto di duomi lavici, si osserva una attività sismica superficiale particolare, caratterizzata da una predominanza di eventi ibridi a lungo periodo (Chouet, 1996; Stix et al., 1997) che sono stati attribuiti alla formazione di

fratture, dovute ad un aumento della pressione dei fluidi all'interno del corpo del duomo (Cruz & Chouet, 1997). Secondo Sparks (1997) è proprio questo aumento della pressione dei fluidi, dovuto sia al degassamento del magma nel corso della risalita, che alla cristallizzazione di microliti nella massa di fondo in conseguenza del raffreddamento, ad essere responsabile dell'estrusione di duomi lavici.

Dal punto di vista morfologico i duomi sono caratterizzati da una superficie a blocchi, rugosa e irregolare, con fianchi generalmente ripidi e una sezione circolare o ovoidale. La forma e la struttura di un duomo esogeno, sono condizionate fortemente dalle caratteristiche fisiche del magma, come viscosità, temperatura, contenuto in volatili e tasso di effusione (Griffiths & Fink, 1997; Fink & Griffiths, 1998), dalla geometria del condotto e dalle caratteristiche morfologiche del terreno su cui si impostano, come la pendenza del suolo (Lyman et al., 2002) o la presenza di strutture che ne limitano l'espansione (ad esempio caldere o crateri) generando forme asimmetriche o lobate o locali colate.



Figura 1.3: duomo del vulcano Unzen (Giappone) emesso nel corso dell'attività effusiva che si è verificata tra il 1990 e il 1995 (foto da USGS)



Figura 1.4: a – duomo in formazione all'interno del cratere del vulcano Montserrat (Papua Nuova Guinea) nel corso dell'attività effusiva del 1997 (foto da USGS).



Figura 1.5: duomo preistorico del vulcano Lassen (U.S.A.) la cui formazione risale a circa 25 ka fa, (foto da USGS).

Dal punto di vista della struttura interna, un duomo è caratterizzato generalmente da una serie di strati concentrici formati dalla variazione delle proprietà reologiche delle varie porzioni di lava (struttura cipollare). Si osserva un graduale passaggio dalla parte esterna, brecciata, alla parte interna massiva con sviluppo di fratture e formazione di strati di scorrimento differenziato con geometria a ventaglio, divergente dal punto di emissione.

1.2.2.1 Classificazione dei duomi esogeni

Gli schemi classificativi dei duomi esogeni, si basano principalmente su criteri morfologici (Williams, 1932; Huppert, 1982; Huppert et al., 1982; Blake, 1990; Griffith & Fink, 1917; Fink & Griffith, 1998; Lyman et al., 2004). Tali parametri sono stati individuati e verificati sia attraverso l'osservazione diretta di duomi attivi e preistorici, sia sulla base di esperimenti di simulazione su modelli analogici, in modo da stabilire una correlazione diretta tra morfologia, proprietà reologiche e modalità di messa in posto.

Secondo Fink & Griffith (1998) si possono identificare quattro principali classi morfologiche:

1. *Spiny Domes*: duomi alti e con fianchi molto ripidi, con una superficie sommitale relativamente piana ricoperta da blocchi di piccole dimensioni e cenere. Le loro zone sommitali sono comunemente caratterizzata dalla presenza di una o più spine sub verticali con pareti lisce e ricurve, che si impostano direttamente sopra la bocca attiva. Questi duomi hanno generalmente una pianta circolare e un profilo conico. La continua fuoriuscita di materiale lungo queste pareti ripide può generare

spesse colate laviche (*culée*) che possono svilupparsi anche per diversi chilometri. Date tali caratteristiche queste strutture possiedono una instabilità intrinseca che provoca periodici crolli e collassi. Quando il loro fronte collassa tendono a produrre flussi piroclastici.

2. *Lobate Domes*: duomi formati da una serie di porzioni o bracci distinti, che si sviluppano a partire da una bocca eruttiva centrale, con una direzione radiale, fino a formare una struttura con una pianta sellata o a quadrifoglio. I singoli bracci non sono attivi tutti allo stesso tempo, generalmente se ne forma uno che poi si sviluppa e si esaurisce, lasciando che un nuovo braccio si formi in un'altra direzione. Il profilo appare si presenta scosceso, con caratteristiche pieghe sulla superficie, che formano delle specie di creste, chiamate *crease structure*. Sebbene duomi di questo tipo siano ampiamente fratturati, queste fratture si formano in uno stadio relativamente avanzato della loro messa in posto limitando lo sblocchettamento della superficie, che risulta meno accidentata, più regolare. Spine occasionali. Il collasso del fronte di un lobo del duomo può generare fenomeni esplosivi, specialmente su superfici ripide.
3. *Platy Domes*: a differenza dei precedenti, questi duomi hanno dei lobi meno definiti, caratterizzati da un corpo centrale circolare, anziché allungarsi in una certa direzione dalla bocca eruttiva. Questi lobi sono più piccoli e meno sviluppati di quelli del tipo *lobate* e danno luogo a una pianta più circolare, in condizioni di lievi pendenze, o ellittica, in condizioni di pendio più ripido. A causa delle tensioni cui è sottoposto il corpo del duomo, la sua superficie appare ampiamente spaccata in tante placche di piccole dimensioni che nel complesso le conferiscono un aspetto particolarmente accidentato e irregolare. La presenza di materiale superficiale brecciato è molto più comune nei duomi tipo *platy* rispetto ai tipo *spiny* o *lobate*. In sezione queste strutture tendono ad essere più arrotondate e più basse rispetto alle tipologie *spiny* e *lobate*.
4. *Axisymmetric Domes*: questi duomi presentano il profilo più regolare, il più basso rilievo e una superficie più abbondantemente ricoperta da blocchi di piccole dimensioni. La topografia di questi corpi suggerisce un comportamento di deformazione transazionale tra plastico tipo Bingham e viscoso-fluido. Se messo in posto su un pendio inclinato questo tipo di duomo viene anche detto *culée* (Blake, 1990) a causa della tendenza a fluire che gli conferisce più un aspetto di colata. Comunemente la messa in posto di questi corpi non è accompagnata da processi esplosivi violenti, anche se, in alcuni casi, si possono avere delle esplosioni in corrispondenza della bocca eruttiva o nelle zone più superficiali. Questi fenomeni sembrano essere legati a una locale concentrazione di volatili all'interno del flusso lavico.

Queste quattro classi sono definite da un valore specifico del parametro morfologico Ψ_B (tabella sottostante). Questo parametro adimensionale è ottenuto unendo osservazioni e misure di campagna, su duomi attivi, a risultati sperimentali, su magmi con caratteristiche di densità, viscosità e tasso di emissione variabili.

Lyman et al. (2004) hanno successivamente implementato questi modelli, prendendo in considerazione l'effetto della pendenza del terreno sulla morfologia dei diversi duomi; il risultato è una variazione del parametro morfologico (Ψ_B) in funzione della pendenza del suolo (β).

La tabella sottostante riporta i parametri morfologici ricavati da Fink e Griffith (1998) e successivamente ripresi e modificati da Lyman et al. (2005), in funzione delle classi morfologiche in cui possono essere suddivisi i duomi esogeni.

Type	Fink e Griffiths, 1998		Lyman et al., 2004	
	Ψ_B Min	Ψ_B Max	Ψ_B Min	Ψ_B Max
Spiny	0.01	0.12	0.01	0.10
Spiny-Lobate	0.03	0.30	0.04	$0.03+0.59e^{(-0.05*\beta)}$
Lobate	0.12	0.90	0.10	$1.78e^{(-0.05*\beta)}$
Lobate-Platy	0.30	3.00	$0.03+0.59e^{(-0.05*\beta)}$	$0.59e^{(-0.05*\beta)}+6.32e^{(-0.09*\beta)}$
Platy	0.90	15.00	$1.78e^{(-0.05*\beta)}$	$18.97e^{(-0.09*\beta)}$
Platy-Axisymmetric	3.00	30.00	$0.59e^{(-0.05*\beta)}+6.32e^{(-0.09*\beta)}$	$33.33+6.32e^{(-0.09*\beta)}$
Axisymmetric	15.00	100	$18.97e^{(-0.09*\beta)}$	

Confronto tra i possibili valori di Ψ_B delle diverse classi morfologiche di duomi, ricavati per superfici di messa in posto orizzontali (Fink & Griffiths, 1998) e inclinate, fino a 30° (Lyman et al. 2004). Nella seconda parte della tabella la prima classe morfologica (*spiny*) non presenta variazioni nei valori del parametro morfologico, in quanto la maggiore viscosità del magma, che da luogo a tali forme, permette di trascurare l'influenza di un pendio inclinato (limitatamente a inclinazioni entro i 30°). Il parametro morfologico adimensionale $\Psi_B=t_s+t_A=(g\Delta\rho/\sigma)^3Qt_s$, dove t_s = tempo di avvezione, ovvero il tempo impiegato da un flusso viscoso a avanzare di una distanza pari al suo spessore; t_A = tempo di solidificazione, ovvero il tempo necessario ad un magma esposto in superficie a raggiungere la temperatura di solidificazione; g = accelerazione di gravità; $\Delta\rho$ = contrasto di densità tra il flusso e l'ambiente circostante; σ = sforzi interni al magma; Q = tasso di emissione (*eruption rate*). Modificata da Lyman et al., 2004.

Molti sistemi vulcanici attuali possiedono un'attività caratterizzata dalla formazione di duomi. Ad esempio, possiedono duomi attivi o con attività storiche recenti i vulcani Merapi, Shiveluch (Kamchatka), Unzen (Giappone), Montserrat, Santiaguito, Redoubt (Alaska), Galeras (Messico), Mt. St. Hèlens, Soufrière, Pinatubo (Filippine), Masama, tutti vulcani ampiamente conosciuti e studiati. Esistono poi tutta una serie di sistemi vulcanici quiescenti o estinti che presentano un'attività di questo tipo nel corso della loro evoluzione, alcuni esempi sono Pantelleria, Panarea, Ischia, Lipari solo per citare esempi italiani, e, più recentemente, Santorini e Nisyros in Grecia, considerati tuttora attivi.

La messa in posto di un duomo può essere un fenomeno che precede un'eruzione esplosiva, anche di grandi dimensioni (come nel caso del Mt. St. Hèlens, 1980 o del Pinatubo, 1991) e, in questi casi rappresenta uno degli elementi precursori e contemporaneamente uno dei principali artefici dell'aumento di pressione nel sistema, agendo come un tappo. Alternativamente, la formazione di un duomo rappresenta la fase finale di un'eruzione durante la quale vengono emessi prodotti progressivamente più acidi. Ci sono infine, sistemi il cui stile eruttivo è essenzialmente caratterizzato dalla messa in posto di duomi che periodicamente collassano, sviluppando flussi piroclastici (come ad esempio i vulcano Merapi).

In un sistema vulcanico attivo, la messa in posto di duomi, rappresenta uno degli aspetti più sensibili in materia di valutazione del rischio vulcanico legato alla possibilità di eruzioni esplosive e costituisce un elemento di particolare interesse dal punto di vista del monitoraggio. Per prima cosa, infatti, il duomo è di per se un ambiente dinamico e instabile, soggetto a crolli e franamenti, cui possono essere correlati fenomeni di flusso anche notevoli, tali da interessare le aree limitrofe al vulcano. Inoltre costituisce una struttura capace di occludere il sistema vulcanico

(come un tappo) provocando di conseguenza un aumento della pressione al suo interno, che può accumularsi fino a provocare un'eruzione esplosiva oppure liberarsi improvvisamente in conseguenza dei fenomeni di crollo più importanti.

Secondo Hammer et al. (2000), in merito alla prevenzione e valutazione del rischio vulcanico legato ad esplosioni, per sistemi caratterizzati dalla crescita di duomi, sono da prendere in considerazione due più importanti questioni, legate prevalentemente alle dinamiche interne del sistema magmatico:

1. natura del passaggio da un ostile eruttivo effusivo a uno esplosivo;
2. valutazione dell'entità con cui i processi magmatici sono coinvolti nel collasso di un duomo.

La possibilità di fare simili considerazioni, implica la comprensione dei processi di degassamento e fuoriuscita di volatili nel corso della risalita del magma. Infatti, quando un magma degassa in un sistema aperto, arriva alla superficie in maniera non esplosiva, al contrario l'intrappolamento di gas (degassamento in sistemi parzialmente chiusi) può causare uno stile eruttivo che diventa improvvisamente esplosivo. La valutazione e l'identificazione del meccanismo che determina l'apertura o la chiusura del sistema in esame, è quindi di estrema importanza.

In contesti vulcanici caratterizzati da questo stile eruttivo, è possibile osservare la presenza di inclusi mafici all'interno delle lave che formano i duomi (es. Shivelcuk in Kamchatka, Panarea, Eolie). Questa caratteristica indica fenomeni di interazione tra due diversi magmi, in atto al momento della messa in posto, fattore che rappresenta un elemento di ulteriore criticità del sistema.

1.3 Inclusi magmatici come testimoni del processo di interazione

Secondo la definizione precedentemente data, gli inclusi sono entità fisiche discrete, ben definite all'interno di un corpo incassante. Il termine "magmatico" sta ad indicare il fatto che tali inclusi si sono generati direttamente da un magma fuso, che si intrude in una differente massa magmatica, e non da porzioni litiche strappate nel corso della risalita del magma ospite verso la superficie. Più propriamente, indica che l'interazione tra i due magmi avviene in una fase in cui entrambi si trovano ancora in uno stato fuso o di *crystal mush* (con una struttura cristallina formata, ma ancora allo stato plastico). Il termine mafico viene, inoltre, frequentemente associato alla definizione di incluso magmatico. Questo perché, nella maggior parte dei casi osservati in contesti vulcanici, gli inclusi hanno composizioni nettamente meno evolute rispetto alla roccia ospite (duomo o colata che sia). Se l'incassante possiede generalmente composizioni riolitiche o riodacitiche, gli inclusi hanno una composizione di andesiti o andesiti-basaltiche.

Sebbene gli inclusi magmatici in ambiente plutonico siano quelli maggiormente descritti in letteratura, le stesse caratteristiche e considerazioni possono essere applicate anche a quegli inclusi che si formano in ambiente vulcanico. Vari autori hanno effettuato studi che hanno permesso di caratterizzare dal punto di vista morfologico, tessiturale e composizionale questi prodotti (Bacon, 1986; Huppert et al., 1989; Blake & Fink, 2000).

I principali elementi distintivi che caratterizzano un incluso magmatico sono:

1. bordi di contatto netti con l'incassante (indice di un elevato ΔT tra i due magmi);

2. superfici convolute con golfi e anse di deformazione plastica e crenulazioni;
3. forme da rotondeggianti a ovoidali fino a ameboidi;
4. interdigitazioni con il magma incassante all'interno dell'incluso;
5. ingressione di fasi mineralogiche dall'incassante all'interno dell'incluso;
6. occasionale slabbramento del bordo con frammentazione dell'incluso nell'incassante, bordi diffusi (indice di un minore ΔT tra i due magmi);
7. eventuale presenza di un *chilled margin* o bordo di raffreddamento;
8. granulometria generalmente fine, microcristallina, con cristalli più o meno aciculari o scheletrici (indice di un rapido raffreddamento che genera una rapida nucleazione dei cristalli);
9. struttura dititaxitica, con vacuoli interstiziali e vetro residuale. Questa vacuolarità è quella che conferisce alla roccia finale l'elevata porosità;
10. struttura da afirica o suba-afirica a porfirica;
11. vescicolazione dovuta al degassamento del magma, con vescicole di dimensioni variabili da 1 a 10 mm, chiamate anche *segregation vesicles* o vescicole di segregazione;
12. composizione chimica generalmente meno evoluta rispetto alle rocce che li ospitano (magma più mafico e generalmente più caldo e meno viscoso).

I primi sei punti riguardano tutte caratteristiche morfologiche che, se riscontrate, testimoniano l'intrusione di un fuso magmatico all'interno di una diversa massa magmatica. La deformazione degli inclusi, con la creazione di superfici convolute e ameboidi e forme più o meno allungate, è stata ampiamente studiata dal punto di vista fisico e correlata con l'effetto degli sforzi compressivi, tensionali o di taglio, che agiscono sulla porzione di magma mafico, come conseguenza delle differenze reologiche esistenti tra i due magmi, dei moti convettivi che si vengono generalmente a creare in camera magmatica, per l'intrusione di materiale caldo, e del processo stesso di messa in posto, all'interno di colate o duomi lavici (Blake & Fink, 2000; Perugini, 2002; Perugini et al., 2002). Eventuali superfici di contatto, tra l'incassante e l'incluso, con geometrie planari molto nette o forme spigolose, sono indicative di un processo di fratturazione degli inclusi, ormai come corpi semi-solidi, all'interno dell'incassante in seguito a sforzi deformativi elevati, dati dai campi di flusso del magma ospite, generalmente nel corso della messa in posto (Martin et al., 2006).

Il punto 7 riguarda una caratteristica di estrema importanza, anche a fini interpretativi sull'entità del mescolamento in atto in un sistema del genere. Il *chilled margin*, infatti, è un bordo di raffreddamento, la cui estensione può variare da qualche millimetro a qualche centimetro, caratterizzato da una struttura microcristallina, più fine rispetto al resto del corpo, talvolta vetrosa e vacuolare. Questo bordo di raffreddamento rappresenta una struttura di *quenching*, cioè formatasi in conseguenza di un rapido raffreddamento. Secondo Huppert & Sparks (1989), un *chilled margin* si forma perché tra il magma in arrivo e quello incassante esiste un netto contrasto delle proprietà termodinamiche, tra cui la conduttività termica. Secondo questi autori quando il flusso di calore dal magma in ingresso, non riesce a bilanciare l'ampio flusso conduttivo iniziale nell'incassante, il primo effetto è la formazione di un bordo di raffreddamento nel magma più caldo (generalmente quello degli inclusi). Tuttavia, se i due corpi rimangono a contatto per un periodo di tempo sufficiente, la capacità

conduttiva dell'incassante diminuisce e può essere superata dal flusso di calore del magma, in queste condizioni il *chilled margin* può iniziare a fondere di nuovo, fino a scomparire del tutto.

La presenza di un *chilled margin* è una delle caratteristiche diagnostiche, che permettono di affermare l'origine di un incluso da un magma allo stato fuso, con caratteristiche termodinamiche differenti dal magma incassante. Fondamentale, sotto questo aspetto è una differenza di temperatura, tra i due magmi, tale da generare un ΔT sufficiente a permettere il congelamento della porzione di magma, in corrispondenza del contatto. La formazione del *chilled margin* inibirebbe, inoltre, un processo di assimilazione della roccia o del magma ospite, agendo come una barriera. Secondo Bacon (1986), inoltre, il *chilled margin* agirebbe come una barriera anche per il degassamento; in questo senso, una volta incorporato nel magma ospite, l'incluso magmatico si comporta come una massa solida a bassa densità, sospesa all'interno di un corpo magmatico.

Altri autori (Martin et al., 2006), hanno invece focalizzato l'attenzione sul ruolo chiave giocato dalla struttura cristallina nel determinare l'entità del mescolamento possibile tra i due magmi. La formazione di una struttura cristallina coerente permette di mantenere l'integrità dell'incluso nel corso del degassamento e del trasporto degli inclusi nel magma ospite e la morfologia della fase mineralogica dominante esercita un controllo significativo sulla resistenza della struttura dell'incluso. Ciò significa che ci sono casi in cui l'incluso mafico non deve essere visto come un magma più caldo e più fluido che entra in contatto con un corpo più freddo e più viscoso, ma come un componente mafico che può essere reologicamente più rigido o più viscoso della massa magmatica silicatica dominante grazie alla presenza di una struttura cristallina già formata. Tali casi sono quelli in cui l'equilibrio termico tra inclusi e magma ospite avviene rapidamente causano un rapido aumento della viscosità dell'incluso e impedendo una omogeneizzazione dei due magmi.

Sparks & Marshall (1986) suggeriscono infine che di per se, la formazione stessa di inclusi mafici è un fattore che inibisce un mescolamento s.s.

La cristallizzazione in condizioni di brusco raffreddamento (che genera una massa di fondo microcristallina nella roccia derivante) è un'altra forte evidenza del fatto che l'incluso si trovava effettivamente allo stato fuso al momento dell'intrappolamento, testimoniando l'esistenza di un contrasto di temperatura tra i due magmi. Un magma mafico, caldo, che si intrude in un magma silicatico, più freddo, subisce in pratica un processo di congelamento, detto anche *quenching*.

La struttura dictitaxitica (punto 9, fig. 1.6) rappresenta una caratteristica tipica delle rocce derivanti da un processo di raffreddamento veloce del magma e costituisce quindi una peculiarità degli inclusi magmatici.

Questa struttura consiste in un fitto intreccio di cristalli allungati e sottili (da aciculari fino a scheletrici) a formare un vero e proprio reticolo. I vacuoli interstiziali, presenti cioè tra i cristalli del reticolo, sono un elemento distintivo di questa struttura; questi vacuoli non sono arrotondati, ma definiti dalle facce dei microliti della massa di fondo e, secondo alcuni autori (Anderson et al., 1984), questa caratteristica indica che si tratta di uno stadio prematuro di vescicolazione, congelato dal rapido raffreddamento e cristallizzazione della struttura dell'incluso. Il vetro può essere presente in posizione interstiziale, all'interno di questi vacuoli, lungo le pareti dei cristalli. Questa sottile vacuolarità è quella che conferisce la caratteristica porosità alle rocce degli inclusi.

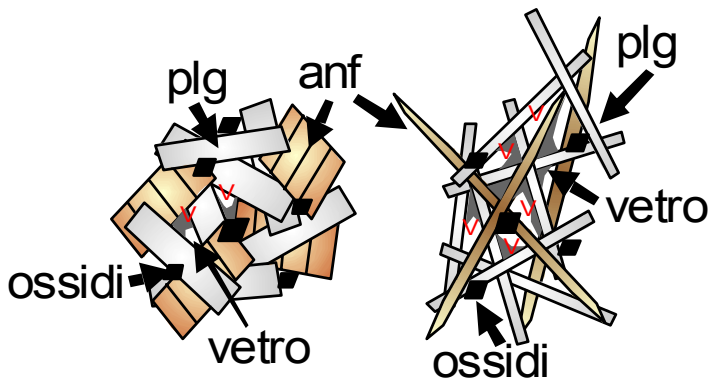


Figura 1.6: raffigurazione rappresentativa di struttura cristallina. V = vacuoli interstiziali

Le vescicole indicate al punto 11, sono anche dette "*segregation vesicules*" (vescicole di segregazione). Possiedono una forma arrotondata e possono avere dimensioni variabili da millimetriche fino a centimetriche. Queste vescicole deriverebbero, secondo Anderson et al. (1984), dalla coalescenza di piccole bolle di gas successivamente all'evento di intrusione del magma nell'incassante. Il processo è reso possibile per l'aumento del contenuto in volatili nel liquido residuale, in seguito alla cristallizzazione, in un momento in cui la struttura cristallina non si era ancora del tutto formata (Best, 2006). Queste vescicole sono quelle che determinano la vacuolarità della roccia.

Un inclusivo magmatico presenta pertanto, questa doppia caratteristica di porosità e di vacuolarità, conferitagli rispettivamente dai vacuoli "strutturali" di tipo dictitaxitico e dalle bolle di gas, che dovrebbero rappresentare lo stadio maturo delle prime. L'origine di queste due tipologie di vacuoli è legata a fenomeni diversi, ma i primi possono essere visti anche come uno stadio incipiente o potenziale per la vescicolazione.

Oltre ad una massa di fondo microcristallina, gli inclusi possono contenere anche fenocristalli, formati precedentemente all'intrappolamento del magma mafico nell'incassante (sono ovviamente esclusi da questa considerazione quei fenocristalli che possono essere di provenienza del duomo). Queste fasi rendono conto di una storia di cristallizzazione antecedente al contatto tra i due magmi e al quenching del sistema, e possono rivelare tutta una serie di processi che hanno interessato questi magmi.

Anderson et al. (1984) affermano, inoltre, che una differenziazione in situ degli inclusi, cioè quando questi si sono già formati come corpi a se stanti, con una loro struttura cristallina, è possibile perché un liquido residuale sufficiente al momento del raggiungimento dell'equilibrio termico. In questi casi si sviluppa un processo, detto di filtro-pressa o "*gas filter-pressing*", dove il liquido residuo presente tra i cristalli viene allontanato in seguito a pressioni sui minerali da parte della fase gassosa presente all'interno del liquido residuale. Questo processo, prevede che si possano formare e accumulare dei liquidi residuali, molto evoluti, nelle vescicole (*segregation vesicules*) della struttura cristallina e che parte di questo liquido possa poi migrare verso l'incassante ed essere espulso dall'incluso stesso.

Per quanto riguarda le dimensioni, secondo Bacon (1986) il diametro massimo che un inclusivo magmatico può avere, raramente raggiunge il metro e generalmente è di circa 20 cm. Le dimensioni minime sono dell'ordine di 1-2 cm, ma questo limite è molto più incerto, in quanto inclusi millimetrici costituiti da piccole porzioni di materiale mafico sono presenti in molte lave incassanti e sono riconoscibili solo attraverso uno studio petrografico alla micro-scala. Blake & Fink (2000), hanno modellizzato il comportamento di deformazione degli inclusi, in funzione delle loro

dimensioni e il risultato è che gli inclusi più grandi si deformano maggiormente rispetto agli inclusi piccoli, all'interno di uno stesso campo di flusso. Gli stessi autori hanno visto inoltre che, un certo incluso subisce una deformazione maggiore in regimi di stress di taglio progressivamente più intensi: gli inclusi risulteranno pertanto più deformati alla base di una colata o vicino al contatto con il corpo incassante dove gli sforzi di taglio sono maggiori. Estrapolando, possiamo anche dire che un alto tasso di effusione dovrebbe produrre una deformazione maggiore degli inclusi, rispetto a condizioni di messa in posto meno efficiente.

In generale, la percentuale di inclusi presenti un corpo incassante, in un contesto vulcanico, è stata stimata tra 0.1% e 2%, con una concentrazione massima di circa 30% (McGarvie, 1984). Quello che appare è che l'interazione tra due magmi in proporzioni simili tra loro da luogo a una omogeneizzazione, o in casi sin-eruttivi, a lave a bande. Questo significa che si possono avere degli inclusi quando le proporzioni tra magma ospite e magma mafico sono nettamente diverse in favore dell'incassante (inclusi < 50%). In questa condizione, infatti, qualsiasi magma di composizione evoluta o intermedia ha la capacità di congelare e mantenere inclusi di magma più mafico (Bacon, 1986).

La presenza di inclusi magmatici in un contesto vulcanico, riveste una particolare importanza anche in termini di rischio vulcanologico, perché fornisce l'evidenza di nuovi arrivi di magma all'interno di un sistema, a livelli relativamente superficiali. Il periodico riempimento di una camera magmatica superficiale più o meno evoluta, con nuovo magma mafico, è infatti ampiamente riconosciuto come un fattore di potenziale innesco per una nuova eruzione, oltre ad indicare che il sistema continua ad essere attivamente rifornito da materiale profondo, con caratteristiche molto diverse da quello presente in camera magmatica (tanto da non riuscire a mescolarsi, mantenendosi come entità a se stante dando luogo a fenomeni di immiscibilità). Da qui l'importanza dello studio di questi fenomeni soprattutto per una ricostruzione e modellizzazione del sistema magmatico.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, A.T., 1976 - *Magma mixing: petrological process and volcanological tool. Journ. of Volcanol. And Geotherm. Reserch* **1**, 3-33.
- Anderson, T., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 1984 - *The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: Implications for mantle metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology* **115**, 505-514.
- Bacon, C.R., 1986 - *Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. Journal of Geophysical Research* **91**, 6091-6112.
- Bateman, R., 1995 - *The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chamber. Earth Sci. Rev.* **39**, 91-106.
- Blake S., 1990 - *Viscoplastic models of lava domes, in Lava Flows and Domes. IAVCEI Proc. Volcan.* **vol. 2**, edited by J.H. Fink, 88-126, Springer-Verlag, New York.
- Blake S., Fink J.H., 2000 - *On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. J. Volcanol. And Geotherm. Reserch* **95**, 1-8.
- Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1993 - *Volcanic Successions. Modern and Ancient.* Chapman & Hall, 528pp.

- Chouet B., 1996 - *Long-period volcano seismicity : its source and use in eruption forecasting*. Nature **380**, 309-316.
- Cruz, F., Chouet, B., 1997 - *Long period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of alava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991*. J. Volcanol. And Geotherm. Reserch **77**, 121-158.
- De Paolo, D.J., 1981 - *Trace elements and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization*. Earth Planet. Sci. Lett., **53**, 189-202.
- DeRosa, R., Mazzuoli, R., Ventura, G., 1996 - *Relationships between deformation and mixing process in lava flows : a case study of Salina (Aeolian Islands, Tyrrhenian sea)*. Bull. of Volcanol. **58**, 286-297.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991 - *Enclaves and Granite Petrology*. Developments in Petrology, **vol. 13**. Elsevier, Amsterdam, 625 pp.
- Fink, J.H., Griffiths, R.W., 1998 - *Morphology, eruption rates and rheology of lava domes: Insights from laboratory models*. Journal of Geophysical Research **103**, 527-545.
- Fink, J.H., Griffiths, R.W., 1998 - *Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: insights from laboratory models*. J. Geoph. Res. **103-B1**, 527-545.
- Flinders, J., Clemens, J.D., 1996 - *Non-linear dynamics, chaos, complexity and enclaves in granitoid magmas*. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. **87**, 225-232
- Fourcade, S., Allegre, C.J., 1981 - *Trace element behaviour in granite genesis: a case study of the calc-alkaline plutonic association from the Querigut Complex (Pyrenees France)*. Contrib. Mineral. Petrol. **76**, 177-195.
- Griffiths, R.W., Fink, J.H., 1997 - *Solidifying Bingham extrusions: A model for the growth of silicic lava domes*. J. Fluid Mech. **347**, 13-36.
- Hibbard, M.J., 1991 - *Petrography to Petrogenesis*. Book. Prentice Hall.
- Huppert, H.E., 1982 - *The propagation of two-dimensional and axisymmetric viscous gravity currents over a rigid horizontal surface*. J. Fluid Mech. **121**, 43-58.
- Huppert, H.E., 1989 - *Phase changes following the initiation of a hot turbulent flow over a cold solid surface*. J. Fluid Mech. **198**, 293-319.
- Huppert, H.E., Sparks, R.J., 1989 - *Chilled margins in igneous rocks*. Earth and Planetary Science Letters **92**, 397-405.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., 1980 - *The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma*. Contib. Mineral. Petrol., **75**, 279-289.
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J., Turner, J.S., 1982a - *Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems*. Nature **297**, 554-557.
- Huppert, H.E., Turner, J.S., Sparks, R.S.J., 1982b - *Replenished magma chambers: effect of compositional zonation and input rates*. Earth and Planetary Sciences Letters **57**, 345-357.
- Lyman, A.W., Koenig, E., Fink, J.H., 2004 - *Predicting yield strenghts and effusion rates of lava domes from morphology and underlying topography*. J. Volcanol. and Geotherm. Reserch **129**, 125-138.
- Martin, V.M., Holness, M.B., Pyle, D.M., 2006 - *Textural analysis of magmatic enclaves from Kamani Islands, Santorini, Greece*. J. Volcanol. and Geotherm. Reserch **154**, 89-102.
- McGarvie, D.W., 1984 - *Torfajökull: a volcano dominated by magma mixing*. Geology, **12**, 685-688.

- Newahall, C.G., Melson, W.G., 1983 - *Explosive activity associated with the growth of volcanic domes*. J. Volcanol. and Geotherm. Reserch **17**, 111-131.
- O'Hara, M.J., Matthews, R.E., 1981 - *Geochemical evolution in an advancing periodically replenished, periodically tapped, continuously fractionated magma chamber*. J. Geol. Soc. London **138**, 237-277.
- Oldenburg, C.M., Spera, F.J., Yuen, D.A., Sewell, G., 1989 - *Dynamic mixing in magma bodies: theory, simulations and implications*. J. Geophys. Res. **94**, 9215-9236.
- Perugini, D., 2002 - *MorphoUt 1.0: Utilities for Closed Shape Morphometry*. Computers & Geosciences, **28 (1)**, 73-79.
- Perugini, D., Poli, G., 2000 - *Chaotic Dynamics and Fractals in Magmatic Interaction Processes: a Different Approach to the Interpretation of Mafic Microgranular Enclaves*. Earth and Planetary Science Letters **175**, 93-103.
- Perugini, D., Poli, G., Gatta, G., 2002 - *Analysis and Simulation of Magma Mixing Processes in 3D*. Lithos, **65 (3-4)**, 313-330.
- Perugini, D., Poli, G., Mazzuoli, R., 2003 - *Chaotic Advection, Fractals and Diffusion During Mixing of Magmas: Evidence from Lava Flows*. J. of Volcanol. and Geotherm. Res., **124**, 255-279.
- Perugini, D., Poli, G., Prosperini, N., 2002 - *Morphometric Analysis of Magmatic Enclaves: a Tool for Understanding Magma Vesiculation and Ascent*. Lithos, **61 (3-4)**, 225-235.
- Poli, G., Tommasini, S., 1991 - *Origin e significante of micro granular inclusions in calc-alkaline granitoids: a proposed working model*. J. Petrol. **32**, 657-666.
- Scandone, R., Giacomelli, L., 2004 - *Vulcanologia. Principi fisici e metodi d'indagine*. Liguori editore, 641pp.
- Snyder, D., Tait, S., 1996 - *Magma mixing by convective entrainment*. Nature, **379**, 529-531.
- Sparks, R.S.J., 1997 - *Causes and consequences of pressurization in lava dome eruptions*. Earth and Planetary Sciences Letters **150**, 177-189.
- Sparks, R.S.J., Marshall, L.A., 1986 - *Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas*. J. Volcanol. And Geotherm. Reserch **29**, 99-124.
- Stiks, J., Torres, R.C., Narvaez, M.L., Cortès, G.P., Raigosa, J.A., Gomez, D.M., Castonguay, R., 1997 - *A model of Vulcanian eruptions at Galeras Volcano, Colombia*. J. Volcanol. and Geotherm. Reserch **77**, 285-304.
- Ventura, G., 2001 - *The strain path and emplacement mechanism of lava flows: an example from Salina (southern Tyrrhenian Sea, Italy)*. Earth Planet. Sci. Lett., **188**, 229-240.
- Wada, K., 1995 - *Fractal structure of heterogeneous ejecta from the Me-akan volcano, eastern Hokkaido, Japan: implications for mixing mechanism in a volcanic conduit*. **66**, 69-79
- Weinberg, R.F., Leitch, A.M., 1998 - *Mingling in mafic magma chambers replenished by light felsic inputs: fluid dynamical experiments*. Earth Planet. Sci. Lett. **157**, 41-56.
- Williams, H, 1932 - *The history and character of volcanic domes*. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. **21**, 41-146.

Capitolo 2

CONTESTO GEODINAMICO: L'AREA ELLENICA E L'ARCO VULCANICO ATTIVO DELL'EGEO MERIDIONALE

Nel bacino del Mediterraneo esistono due principali aree di vulcanismo di arco attivo: l'Arco Eoliano, nel Tirreno meridionale, a nord delle coste sicule e l'Arco Egeo, o Ellenico, nell'Egeo Meridionale, (Fig.2.1). Questi due sistemi, pur essendo geograficamente molto vicini l'uno all'altro, si sono sviluppati in tempi e con modalità diverse e, soprattutto, sono legati a processi geodinamici con caratteristiche distinte, pur collocandosi all'interno della medesima dinamica generale di collisione tra le placche Africana e Eurasiatica. L'area Mediterranea è, infatti, una zona di rilevante interesse geologico, per la varietà e complessità degli eventi deformativi che ne hanno determinato la storia evolutiva; in particolare, per l'interazione reciproca di tutta una serie di microplacche con le due placche principali.

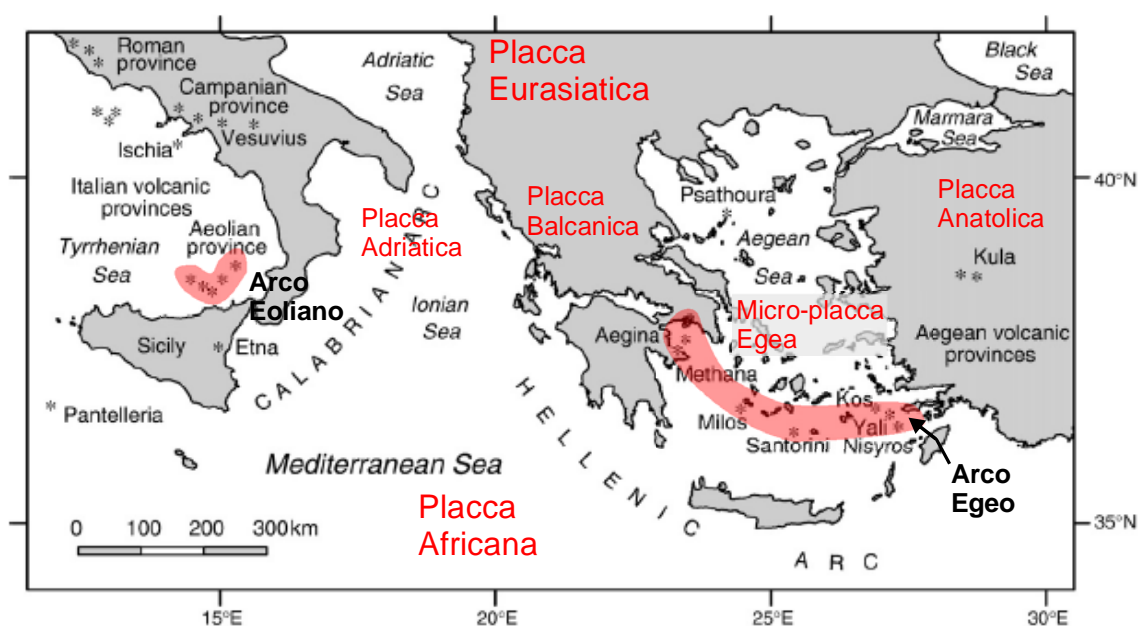


Figura 2.1: Mappa geodinamica dell'area Mediterranea. Gli asterischi localizzano i diversi centri e campi vulcanici; le aree in rosso evidenziano la localizzazione e distribuzione dei due sistemi di arco attivo. Modificato da Aksu et al., 2008.

Nello specifico, la zona del Mediterraneo Orientale presenta caratteristiche articolate, sia dal punto di vista dell'evoluzione geodinamica, che dell'assetto tettonico-deformativo.

In questo capitolo verranno brevemente esposte le teorie e i modelli elaborati, per la ricostruzione dei processi che hanno portato all'attuale configurazione geodinamica e tettonica dell'area. Verranno inoltre illustrate nel dettaglio le caratteristiche e l'evoluzione del sistema arco-fossa Ellenico e quindi dello sviluppo dell'Arco Magmatico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA).

2.1 Evoluzione geodinamica dell'area Ellenica

Ryan et al. (1970), furono i primi autori ad ipotizzare che la zona del Mediterraneo Orientale poteva essere vista come un limite convergente attivo tra placche. La regione Ellenica presenta, infatti, tutta una serie di evidenze morfologiche, sismiche e tettoniche di un ambiente geodinamico di questo tipo. Si osservano un arco vulcanico, un arco sedimentario e una fossa, con una distribuzione degli epicentri e dei terremoti ben allineata lungo l'arco, che costituisce, inoltre, una delle regioni sismiche più attive nel mondo (Bath, 1983). Anche la distribuzione delle principali faglie e la distensione presente nel Mare Egeo, sono compatibili con i regimi deformativi che si verificano in ambienti di subduzione. Tenuto conto di queste caratteristiche, si può assimilare al zona Egea a quei sistemi di arco-fossa più conosciuti e studiati, come quelli dell'Oceano Pacifico Occidentale, sebbene le dimensioni ridotte e la presenza di una crosta con caratteristiche anomale costituiscano delle differenze sostanziali rispetto ai canonici esempi di sistemi di arco (Purcaru & Berckhemer, 1978). Tali "anomalie" sono legate al particolare assetto geodinamico che contraddistingue l'area, in particolare alla presenza di un sistema di microplacche, tra cui quella Egea (McKenzie, 1972), coinvolte nella più generale collisione tra la placca Africana (in movimento verso nord) e quella Eurasiatica (in movimento verso sud-ovest). Tutto questo genera complessi movimenti relativi tra le placche con la conseguente subduzione, in direzione nord-est, della placca Africana sotto la microplacca Egea.

L'evoluzione dell'area in esame si inquadra nel più generale contesto geodinamico dell'orogenesi Ellenica. Schematicamente, in accordo con Mountrakis (2005), è possibile suddividerla in tre diversi eventi evolutivi, che hanno dato luogo a tre distinte cinture orogenetiche, progressivamente più esterne (fig. 2.2).

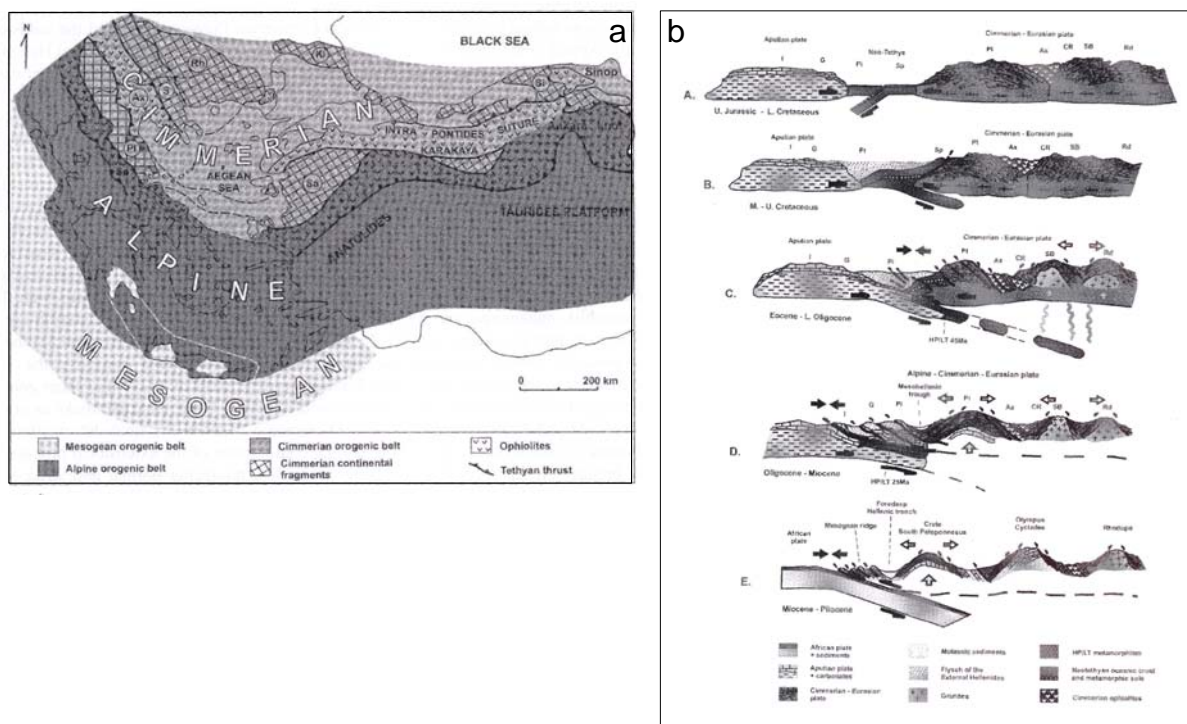


Figura 2.2: evoluzione geodinamica dell'orogenesi Ellenica (immagini riprese da Mountrakis, 2005)

La prima, più antica e interna, è l'orogenesi Cimnerica (tardo Giurassico), risultato di una deriva verso nord della microplacca Cimnerica, dal Gondwana verso l'Eurasia.

La seconda è l'orogenesi Alpina-Himalayana (Cretaceo-Terziario), che si sviluppa in seguito all'apertura dell'Atlantico Settentrionale e al movimento della placca Iberica in sintonia con la placca Africana; tale movimento provoca una convergenza diretta tra le placche Africana e Eurasiatica, dando luogo alla subduzione della Neotetide al di sotto della placca Cimnerico-Eurasiatica, in collisione con l'Apulia.

La terza fase, infine, è quella che ha condotto alla formazione della catena orogenetica Mesogena, in corrispondenza dell'Arco Ellenico esterno. Questa fase, è caratterizzata dalla chiusura dell'oceano Mesogeno, per il sottoscorrimento del blocco Mesogeno-Africano al disotto di quello Alpino-Cimnerico-Eurasiatico (Miocene-Pliocene), e dall'esumazione della finestra tettonica Cretese-sud-Peloponnesica. Questo oceano Mesogeno, si era precedentemente formato, in conseguenza del regime distensivo instauratosi nell'area, per lo sviluppo di un movimento trascorrente sinistro tra le placche Africana e Europea, in seguito all'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale. Successivamente, con l'inizio della fase di apertura dell'Oceano Atlantico Settentrionale, l'Africa inizia a muoversi verso Nord, provocando l'inversione dello stile tettonico dell'area Mesogena, che passa da distensivo a compressivo (Treves, 1992). Sulla base di questa interpretazione, il Mediterraneo Orientale sarebbe il residuo dell'antico Oceano Mesogeno, e gli stati di stress attuali il risultato della complessa dinamica di movimento che ha interessato le placche Africana e Europea (Tapponier, 1997; Mantovani et al., 1997).

2.2 Configurazione geodinamica attuale dell'area Ellenica

L'attuale configurazione geodinamica dell'area Ellenica è schematizzata in figura 2.3.

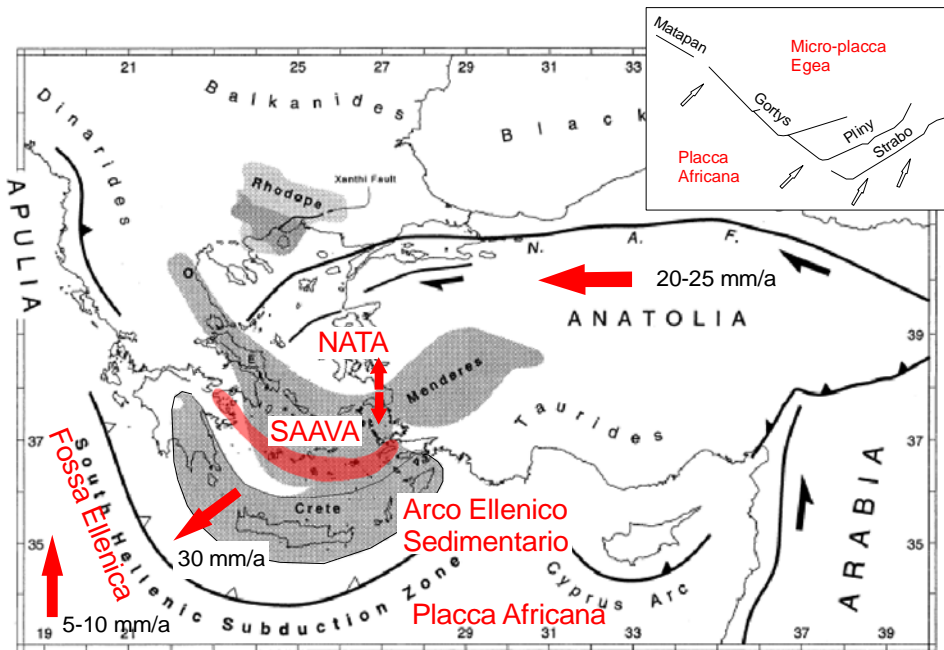


Figura 2.3: Configurazione geodinamica attuale dell'area Ellenica (modificato da Gautier et al., 1999); le frecce rosse indicano le direzioni di movimento delle placche; l'area in rosso identifica la distribuzione spaziale del SAAVA, mentre l'area grigia contornata in nero indica la distribuzione spaziale dell'Arco Ellenico Sedimentario. Il riquadro in alto a destra illustra schematicamente i segmenti che compongono la Fossa Ellenica, insieme alle direzioni di movimento differenziali di subduzione (da Huchon et al., 1982).

La microplacca Egea risulta delimitata a nord dalla faglia, trascorrente, sinistra, Nord Anatolica (NAF), a sud dall'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA), ad ovest da un sistema di graben orientati Est-Ovest, mentre ad est non è definito un limite ben preciso.

Il regime tettonico attuale si è instaurato a partire dal Serravalliano-Tortoniano, 13-10 Ma fa (Mercier et al., 1987; Kastens, 1991) e, secondo McKenzie (1972), la placca Egea ha subito uno spostamento di circa 300 km verso SO, relativamente all'Africa, in conseguenza della subduzione.

I cambiamenti di assetto nella zona Ellenica sono, quindi, regolati sia dal moto delle due placche principali, la placca Africana e quella Eurasiatica, che da quello delle microplacche Egea, Balcanica e Anatolica (o Turca), comprese nella fascia di deformazione fra le due placche principali.

Nella zona esterna all'arco, lo stile tettonico compressivo che la caratterizza è diventato stabile a partire dal Pliocene; mentre, nella zona interna all'arco, attualmente caratterizzata da regime distensivo, si sono registrate variazioni nel regime di stress, articolate in due diversi cicli compressivi: il primo fra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore e il secondo fra il Pleistocene inferiore e medio (McKenzie, 1972; Mercier et al., 1987). A testimonianza del più recente regime distensivo sono i numerosi graben, allungati in direzione E-O e delimitati da faglie normali attive, distribuiti nell'Egeo Orientale e nell'Anatolia Occidentale.

Le strutture in cui si articola un tipico ambiente di subduzione, e che caratterizzano anche l'area Ellenica, possono essere individuate a partire dalla costa libica procedendo verso nord. Si osservano, infatti, la dorsale Mediterranea, la fossa Ellenica, a sud di Creta, e i due archi, quello sedimentario, o arco Ellenico, e quello vulcanico (SAAVA), (Fytikas et al., 1984), (Fig. 2.3).

1) La dorsale Mediterranea (fuori carta di fig. 2.3), è caratterizzata da una sommità piatta e da una larghezza molto superiore alla sua elevazione dalla piana abissale. Rispetto ad un normale prisma di accezione è, quindi, molto più larga e bassa. Le Pichon et al. (1982), in base alla presenza e distribuzione delle pieghe all'interno della dorsale, hanno stabilito che questa subisce un forte raccorciamento a causa della tettonica compressiva, attribuendo l'ampiezza anomala all'azione di un processo di scollamento, attivo lungo una superficie rappresentata da strati evaporitici Messiniani. Seguendo gli strati evaporitici, gli stessi autori hanno ricavato inoltre indicazioni sull'età della subduzione che dovrebbe essere iniziata in un intervalli di tempo compreso fra il Serravalliano e il Messiniano.

2) La Fossa Ellenica, si trova fra la dorsale Mediterranea e l'arco sedimentario (fig.2.3), ha una forma angolata e una lunghezza complessiva di circa 1000 km. La parte ovest di Creta è definita fossa Ionica ed è costituita da due segmenti consecutivi, denominati Matapan e Gortys, mentre la porzione orientale è costituita da due segmenti paralleli, chiamati Pliny e Strabo. Le profondità maggiori (5000-5500 m) sono raggiunte nel segmento Matapan, (Huchon et al., 1982).

3) A ridosso della fossa si trova l'arco più esterno, ovvero l'Arco Ellenico, che si estende ad anfiteatro dal Peloponneso a Rodi. Le rocce che lo costituiscono sono di natura sedimentaria e di età Mesozoica (Hall et al., 1984). Secondo Purcaru & Berckhemer (1978), questo arco si sarebbe formato durante la fase compressiva, all'inizio della subduzione vera e propria, quando la crosta mediterranea settentrionale sarebbe stata

coinvolta nel sovrascorrimento, determinando la formazione di una struttura a falde sovrapposte, tipica di un prisma di accrezione.

4) L'arco vulcanico vero e proprio (Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale – SAAVA-) si sviluppa dal centro eruttivo di Suzaki, fino alle isole di Kos e Nisyros, in prossimità delle coste turche, ad una distanza di circa 150 km dal prisma di accrezione. Questo arco presenta una forma ad anfiteatro piuttosto anomala, con due distinti archi di curvatura nella parte occidentale e in quella orientale. Di questo arco verrà più approfonditamente discusso in seguito (paragrafo 2.4).

Procedendo verso nord si riconoscono inoltre:

1) una zona, interna rispetto al SAAVA e corrispondente all'Egeo Centrale, contraddistinta dalla presenza di crosta continentale assottigliata e alto flusso di calore. Quest'area è stata interpretata da Boccaletti et al. (1974) come un bacino di retroarco, associato alla subduzione attiva tra la placca Africana e la micro-placca Egea. Inoltre, le caratteristiche osservate sono state messe in relazione con la presenza di una ampia risalita astenosferica (Gautier et al., 1993), anche se non è stata osservata una vera e propria formazione di crosta oceanica.

2) una cintura vulcanica di epoca terziaria, legata alla fase orogenetica precedente all'attuale compressione attiva, che si estende in direzione E-O, dalla Grecia continentale (Tracia) fino all'Anatolia Centrale, passando dall'Egeo Centrale (Innocenti et al., 1982a).

3) un sistema di faglie trasformi, destre, che si estende dalla zona di Bitlis fino alla zona di Eubea-Skiros, in direzione ENE-OSO, incurvandosi verso sud nel tratto Egeo (Boccaletti & Dainelli, 1982), che delimitano a nord la micro-placca Egea. Questo sistema di faglie è denominato genericamente come Faglia Nord-Anatolica (NAF) e costituisce un limite particolarmente attivo, con intensa attività sismica.

2.2.1 Caratteristiche strutturali, sismiche e cinematiche

Nell'area Ellenica, lo spessore medio della crosta risulta essere di circa 22.6 km; in particolare, al di sotto dell'Arco Egeo, tale spessore è di 30 km, mentre, procedendo verso sud, nelle aree esterne all'arco, la Moho si trova a profondità che variano da 15 km, nella piana abissale ionica, a 23, km fra Cipro e Israele. Le profondità massime (46 km) si osservano, invece, in corrispondenza dell'arco Ellenico sedimentario (Genthon e Souriau, 1987). Nella parte settentrionale lo spessore medio della crosta è maggiore, con valori di circa 40 km nonostante il regime distensivo instauratosi a partire dal Neogene (Makris, 1977).

Dal punto di vista sismico, l'area Egea è caratterizzata da terremoti superficiali, con magnitudo fino a 8.3, nella fascia di convergenza delle due placche (o fossa Ellenica), da terremoti con profondità intermedie, di magnitudo fino a 7.6, localizzati nella parte superiore dello *slab* Mediterraneo subdotto, e da terremoti superficiali, con magnitudo fino a 7.5, nella microplacca Egea sovrascorrente (Papazachos & Papazachou, 2003). La maggior parte dei terremoti superficiali (<60 km) si registra, quindi, in corrispondenza dell'Arco Ellenico sedimentario (Wortel et al., 1990; Papazachos et al., 2003, 2005), mentre, sismi progressivamente più profondi (>100 km), si registrano in corrispondenza del SAAVA. I terremoti profondi sono comunque complessivamente meno frequenti e gli ipocentri non superano i 200 km di profondità. Più a nord, la zona del Mare Egeo risulta essere, invece, relativamente asismica; mentre in corrispondenza del margine

setentrionale della micro-placca Egea, si registrano terremoti superficiali con magnitudo fino a 7.8, imputabili alle deformazioni legate all'azione della Faglia Nord Anatolica. La distribuzione spaziale dei piani focali, in corrispondenza del margine meridionale della micro-placca Egea, mostra profondità che aumentano progressivamente da sud verso nord (fig.2.4), indicando la presenza di un piano di Wadati-Benioff, immergente verso NE, con un angolo medio di 25° (Papazachos et al., 2005). Questo piano di subduzione, possiede profondità di 20 km nella parte più esterna, in corrispondenza dell'arco sedimentario (Peloponneso occidentale, Creta meridionale, Rodi sudorientale), e immerge verso la zona di retroarco, raggiungendo una profondità di circa 150 km sotto il SAAVA (Barberi et al., 1974; Papazachos & Comninakis, 1978; Papazachos et al., 2005). Ciò, costituisce una chiara evidenza della reale esistenza di una subduzione, tra la placca Africana e la micro-placca Egea, espressione del generale processo di collisione con la placca Eurasiatica (Papazachos & Comninakis, 1978; Papazachos et al., 2005). Inoltre, la presenza di un piano di Wadati-Benioff a tali profondità, in corrispondenza del SAAVA, è indicativa dell'importanza del ruolo giocato dalla subduzione nella genesi dell'arco magmatico (Innocenti et al., 1981; Manetti, 1997; Pe-Piper & Piper, 2002). Il margine Mediterraneo Orientale rappresenta, in questo quadro, la porzione in subduzione, al di sotto della microplacca Egea, il cosiddetto *slab*, caratterizzato da uno spessore di circa 80 Km (Papazachos 1968; Papazachos & Nolet, 1997), con una crosta oceanica di circa 7 km (Bohnhoff et al., 2002).

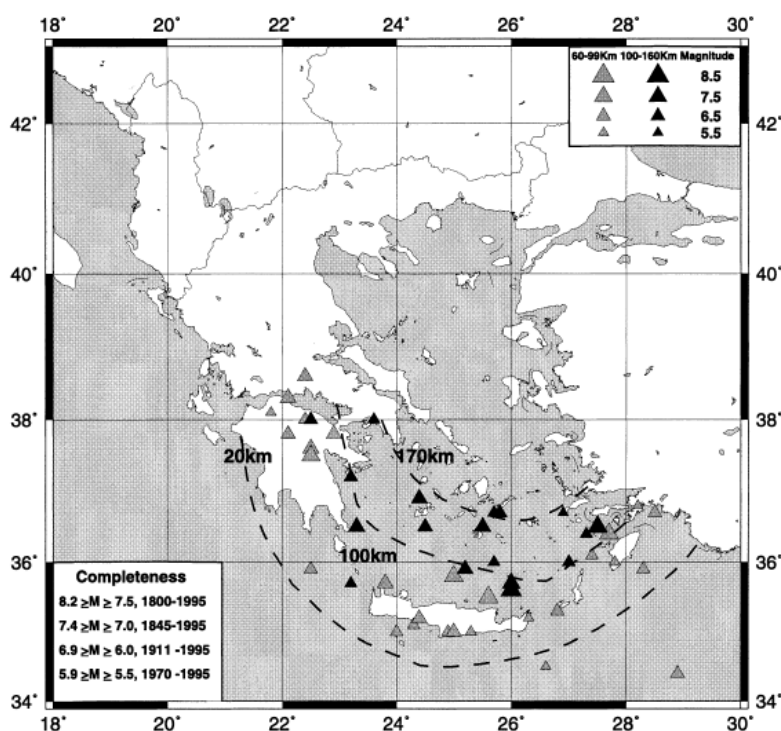


Figura 2.4: Mapa schematica illustrativa delle variazioni nella profondità degli ipocentri dei terremoti che caratterizzano la parte meridionale della micro-placca Egea, individuando un piano di Wadati-Benioff immergente verso NE (da Papazachos et al., 2003, 2005).

Sulla base di indagini sismiche, Spakman (1990), ha messo in evidenza, anche la presenza di litosfera a profondità di circa 600 km, nella zona di retroarco, ben oltre la profondità massima dei terremoti registrati. La presenza di una litosfera a tali profondità, costituisce una caratteristica tipica di ambienti compressivi in stadi avanzati dell'evoluzione (con età superiori a 70-80 Ma), come il Mediterraneo Orientale. Il fatto che tale profondità, non sembri corrispondere a quella raggiunta dall'attuale placca immergente, è stato interpretato da Wortel et al. (1990) come una testimonianza del

fatto che il sistema Egeo, costituisce un ambiente estremamente dinamico, caratterizzato da strutture di subduzione che si modificano nel tempo, con velocità di convergenza variabili. Questa ipotesi, implica che ci siano stati, nel tempo, più piani di subduzione diversi (almeno due), con una migrazione verso SO della subduzione, e che tale processo possa essere tuttora valido per spiegare le due principali sorgenti sismiche osservate a profondità diverse. Questo concorderebbe con quanto calcolato da Spakman (1990) a proposito dell'età dell'attuale subduzione Ellenica: questo autore, infatti, in funzione della cinematica delle placche ha calcolato che la durata della subduzione Ellenica dovrebbe essere come minimo di 26 Ma, al massimo 40 Ma. Tuttavia, secondo Papazachos et al. (2005) i dati presenti non sono sufficienti ad affermare né escludere un simile scenario.

Dal punto di vista cinematico, l'area dell'Egeo Meridionale rappresenta uno dei margini compressivi a più alta velocità di subduzione. Misurazioni GPS recenti, hanno messo in evidenza che, il margine meridionale della micro-placca Egea presenta tassi di movimento relativamente elevati, risultanti da velocità e direzioni di movimento differenziali delle placche coinvolte. La litosfera del Mediterraneo Occidentale (cioè il margine occidentale della placca Africana), si muove, infatti, verso N con una velocità di 5-10 mm/a rispetto all'Europa (McClusky et al., 2000), mentre la litosfera dell'Egeo Meridionale, registra movimenti verso SO, sovrascorrendo sulla precedente, a una velocità di 30 mm/a (Papazachos, 1999). Ciò, risulta in un tasso di subduzione massimo pari a 4 cm/a in direzione NNE (Papazachos et al., 2005).

Il margine settentrionale, presenta ugualmente velocità di movimento elevate, con valori di circa 20-25 mm/a (Ranguelov, 2005), lungo la zona di deformazione trascorrente della N.A.F.

2.3 Modelli interpretativi dell'evoluzione e attuale configurazione geodinamica dell'area Ellenica

La zona del Mediterraneo Orientale rappresenta, un limite convergente attivo tra le placche Africana e Egea e mostra particolari caratteristiche che la distinguono da un canonico sistema arco-fossa.

Riassumendo, la particolarità di quest'area geodinamica è legata a:

1. morfologia angolata della zona di subduzione, con due bracci a diversa curvatura;
2. inclinazione differenziale del piano di Wadati-Benioff tra la parte occidentale ed orientale dell'arco;
3. attività vulcanica bassa da un lato e attività sismica molto alta dall'altro (con ipocentri fino a 200km);
4. esistenza di una zona praticamente asismica nella parte interna, a nord della zona di subduzione;
5. esistenza di zone con regime geodinamico compressivo alternate a zone con regime distensivo;
6. presenza di una zona di faglia trasforme, attiva, nella parte settentrionale della micro-placca Egea: Faglia Nord Anatolica;
7. elevate velocità di spostamento orizzontale (rilevate con misurazioni GPS) lungo il margine settentrionale, correlate principalmente all'azione della faglia trasforme Nord-Anatolica; elevate velocità di convergenza lungo il margine meridionale, tra le placche Africana e Egea, in direzione NE-SO (circa 4 cm/a, Papazachos et al., 2005);

8. sviluppo di faglie sismo genetiche, sia normali, a cui sono associati i terremoti nelle zone con regime distensivo, che trasformati, a cui sono correlati i terremoti nella zona della NAF;

Molti modelli e interpretazioni sono state proposte per spiegare il complesso assetto strutturale e deformativo che contraddistingue la zona Ellenica, alcuni coinvolgono unicamente le spinte generate dalla principale convergenza fra i margini Africano, Europeo ed Arabico, altri sottolineano l'importanza dell'azione di motori aggiuntivi, come ad esempio le forze indotte dallo sprofondamento delle porzioni litosferiche durante il processo di subduzione (Mantovani, 1997).

Boccaletti et al. (1974), furono i primi a interpretare l'Egeo Centrale come un bacino marginale, o di retro-arco, in considerazione della presenza di una crosta assottigliata, dell'alto flusso di calore e del complesso regime deformativo, di carattere distensivo, che la contraddistingue. Tali caratteristiche rappresenterebbero, secondo questi autori, l'effetto dell'azione combinata del movimento verso ovest del blocco Anatolico e di quello verso sud-ovest dell'Egeo Meridionale insieme alla presenza di un'ampia risalita astenosferica.

Autori come Dewey & Seigor (1979), hanno proposto un modello evolutivo che implica la presenza di numerose microplacche. Secondo questi autori, fino al Miocene la dinamica della zona era regolata unicamente dalla spinta verso Nord della Placca Africana, in subduzione sotto la placca Egea. Nel Miocene Superiore, poi, la tettonica sarebbe mutata da compressiva in trasformativa, determinando un inizio di movimento verso SO della placca Anatolica e la concentrazione della compressione sulla parte occidentale della fossa. L'andamento della faglia Anatolica in questa ipotesi agirebbe come guida al movimento. La differenza, in profondità, rilevata fra i segmenti occidentali e orientali della fossa, nonché il loro diverso orientamento, sarebbero il risultato dell'applicazione di stress compressivi lungo il tratto occidentale della fossa stessa. La chiusura ad ovest, nella zona della Macedonia, del movimento indotto dalla faglia trasformativa sinistra, porterebbe alla formazione delle strutture compressive dell'Egeo settentrionale. Gli stessi autori ipotizzano una suddivisione della placca Egea in due microplacche, quella Macedone e quella Peloponnesica e la presenza di una ulteriore microplacca Cretese in movimento verso est. Secondo questi autori l'origine della dorsale Mediterranea dovrebbe essere precedente al Miocene Superiore.

Altri autori, invece, hanno utilizzato modelli di comportamento plastico-rigido della litosfera continentale: Le Pichon & Angelier (1979) prevedono che la collisione anatolica determini uno spostamento verso SO del blocco plastico Egeo-Anatolico occidentale, il quale si tradurrebbe nella subduzione della placca Africana, in corrispondenza della fossa ellenica occidentale, e nel movimento trascorrente in corrispondenza dei segmenti orientali della fossa stessa (Tapponier, 1977; Boccaletti & Dainelli, 1982).

Il modello geodinamico proposto da Boccaletti & Dainelli (1982) inserisce la subduzione, in corrispondenza dell'arco Egeo, in un modello di deformazione plastico-rigida nel quale l'assottigliamento della crosta nel Mare Egeo risulta di fondamentale importanza. Infatti, gli autori propongono che la spinta verso N-NO della placca Arabica (in movimento con quella Africana) determini uno spostamento centrifugo della litosfera della zona Egeo-Anatolica-Caucasica. Il blocco anatolico occidentale, guidato dalla faglia Nord Anatolica e dal fascio trascorrente Isparta-Ankara, situato nell'Anatolia Centro-meridionale, si sposta verso O-SO. Il movimento plastico di questa zona è favorito dalla

libertà di movimento conferita al sistema dallo scarso spessore della crosta del Mare Egeo, a sud del qual gli stress sfociano nella subduzione. Ad est, invece, il movimento centrifugo della litosfera è limitato dalla presenza di litosfera più spessa, per cui il movimento rotazionale viene impedito e gli stress relativi alla spinta arabica portano alla formazione di sistemi di faglie e alla subduzione nell'arco Makran.

Nonostante i differenti approcci e spiegazioni fornite, in tutti i modelli proposti risulta dominante il ruolo della faglia Nord Anatolica, che imprime un movimento verso SO alla placca Egea.

Più recentemente, è stato proposto un modello alternativo, in cui le condizioni di deformazione presenti nell'area Egea centrale e la causa del regime estensionale instauratosi, vengono attribuite all'azione di movimenti di convergenza differenziali tra le placche in subduzione (Doglioni et al. 2002, Ranguelov, 2005). Questi movimenti differenziali, sarebbero causati, secondo questi autori, da differenti velocità di movimento dell'Africa, verso NE (5-10 mm/a, Papazachos et al., 2005), rispetto a quelle della placca Eurasiatica sovrascorrente, traducendosi a loro volta in movimenti differenziali tra le microplacche Egea (in movimento verso SO a 20 mm/a, Papazachos et al., 2005) e Anatolica (in movimento verso ovest circa 30-35 mm/a, Papazachos et al., 2005). L'effetto di questi movimenti differenziali, sarebbe quello di creare una suddivisione dell'arco in più transetti, praticamente indipendenti l'uno dall'altro, che individuano i diversi campi vulcanici, determinandone le particolarità e caratteristiche peculiari del magmatismo e permettono di accomodare gli stress deformativi.

Anche per quanto riguarda l'inizio e le modalità di subduzione, sono state avanzate diverse ipotesi.

Secondo Purcaru & Berckhemer (1978) i primi stadi compressivi nel Mediterraneo Orientale hanno determinato un sovrascorrimento passivo della litosfera Egea al di sopra di quella Africana, con la formazione dell'arco sedimentario. Successivamente la stessa litosfera Africana, per l'aumento di densità, dovuto alla trasformazione delle fasi mineralogiche, avrebbe iniziato a spingere verso il basso, innescando una vera e propria subduzione.

Secondo Genthon & Souriau (1987) l'inizio della subduzione della placca Africana al di sotto di quella Egea sarebbe innescato dalla presenza di una porzione di litosfera, appartenente alla placca Africana, più fredda e densa che inizierebbe a sfondare all'interno dell'astenosfera al contatto con la placca Egea. Questa porzione litosferica con caratteristiche anomali si sarebbe sviluppata al fine di bilanciare l'instabilità gravitazionale prodotta in seguito alla formazione della dorsale Mediterranea, (Genthon e Sourieu, 1987).

2.4 Attività magmatica nell'area Ellenica

L'attività magmatica, associata ai diversi campi vulcanici presenti in tutto l'Egeo, espressione delle diverse fasi evolutive dell'area, può essere suddivisa, secondo Fytikas et al. (1984), in due principali periodi di vulcanismo: il primo periodo, attivo dall'Oligocene al Miocene Medio, ha determinato la formazione dei prodotti affioranti nel nord e centro-nord dell'Egeo; il secondo, attivo dal Pliocene all'Attuale, è rappresentato invece dall'attività dell'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA), (fig.2.5). Tra queste due fasi principali, in un periodo che va dal Miocene Medio al Quaternario, si

registra un vulcanismo con affinità petrogenetica variabile e di limitata estensione, principalmente concentrato lungo i margini della micro-palacca Egea.

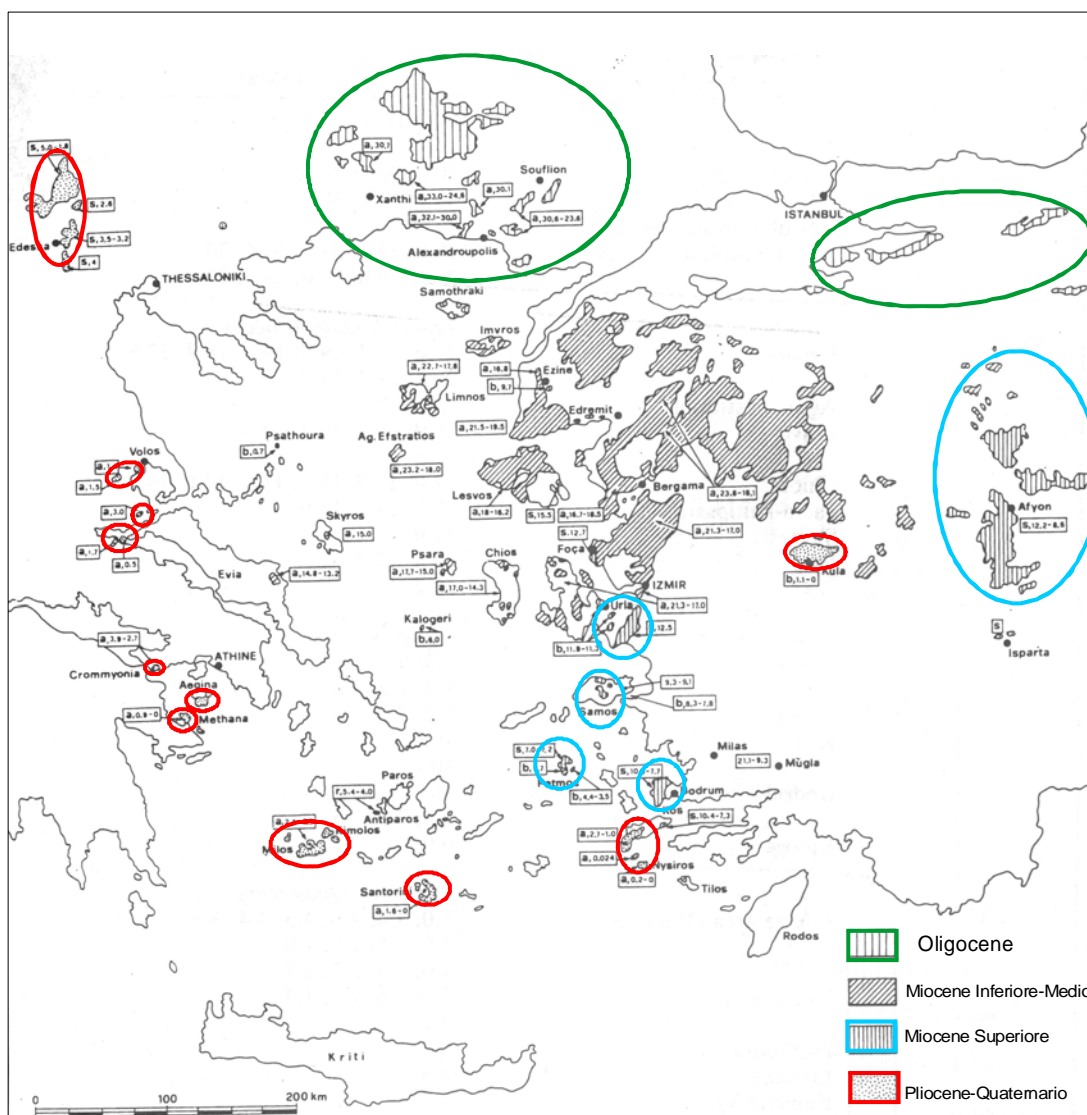


Figura 2.5: Età e distribuzione dei prodotti del vulcanismo nell'area Egea e Anatolia occidentale, a partire dall'Oligocene fino all'Attuale. L'affinità petrogenetica è indicata insieme all'indicazione dell'età del vulcanismo per i singoli campi vulcanici, (da Fytikas et al., 1984).

I prodotti emessi durante la prima fase di attività Oligo-Miocenica, sono lave e piroclastiti con affinità variabile da calco-alcalina a shoshonitica e composizioni intermedie, con volumi minori di prodotti evoluti e primitivi. Complessivamente, è possibile osservare una stretta correlazione tra età, posizione geografica e contenuto in potassio (Fytikas et al., 1984). L'attività vulcanica inizia, infatti, nella parte più settentrionale dell'area Egea Settentrionale, con l'emissione di prodotti calco-alcalini di composizione intermedia ed evoluta. Il vulcanismo migra, successivamente verso sud, con composizioni dei prodotti emessi, progressivamente più ricche in potassio che assumono una affinità shoshonitica. L'evoluzione di questo vulcanismo, di carattere essenzialmente orogenetico, nel tempo e nello spazio, verso termini più potassici, è stata interpretata come il risultato di un aumento dell'inclinazione del piano di Benioff al di sotto della placca Eurasiatica, provocato da una riduzione del tasso di convergenza tra le

due placche, successivamente alla collisione continentale verificatasi nel Terziario (Fytikas et al., 1984). Ciò, avrebbe determinato come conseguenza, l'interruzione della subduzione e quindi anche di questa prima fase di attività vulcanica.

Secondo McKenzie et al. (1972, 1978) e Innocenti et al. (1982a), la successiva seconda fase di attività, è il risultato di un nuovo regime strutturale, instauratosi nell'area Egea a partire dal Miocene Medio, come conseguenza della penetrazione della placca Arabica nella placca Eurasiatica, con un conseguente movimento divergente tra il blocco Anatolico e Iraniano. Tutto ciò avrebbe, provocato la formazione della micro-placca Egea, 12-13 Ma (LePichon & Angelier, 1981), con margini contraddistinti da caratteristiche diverse e contrastanti tra loro, tra cui una subduzione lungo il margine meridionale.

Il vulcanismo sviluppatosi dal Pliocene (Fytikas et al., 1984), che ha dato luogo alla seconda e più recente fase di attività, in corrispondenza dell'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale, rappresenta l'espressione superficiale di questa subduzione, tutt'ora attiva, tra la placca Africana e la micro-placca Egea. I prodotti vulcanici, emessi in questo secondo periodo di attività, sono principalmente andesiti, con minori volumi di basalti e rioliti, che mostrano caratteristiche geochimiche tipiche di serie calco-alcaline, emesse in corrispondenza di margini continentali assottigliati.

Il vulcanismo disperso dell'Egeo Centrale, ha carattere alcalino sia sodico che potassico (Fytikas et al., 1984). Questo vulcanismo di retroarco, tardo-Miocenico-Quaternario, è volumetricamente inferiore rispetto a quello dell'Arco Egeo Meridionale, e si colloca in una stretta fascia tra l'attuale Arco Attivo e le vulcaniti mioceniche. Secondo Fytikas et al. (1984), questo vulcanismo è legato a condizioni deformative particolari, che si vengono a creare in specifiche e ristrette zone dell'area Egea. In particolare, sarebbe da interpretare come il prodotto di sforzi tensionali, lungo i margini della micro-placca Egea, innescati dai movimenti relativi tra le placche Africana, Egea e Turca. Nel dettaglio Pe-Piper & Piper (1989) propongono che l'origine di questo magmatismo è da ricercarsi nell'effetto generato dall'estensione di retroarco, associata alla rotazione della microplacca Egea e ai movimenti trascorrenti della faglia nord-Anatolica. Quest'ultimi avrebbero generato un sistema di faglie, tale da permettere una risalita dei magmi verso la superficie, in considerazione anche del fatto che si ritrovano in aree caratterizzate da abbondante sismicità superficiale. L'origine di questi magmi, secondo gli stessi autori, è individuabile nella porzione di mantello influenzato dalla zona asismica della subduzione ellenica, situata tra 200 e 400 km di profondità. Processi di questo tipo sono comuni nelle fasi finali di chiusura di un vecchio orogene. In questa interpretazione, l'arco Egeo, nella sua forma attuale, rappresenterebbe l'ultima fase del vulcanismo che caratterizza la zona del Mar Egeo, in relazione ai processi orogenetico-collisionali tra la placca Africana e quella Eurasiatica.

2.5 L'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA)

L'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA) si estende dal golfo di Saronikos, a ovest, fino alle coste occidentali dell'Anatolia, a est. Questo arco è formato, procedendo da ovest verso est, dai campi vulcanici ad affinità calco-alcalina di Sousaki (o Crommyonia), Aegina, Methana, Poros, Milos (e le isole circostanti), Santorini-Kolumbus, Kos, Yali-Nisyros (Fig. 2.6).

Il SAAVA si sviluppa, quindi, dal Peloponneso fino alle coste Turche, descrivendo un arco con una particolare morfologia acuta con una profonda convessità, orientata verso nord-

est, data dal diverso raggio di curvatura dei due bracci che lo compongono (occidentale e orientale).

Le eruzioni storiche nei centri di Santorini e Methana, gli eventi esplosivi, di natura essenzialmente idrotermale, di Milos e Nisyros, anch'essi avvenuti in tempi storici, insieme all'intensa attività sismica registrata, dimostrano che quest'arco è tuttora attivo, così come la subduzione che lo genera.

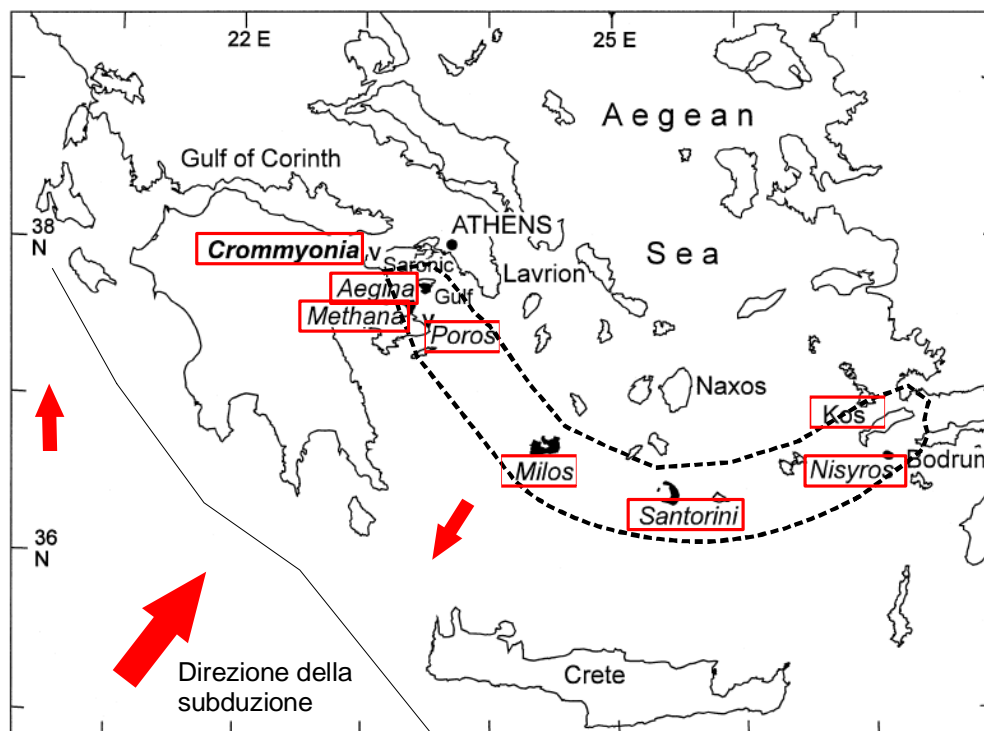


Figura 2.6 Il SAAVA (campo in tratteggio) è composto da otto distinti campi vulcanici: da ovest verso est si riconoscono Suzaki o Crommyonia, Aegina, Methana, Poros, Milos, Santorini, Kos, Yali-Nisyros.

2.5.1 Caratteristiche strutturali e origine dei magmi primari

Focalizzando la crosta su cui si impostano i centri vulcanici che compongono il SAAVA, è una crosta di tipo continentale, assottigliata, il cui spessore varia da un massimo di 32-34 km, nei settori occidentale ed orientale dell'arco, ad un minimo di 23-26 km, nel settore centrale, in corrispondenza di Santorini (Makris, 1978).

Vari studi di sismica a riflessione (da Papazachos & Comninakis, 1978 a Papazachos et al., 2005), ne hanno messo in evidenza una struttura, in corrispondenza del SAAVA, articolata in più livelli di velocità, variabili da 2.2 e 6.6 km/h, con una zona a bassa velocità, localizzata a profondità comprese tra 60 e 90 km (fig.2.7b). Quest'ultima caratteristica, è stata associata alla presenza di materiale ad alte temperature o in condizioni di fusione parziale (Papazachos et al., 2005).

Dal punto di vista sismico, in corrispondenza del SAAVA, si registrano sismi di magnitudo variabile da 5.6 a 7.6, con ipocentri a profondità >100 km. Meno frequenti sono i terremoti di grande magnitudo, fenomeno probabilmente connesso ad un cambiamento delle condizioni geofisiche nella porzione di crosta oceanica subdotta (Papazachos et al., 2005).

La ricostruzione degli ipocentri dei terremoti registrati lungo il margine meridionale della micro-placca Egea, Papazachos et al. (2003, 2005), hanno messo in evidenza la presenza di un piano di Wadati-Benioff, caratterizzato da una morfologia anomala, con un doppio angolo di immersione, in particolare nella parte orientale dell'arco (fig. 2.7a): il settore superficiale (tra 20 e 100 km) mostra, infatti, un angolo di immersione di circa 30°, mentre a profondità maggiori (tra i 100 e i 180 km), si registra una variazione verso angoli di immersione di circa 45°. Questi dati sono in accordo anche con i risultati di indagini tomografiche di dettaglio, eseguite nell'area in questione (Papazachos & Nolet, 1997, Papazachos, 2003), (Fig. 2.7b).

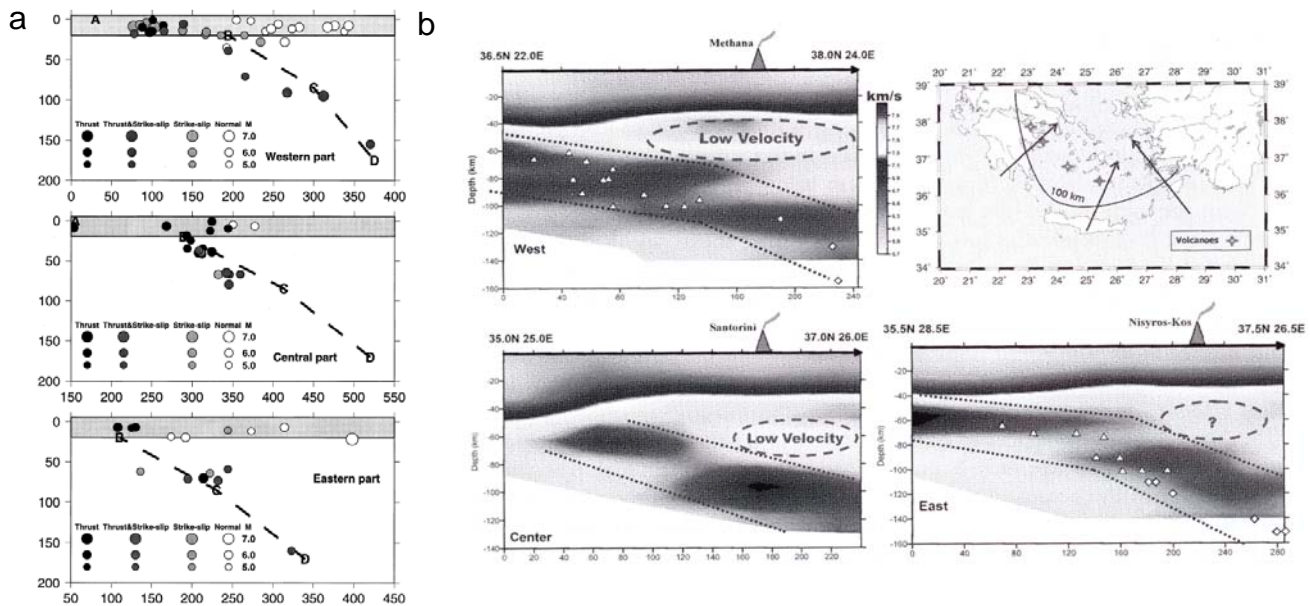


Figura 2.7: a: variazione dell'inclinazione del piano di Wadati-Benioff procedendo da ovest verso est lungo l'arco magmatico sulla base della ricostruzione degli ipocentri dei terremoti; b: distribuzione delle velocità delle onde P e relativa interpretazione. Indagini tomografiche, eseguite su tre transetti trasversali al SAAVA, a partire dall'arco Ellenico sedimentario fino alla zona di retroarco (Papazachos et al., 2003, 2005).

E' da sottolineare che, nel settore centrale dell'arco questa variazione dell'inclinazione nel piano di subduzione, appare più lieve, rispetto a quella nei settori occidentale e orientale dell'arco. Secondo questi autori, le variazioni nell'inclinazione del piano di subduzione sono l'effetto dei movimenti e velocità differenziali tra le placche in collisione e sarebbero responsabili della particolare geometria, ad anfiteatro acuto, che contraddistingue l'arco.

Sulla base di questi risultati, Papazachos et al. (2005), hanno proposto un modello strutturale per la subduzione attiva nell'Egeo Meridionale, in corrispondenza del SAAVA (Fig. 2.8), individuando anche la possibile zona di origine dei magmi primari.

Questo modello, prevede la presenza di un mantello caratterizzato da bassa velocità delle onde sismiche, al di sotto del SAAVA, ad una profondità di circa 60-90 km e una crosta oceanica immergente, caratterizzata da bassa sismicità, a profondità di 110-140 km. La sorgente dei magmi primari è stata quindi localizzata nella parte astenosferica, compresa tra lo *slab* immergente e la sovrascorrente placca Egea, al disotto dell'arco vulcanico, in accordo con i dati geochimici.

L'estensione verticale di questa zona sorgente di magmi primari, può essere considerata pari alla dimensione del livello a bassa velocità, mentre la sua estensione laterale, può essere considerata definita dalla distribuzione della proiezione verticale dei centri

vulcanici che compongono l'arco, rispetto all'isopleta di 100 km (profondità di curvatura dello *slab*): la minima e massima distanza dei centri vulcanici, è pari rispettivamente a 10 km per Sousaki e 90 km per Santorini. Ciò, risulta in una dimensione orizzontale di circa 80 km, in accordo con i risultati tomografici.

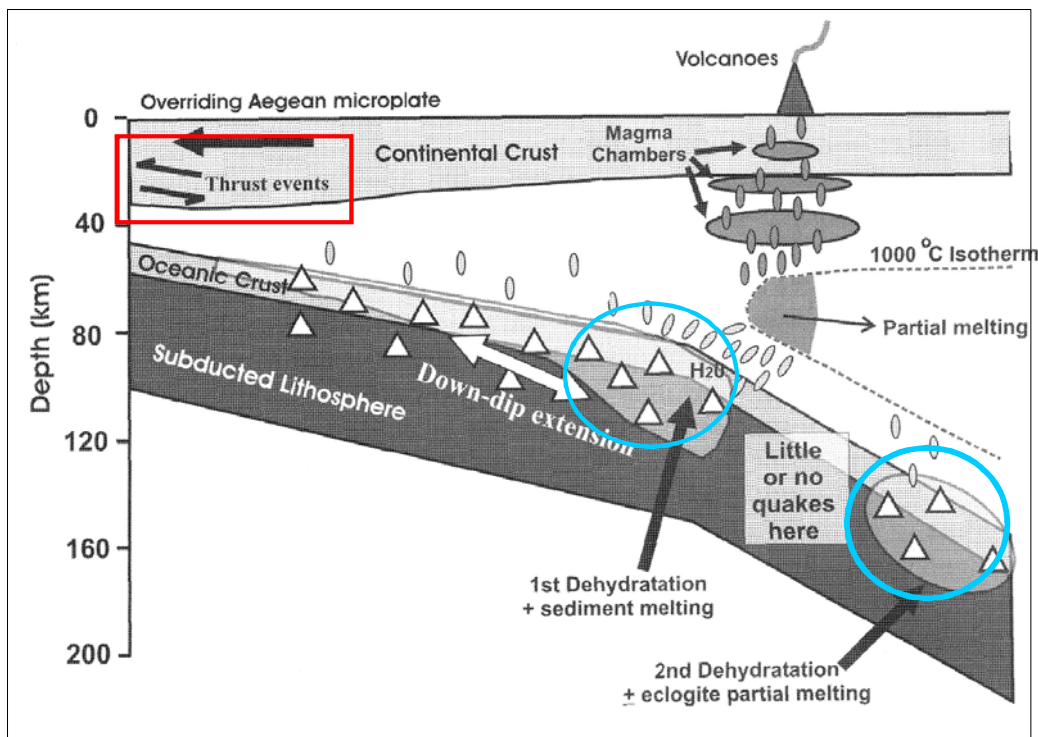


Figura 2.8: modello strutturale schematico della subduzione attiva in corrispondenza del SAAVA, il quadro in rosso mette in evidenza la zona fascia dei terremoti superficiali generati da *thrust* a basso angolo; i cerchi in celeste indicano le due zone di deidratazione fragile che causano i terremoti profondi in corrispondenza dell'arco vulcanico (modificato da Papazachos et al., 2005).

In questo modello, i terremoti superficiali, registrati nella zona di convergenza tra la litosfera del Mediterraneo Orientale e quella Egea (in corrispondenza dell'Arco Ellenico), sono stati interpretati come il risultato di movimenti tettonici lungo *thrust* a basso angolo, in direzione NO-SE, immergenti verso NE. Quelli registrati in corrispondenza del SAAVA sarebbero, invece, generati da movimenti lungo faglie normali, in direzione NE-SO. I terremoti intermedi, sono stati interpretati, infine, come l'effetto del processo di deidratazione fragile, delle rocce basaltiche della placca in subduzione; quelli profondi, invece, potrebbero essere legati ad un analogo fenomeno di deidratazione, in rocce eclogitiche idrate.

2.5.2 Evoluzione e caratteristiche del vulcanismo

L'inizio dell'attività vulcanica nell'arco Egeo Meridionale, risale a circa 3 Ma fa (Fytikas et al., 1976; Innocenti et al., 1979; Ferrara et al., 1980). Questa attività si sviluppa, quindi, dal Plio-Pleistocene a partire dalla zona di Egina (circa 4.7 Ma), nella parte occidentale dell'arco. Successivamente, migra in corrispondenza del campo vulcanico di Milos e nella parte orientale dell'arco, in corrispondenza di Kos, con un periodo di intensa attività. Infine, si sviluppa il vulcanismo nella parte centrale dell'arco, in corrispondenza di Santorini. Nelle fasi più recenti (<1 Ma), il vulcanismo

ricompare di nuovo alle estremità occidentale, con l'attività associata al campo vulcanico di Methana, e orientale dell'arco, con l'attività di Nisyros e Yali, per finire di nuovo nel settore centrale, con il vulcanismo associato al centro di Kolumbo e Kameni, presso Santorini, con eruzioni anche in tempi storici (le ultime manifestazioni di tipo lavico risalgono al 1950 d.C., Fytikas et al., 1989). Lo sviluppo cronologico del vulcanismo, lungo il SAAVA, fa quindi registrare, in arco di tempo relativamente breve (1-2Ma), una migrazione dell'attività subaerea dalle porzioni più esterne, verso quelle centrali dell'arco (Francalanci et al., 2005).

PePiper e Piper (2002), hanno individuato in un aumento nel tasso di subduzione, verificatosi in conseguenza di un aumento dell'entità del movimento verso SO delle placche Egea-Anatolica, la causa dell'inizio del vulcanismo di arco, nel primo Pliocene. La fine del vulcanismo, invece, non può essere considerata con una sistematicità spazio-temprale analoga a quella delle fasi iniziali, in quanto vulcani attivi, o potenzialmente attivi, sono tuttora presenti in molti campi vulcanici, sia nelle porzioni occidentale e orientale dell'arco, che in quella centrale.

Nel complesso, il vulcanismo è voluminoso, fino a 100 km³ di prodotti vulcanici emessi, con sistemi vulcanici e singoli centri eruttivi caratterizzati da morfologie e da una distribuzione evidentemente associata ai grandi lineamenti tettonici e faglie attive, il cui andamento varia procedendo da ovest verso est. La localizzazione di questi centri vulcanici è stata, infatti, largamente controllata dalla presenza di lineamenti tettonici, molti dei quali ancora attivi, variamente orientati: EO e NO-SE nella parte occidentale, prevalentemente NE-SO nella parte centrale e orientale dell'arco. Lo sviluppo di questi campi vulcanici, copre in generale un'area ellissoidale con l'asse maggiore allungato in direzione perpendicolare al fronte della subduzione (Francalanci et al. 2005 e riferimenti annessi). Ciò ha influenzato, in particolare, il tipo di attività dominante dei vari centri eruttivi.

Il settore centrale e orientale dell'arco è caratterizzato, infatti, da grandi vulcani compositi con ampie strutture calderiche (come nei centri di Santorini, Milos e Nisyros), mentre in quello occidentale sono presenti principalmente piccoli centri eruttivi, spesso monogenici. (Francalanci et al., 2005). Fytikas et al. (1984) hanno spiegato queste differenze proprio sulla base della geometria del sistema arco-fossa: essendo la fossa suddivisa in segmenti orientati diversamente, gli stress compressivi hanno una risposta diversa nei vari tratti, perpendicolari al segmento occidentale, ma paralleli al segmento orientale, e questo inciderebbe sulla profondità delle camere magmatiche e conseguentemente sulla reologia dei magmi.

La componente compressiva è prevalente nella porzione occidentale dell'arco, dove affiorano i prodotti più evoluti, in questi settori la risalita dei magmi viene ostacolata permettendo la differenziazione dei magmi in profondità. Nella parte orientale e centrale, dove predomina invece la componente estensionale, i prodotti dominanti hanno una composizione più primitiva. In questo caso si hanno processi evolutivi meno estesi, in camere magmatiche sicuramente più superficiali, tali da provocare effetti, come conseguenza del loro svuotamento e depressurizzazione in seguito a forti eruzioni, fino in superficie, generando imponenti sprofondamenti calderici. Queste caratteristiche sono dovute alla rapida risalita dei magmi, favorita dallo stile distensivo (Mitropoulos e Tarney, 1992).

I prodotti di questo vulcanismo formano una tipica associazione calco-alcalina, che mostra un andamento evolutivo continuo da basalti a rioliti, le cui caratteristiche

chimiche sono comparabili con quelle di un vulcanismo di arco, impostato su margini continentali assottigliati. Nonostante i diversi centri vulcanici mostrino una generale omogeneità petrologica, esistono alcune differenze e sistematicità composizionali dei prodotti emessi lungo l'arco. Non tutti i sistemi mostrano l'intera gamma di variazione composizionale, andesiti e daciti sono i termini dominanti, ma si ritrovano anche termini meno evoluti, come andesiti-basaltiche, o più evoluti, come rioliti, (per circa il 25% del volume totale), in particolare nella parte centro-meridionale dell'arco.

I centri vulcanici tuttora considerati attivi, all'interno del SAAVA, sono Methana (dove l'ultima eruzione risale al 230 A.C., Strabo, Geografica), Santorini-Kolumbo (dove eruzioni laviche storiche, sono avvenute tra il 197 A.C. e il 1950), ma anche Milos e Nisyros-Yali. In corrispondenza di quest'ultimi due sistemi vulcanici, non si sono avute eruzioni magmatiche storiche, ma sono stati registrati, numerosi eventi di esplosioni idrotermali, sia a Milos (datati 80-200 D.C., Traineau & Dalabakis, 1989), che, in particolar modo, a Nisyros, dove, nel corso del XIX° secolo, si sono avuti due periodi di riattivazione della caldera, con esplosioni idrotermali, ben documentate (1971-1973 e 1887-1988, Gorceix, 1873; Martelli, 1917).

2.5.3 I campi vulcanici del SAAVA

A proposito dei singoli campi vulcanici che compongono l'arco, possiamo dire che quelli che contraddistinguono la porzione più occidentale, sono prevalentemente costituiti da duomi o sistemi di duomi, mentre quelli che definiscono la parte occidentale dell'arco sono principalmente vulcani compositi con caldere sommitali che ne contraddistinguono la struttura.

Procedendo da ovest verso est abbiamo:

Suzaki

In quest'area si trovano prodotti di limitata estensione ($< 1 \text{ km}^3$) distribuiti su un'ampia area. I centri vulcanici che lo compongono sono essenzialmente monogenici e caratterizzati da duomi lavici, associati a colate, di composizione dacitica. Questi prodotti sono stati emessi in due principali periodi di attività: 3.6-4.05 Ma per le emissioni maggiori nella zona occidentale e 2.7-2.3 Ma per le emissioni nella zona orientale.

Agina-Poros-Methana

Questo magmatismo caratterizza la zona del Golfo di Saronikos a partire dal Pliocene Inferiore (Agina) fino ad epoche storiche (Methana). L'attività vulcanica si sviluppa in tre distinte aree, tutte di limitata estensione.

L'isola di Agina presenta una attività che si sviluppa a partire da 4.7 Ma fino a 2.1 Ma, articolandosi in tre fasi di attività distinta. L'attività è inizialmente sottomarina e prosegue poi in ambiente subaereo con eventi effusivi che portano alla formazione di duomi lavici, associati a colate.

Poros è formata invece da una attività di limitata estensione che si sviluppa da 3.1 a 2.6 Ma, dando luogo alla formazione di un duomo lavico.

I prodotti emessi dall'attività sviluppatasi in questi due campi vulcanici, presentano una composizione variabile da andesitico-basaltica a riodacitica (Keller, 1982).

A Methana si trovano invece prodotti da andesiti basaltiche a riolaciti di età più giovane, da 0.9 a 0.3 Ma (Keller, 1982; Innocenti et al., 1981).

Milos

Il campo vulcanico di Milos è costituito da tre isole vulcaniche: la principale Milos e le due più piccole isole di Kimolos e Polyegos.

Milos è formata da prodotti piroclastici tardo Pliocenici sui quali si sono depositate colate di lave e duomi, entrambi di composizione riolitica (Keller, 1982) e di età compresa tra 2.5 e 0.95 Ma (Angelier et al., 1977, Fytikas et al., 1976). L'attività più recente è di tipo esplosivo ed ha portato alla formazione di crateri con età di 0.48 Ma (Fytikas et al., 1976).

Santorini-Kolumbos

Il campo vulcanico di Santorini è quello dove si registra l'intervallo compositivo più ampio, nei prodotti vulcanici emessi. Questo campo vulcanico è costituito da 5 isole, cui si aggiunge un centro eruttivo sottomarino (Kolumbo) molto recente, costituite da prevalenti lave dacitiche e da minori piroclastiti.

L'isola di Thera (la principale), Thirassia e Aspronisi sono disposte a formare la caldera, Nea Kamani e Palea Kamani, si trovano, invece, nella zona interna della più recente depressione calderica, creatasi in epoca Minoica. Le cinque isole si sono, quindi, formate in epoche diverse, e corrispondono a diversi stadi dell'evoluzione del vulcano Santorini. In particolare, Nea Kamani e Palea Kamani, sono le due isole di neo-formazione (147 a.C e 1950 d.C), legate all'attività intracalderica, successiva all'eruzione esplosiva di epoca Minoica, che ha distrutto e frammentato il vulcano, conferendo all'isola l'attuale forma.

Il vicino centro eruttivo sottomarino di Kolumbo è quello in corrispondenza del quale è stata registrata l'attività magmatica più recente (1649-1650 D.C.) e rappresenta uno degli elementi di rischio vulcanico più sensibili presenti nell'area.

L'attività di Santorini appare molto prolungata nel tempo: le lave pre-caldera più antiche risalgono, secondo datazioni K/Ar, a 1.6 Ma (Ferrara et al., 1980), mentre l'attività più recente, che ha interessato le isole centrali della caldera, risale al 1950 (Fytikas et al., 1989).

Kos

Procedendo ancora più a est, il centro eruttivo di Kos, localizzato nella parte meridionale dell'isola omonima, è formato da prodotti di composizione dacitico-riolitica. La sua evoluzione inizia a partire da 3.4 Ma nel Pliocene, con una prima messa in posto di duomi rio-dacitici e continua, con alcuni intervalli di quiescenza, fino a 1.6 Ma. Le isole di Pahia e Pyrgoussia (situate nell'area a sud di Kos) si sono probabilmente formate in questo arco di tempo.

Successivamente, circa 0.6-0.5 Ma, dopo un periodo di quiescenza, l'attività è ripresa a Kos, nella zona dell'attuale baia di Kefalos (a sud dell'isola); in questa fase, si registrano eventi di attività esplosiva, che hanno portato alla formazione di un tuff ring, seguiti da fenomeni estrusivi, con la messa in posto del duomo di Zini, caratterizzati da prodotti sempre di composizione acida. L'evento di gran lunga più importante e insieme più recente, dell'evoluzione di questo vulcano, è datato 161 ka e rappresenta l'esplosione più potente mai registrata nell'arco nel corso del Quaternario. Questo evento esplosivo, originatosi da un centro vulcanico localizzato presumibilmente nell'area occupata oggi

dalla parte nordorientale di Yali, ha dato luogo alla formazione di un vasto deposito piroclastico, denominato *Kos Plateau Tuff* (KPT) o ignimbrite di Kos (Keller, 1969; Dalabakis, 1986; Keller et al., 1990; Smith et al., 1996; Allen, 1998, Allen et al., 1999; Allen & Cas, 2001; Pe-Piper et al., 2005), (fig.2.9).

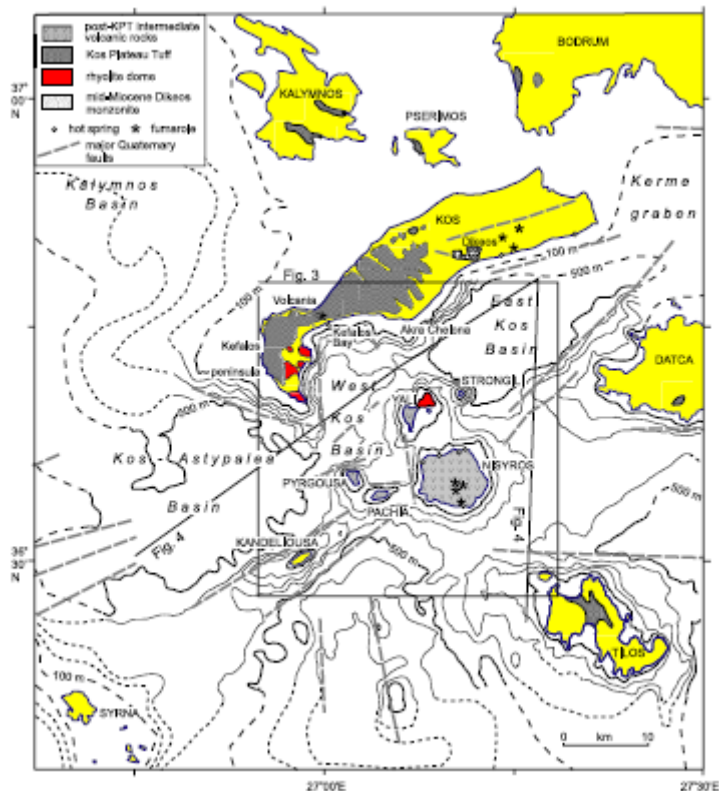


Figura 2.9: mappa dell'area di Kos-Nisyros. In grigio scuro è evidenziata la distribuzione dei depositi del KPT che si ritrovano fino all'isola di Kalymnos a nord e di Tilos a sud (da Pe-Piper et al., 2005)

Nel corso di questa esplosione furono emessi più di 100 km^3 di magma riolitico, con un'area di circa 5000 km^2 interessata dai prodotti associati ai flussi di pomice innescati dall'eruzione. Depositi correlabili con il KPT sono stati ritrovati nelle isole di Kalymnos, Pserimos, Pyrgoula, Pahia e Tilos, così come sulle coste della Turchia. Livelli di *tephra* co-ignimbritici sono stati ritrovati all'interno dei sedimenti di carote di mare profondo fino a 500 km a SE di Kos, vicino a Cipro (Federman & Carey, 1980). Tutto questo fa del KPT uno dei livelli guida, di età recenti, più importanti di tutta l'area Egea.

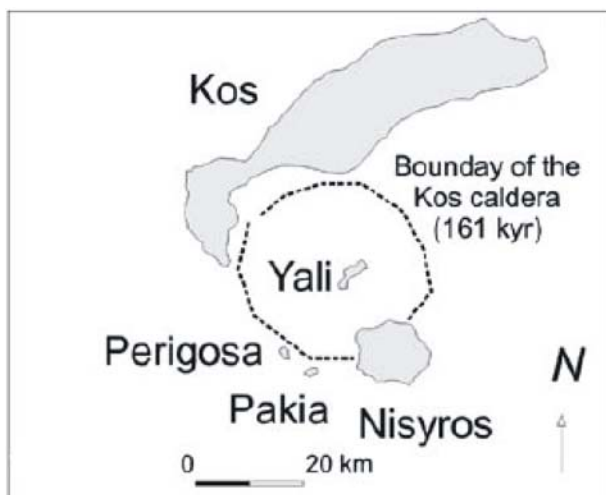


Figura 2.10: il sistema di Kos -Nisyros, con la ricostruzione del bordo della presunta caldera formatasi in corrispondenza dell'eruzione del KPT, 161 ka.

Il centro eruttivo di questa grande esplosione è stato localizzato a largo dell'attuale costa sud di Kos, sulla base del ritrovamento di ampi depositi di *lag-breccia* in questa zona

(Allen & Cas, 2001). Relativamente a questa eruzione, sono stati eseguiti molti studi a proposito della possibilità per flussi densi di viaggiare nel mare per grandi distanze (Allen & Cas, 2001) e sono state formulate numerose ipotesi a proposito della presenza di una possibile grande caldera, attualmente obliterata dall'attività successiva, sia vulcanica che tettonica, nella zona compresa tra Kos e Nisyros. In questa interpretazione le isole di Yali, Strongily e parzialmente Nisyros si troverebbero in una posizione tale da poter rappresentare proprio una fase di attività vulcanica post-caldera (fig. 2.10).

Nisyros-Yali

Il sistema più orientale del SAAVA è rappresentato dal vulcano di Nisyros, uno strato-vulcano di forma conica, con la sommità troncata da una caldera centrale, formato da prodotti appartenenti alla serie calco-alcaina con termini variabili da andesiti-basaltiche a rioliti. La sua prima attività subaerea è databile a 150 ka (Francalanci et al., 1995), in questo senso, Nisyros e le isole vicine (Yali e Strongily in particolare), costituisce il sistema vulcanico complessivamente più giovane dell'arco. Questo sistema e in particolare la sua attività finale, rappresentano l'oggetto del presente studio e verranno ampiamente illustrati in seguito.

2.5.4 Caratteristiche mineralogiche e composizionali dei prodotti emessi lungo il SAAVA

Dal punto di vista mineralogico, le rocce che costituiscono i prodotti vulcanici dei vari centri, contengono clinopirosseno, olivina, plagioclasio e titanio magnetite, con raro orto pirosseno, nei loro termini basici intermedi. Nelle rioliti sono presenti biotite sanidino e quarzo (Innocenti et al., 1981).

Dal punto di vista composizionale, tutti i prodotti dell'arco mostrano un andamento degli elementi incompatibili arricchito in elementi litofili (LILE) ed impoverito in elementi ad alta forza di campo (HFSE), caratteristiche tipiche delle zone di subduzione (Mitropoulos & Tarney, 1992). In accordo con le variazioni del rapporto FeO/MgO si osserva un aumento del carattere tholeiitico nei magmi dell'arco da ovest verso Santorini per diminuire nuovamente nei magmi delle zone orientali. Tuttavia, si osserva una generale diminuzione del contenuto di potassio e di elementi in tracce incompatibili nei prodotti dei settori più esterni dell'arco nel tempo. Questo contrariamente a quanto ci si aspetta in una normale evoluzione di un sistema di arco vulcanico. Nella parte occidentale, le rocce più giovani appartengono unicamente alla serie calco-alcaina, mentre le più vecchie sono calco-alcaine e calco-alcaine alte in potassio. Ad est solo le rocce Plioceniche di Kos sono calco-alcaine alte in potassio tutti gli altri prodotti più giovani possiedono un contenuto di potassio inferiore. In assoluto, il contenuto di silice più basso e i valori di Mg più alti, insieme ai minori tenori in elementi in tracce incompatibili si ritrovano nelle rocce di Santorini. (fig. 2.11a)

I rapporti isotopici dello Sr sono più elevati rispetto ai rapporti di altre serie calco-alcaine di archi di isole (Barton et al., 1983). Inoltre procedendo da ovest verso est, il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ tende a diminuire, sia nei valori più bassi che in quelli più alti. Questa variazione è evidente anche all'interno di tutti i campioni o nelle rocce meno evolute (<60%). Analogamente si osserva un aumento generale dei valori del rapporto isotopico del Nd, all'interno di campioni a vari gradi evolutivi, (fig. 2.11b).

Tali caratteristiche portano ad una generale correlazione tra i rapporti isotopici di Sr e Nd, per i prodotti più primitivi, con l'eccezione di quelli emessi dal centro vulcanico di Santorini, dove per altro si ritrovano i magmi in assoluto più primitivi, e quindi più rappresentativi della zona di origine mantellica. In particolare, le rocce primitive di Santorini presentano forti arricchimenti in Zr, oltre ad un elevato rapporto Zr/Nb, andamento delle terre rare meno frazionato e minori rapporti LILE/HFSE. Queste differenze sono state interpretate come differenze primarie, legate alla sorgente dei magmi (Mitropoulos et al., 1987).

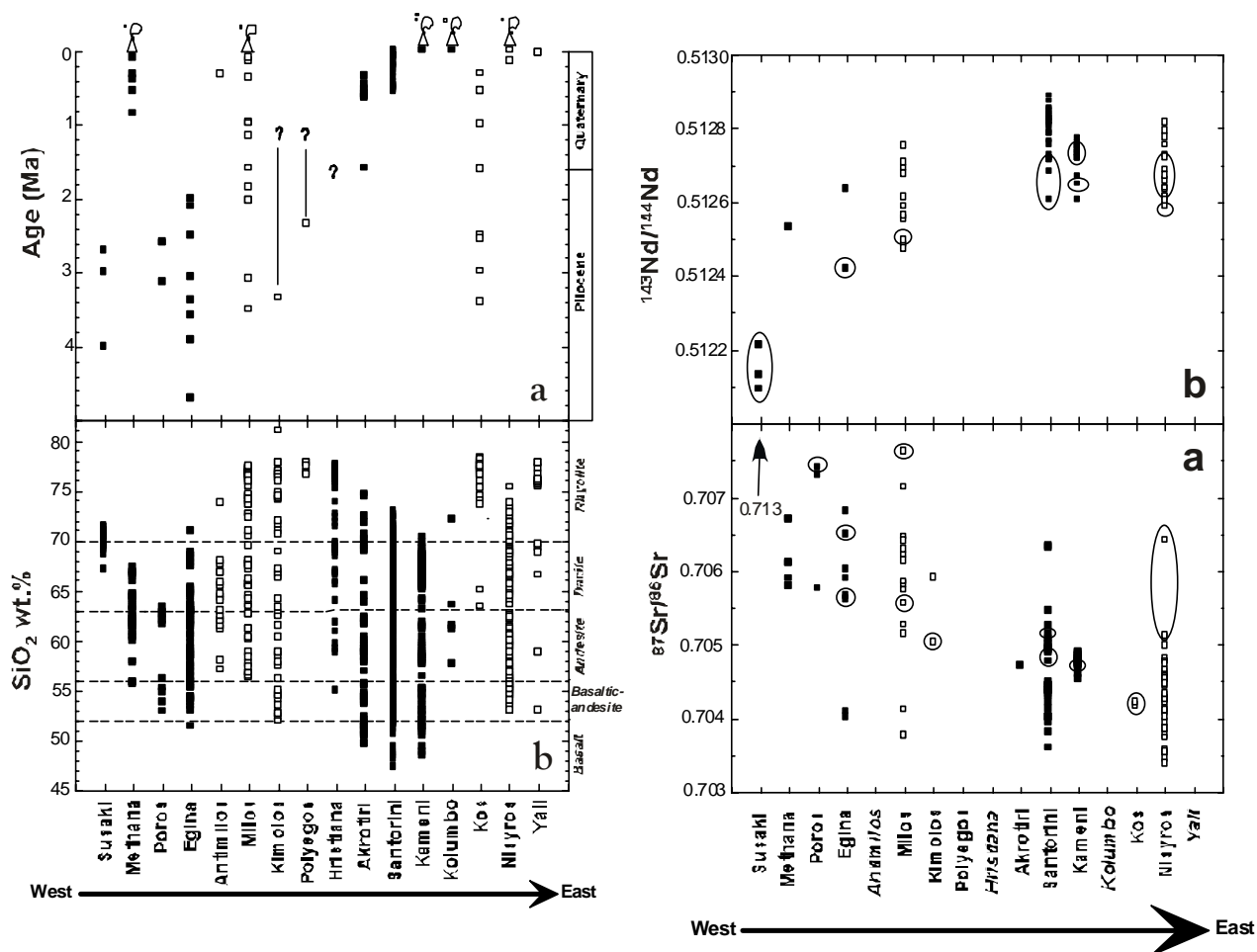


Figura 2.11: andamenti dell'età del vulcanismo, grado evolutivo e dei rapporti isotopici di Sr e Nd lungo l'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (modificato da Francalanci et al., 2005)

Secondo Barton et al. (1983) l'aumento del rapporto isotopico dello Sr, osservato procedendo da Santorini verso NO, è da ricondursi a processi di assimilazione crostale crescente in questa direzione secondo un modello di AFC di magmi provenienti dal mantello. Questo perché nella direzione suddetta si osserva un aumento dello spessore della crosta, che potrebbe favorire lo stazionamento dei magmi e quindi i processi di assimilazione.

Gli isotopi del Pb mostrano inoltre una generale tendenza a diminuire da occidente verso oriente, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con valori tipici dei MORB, mentre $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sono generalmente più alti (fig.2.12).

Francalanci et al. (2005), considerando tutte queste caratteristiche geochimiche, insieme alle evidenze geofisiche e tettoniche, affermano che i magmi primitivi nel SAAVA si generano per un processo di fusione parziale da un mantello astenosferico impoverito

tipo MORB, metasomatizzato prevalentemente da fusi dei sedimenti subdotti e, in maniera inferiore, da fluidi acquosi. Il coinvolgimento dei sedimenti diminuisce probabilmente da ovest verso est. Il grado di fusione parziale è generalmente alto, con una certa variabilità lungo l'arco e una tendenza ad aumentare nel tempo per il magmatismo delle zone più esterne; tuttavia il più alto grado di fusione in assoluto si registra in corrispondenza di Santorini, dove la tettonica estensionale gioca un ruolo predominante. Gli stessi autori concludono che tutte queste particolarità del magmatismo sono correlate sia all'azione dei lineamenti tettonici, che alla dinamica di subduzione.

2.6 Rischio vulcanico associato ai campi vulcanici del SAAVA

Il SAAVA, è considerato un arco vulcanico attivo, poiché attiva è ancora la dinamica di subduzione che ne ha determinato la genesi. Alcuni dei vulcani che compongono i campi vulcanici in cui si articola l'arco, sono considerati tuttora attivi e potenzialmente a aree di rischio vulcanico reale. Questi centri vulcanici sono: l'area intracalderica di Santorini (in particolare la zona di Nea Kameni), Kolombus (a NE di Thera), Methana, Milos e Nisyros.

Riassumendo quanto recentemente esposto da Vougioukalakis e Fytikas (2005), è possibile ottenere un quadro complessivo dello stato del rischio vulcanico attualmente riconosciuto per i diversi campi vulcanici attivi del SAAVA.

L'area di Methana è caratterizzata da un basso rischio vulcanico, in quanto l'attività che la contraddistingue è essenzialmente effusiva e limitata a un'area ristretta. Prodotti legati ad attività piroclastica, di più alto rischio, sono limitati alle aree immediatamente prossime all'edificio vulcanico di natura estrusiva.

Per quanto riguarda Santorini, l'evento massimo aspettato è un parossisma catastrofico, tipo l'eruzione Minoica; tuttavia la probabilità che si possa verificare un evento del genere appare molto bassa; più concreta è, invece, la possibilità di avere eventi magmatici, intracalderici, di estrusione di lava, simili a quelli che hanno portato alla formazione di Nea Kameni e Kolombo.

A Milos, l'evento massimo aspettato è un'esplosione freatomagmatica, ma le probabilità che si manifesti sono molto basse. L'evento più probabile, comunque con bassissime probabilità di manifestarsi, è invece la possibilità di esplosioni idrotermali.

Per quanto riguarda, invece, Nisyros, analogamente a Milos, l'evento massimo aspettato è un'eruzione freatomagmatica, e quello più probabile è un'esplosione idrotermale. Tuttavia non è semplice fornire una valutazione probabilistica accurata per questo vulcano: la giovane età del sistema (<160 ka) e i numerosi crateri di esplosioni freatiche, succedutesi in tempi storici relativamente recenti, fanno della zona della caldera un'area ad alto rischio vulcanico, anche nel caso in cui si dovessero verificare solo piccole esplosioni freatiche, considerando il fatto che, soprattutto nel periodo estivo, è visitata da numerosi turisti. Il vicino centro di Yali, inoltre, presenta testimonianze di attività di carattere esplosivo estremamente recenti (probabilmente Neolitica), per questo motivo potrebbe essere considerato un vulcano potenzialmente attivo.

Dal punto di vista del monitoraggio, Santorini è l'unico centro nel quale esista un vero e proprio sistema di monitoraggio integrato e un Osservatorio Vulcanologico stabile. Un'attività analoga è stata recentemente istituita anche a Nisyros, con l'apertura di un nuovo Osservatorio Vulcanologico.

BIBLIOGRAFIA

- Aksu, A.E., Genner, J., Hiscott, R.N., İşler E.B., 2008 – *Occurrence, stratigraphy and geochemistry of Late Quaternary tephra layers in the Aegean Sea and Marmara Sea*. Marine Geology, **252**,174-192.
- Allen, S.R., 1998 – *False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization*. Econ. Geol. **83**, 1424-1446.
- Allen, S.R., Stadlbauer, E., Keller, J., 1999 – *Stratigraphy of the Kos Plateau Tuff: product of a major Quaternary rhyolitic eruption in the eastern Aegean, Greece*. Int. J. Earth Sci., **88**, 132-156
- Allen, S.R., Cas, R.A.F., 2001 – *Transport of pyroclastic flow across the sea during the explosive, rhyolitic eruption of the Kos Plateau Tuff, Greece*. Bull. Volcanol., **62**, 441-456.
- Angelier, J., Cantagrel, J.M., Vilminot, J.C., 1977 – *Néotectonique cassante et volcanisme plio-quaternelle dans l'arc égéen interne: l'île de Milos (Grèce)*. Bull. Soc. Geol. France, **19**, 119-21.
- Barberi, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, F., Scandone, R., Villari, L, 1974 – *Evolution of a section of the Africa-Europe boundary: paleomagnetic e volcanological evidence from Sicily*. Earth and Planetary Science Letters, **22**, 123
- Barton, M., Salters, V.J.M., Huijsmans, J.P.P., 1983 – *Post-caldera dacites from Santorini volcanic complex, S. Aegean Sea, Greece: an exemple of the eruption of lavas of near-constant composition over a 2200 year period*. Contrib. Mineral. Petrol., **94**, 472-495.
- Boccaletti, M. & Dainelli, P., 1982 - *Il sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area mediterranea: esempio di deformazione plastico-rigida post-collisionale*. Mem. Soc. Geol. It., Vol. 24.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., 1974 - *The Balkanides as an instance of back-arc thrust belt: Possible relation with the hellinides*. Bull. Geol. Soc. Amer. v. 85, p. 1077-1084
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavralalis, G., 2002 – *Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data*. Tectonophysics, **343**, 329-262.
- Dalabakis, P., 1986 – *Une des plus puissantes éruptions phreatomagmatique dans la Méditerranée orientale: l'ignimbrite de Kos (Grèce)*. CR Acad. Sci. Paris, ser. II **303**: 505-508.
- Dewey, J.F., Sengör, A.M., 1979 – *Aegean and surrounding regions: complex multilate and continuum tectonics in convergent zone*. Bull. Geol. Soc. Am. **90**, 84-92.
- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., Savascin, Y., 2002 – *On the extension in western Anatolia and the Aegean sea*. J. Virtual Expl., **8**, 169-184.
- Druitt, T.H., Francaviglia, V., 1992 – *Caldera formation on Santorini and the physiography of the islands in the late Bronze Age*. Bull. Volcanol., **54**, 484-493.
- Federman, A.N., Carey, S.N., 1980 – *Electron microprobe correlation of tephra layers from eastern Mediterranean abyssal sediments and the island of Santorini*. Quatern. Res., **13**, 160-171.

- Ferrara, G., Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G., 1980 - *Age of the deformation of the Aegean active arc*. In: Doulas, C. (ed.). *Thera and Aegan World*, **2**, 37-42.
- Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougioukalakis, E.G., Defant, M.J., Innocenti, F., Manetti, P., 1995 - *Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece*. *Bull. Volcanol.* **56**, 601-620.
- Francalanci, L., Vougioukalakis, G.E., Perini, G., Manetti, P., 2005 - *A West-East Traverse along the magmatismo f the south Aegean volcanic arc in the light of volcanological, chimica and isotope data*. In: Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (ed.) *The south aegean active volcanic arc, present knowledge and future perspectives*, Developmenst in Volcanology, vol.7, 65-111.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G., Mazzuoli, R., 1976 - *Geochronological data on recent magmatismo f the Aegean Sea*. *Tectonophysics*, **31**, T29-T34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Villari, L., 1984 - *Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region*. ..., 687-699.
- Ganseki, C. A., 1991 - *Petrology of the domes and inclusions of Nisyros Volcano, Dodecanese Islands, Greece* Bach. Thesis, Wesleyan University, Middletown, Connecticut.
- Genthon P. & Souriau M., 1987 - *New constraints on Aegean subduction from Seasat altimetry*. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 619-632.
- Heiken, G., McKoy, F. Jr., 1984 - *Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece*. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8441-8462.
- Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, G., 1979 - *Inner arc volcanism in NW Aegean Arc: geochemical and geochronological data*. *N. Jb. Miner. Mh., Jg.*, 1979, 145-58.
- Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A., Poli, G., 1981 - *South Aegean volcanic arc: geochemical variations and geotectonic implications*. *Bull. Volcnol.* **44**, 377-91.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquarè, G., Villari, L., 1982a - *Anatolian and north-west Iran*. In: Thorpe, R.S. (ed.). *Andesites*. J. Wiley & Sons, New York, 327-49.
- Kastens, K., 1991 - *Rate of outward growth of the Mediterranean Ridge accretionary complex*. *Tectonophysics*, **199**, 25-50.
- Keller, J., Reheren, T.H., Stadlbauer, E., 1990 - *Explosive volcanism in the Hellenic Arc: a summary and review*. In: *Thera and the Aegean World III*, Vol. 2. Earth Sciences, pp. 13-26
- Keller, J., 1969 - *Origin of rhyolites by anatectic melting of granite and crustal rocks. The example of rhyolitic pumice from the island of Kos (Aegean Sea)*. *Buanol.*, **33**, 942-959
- Keller, J., 1982 - *Mediterranean island arcs*. In: Thorpe, R.S. (ed.). *Andesites*. J. Wiley & Sons, New York, 307-26.
- Le Pichon, X., Sibuet, J.C., Angelier, J., 1982 - In: A.A.P.G. Proceeding of Helberg Conference, Galveston, January, 1981.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979 - *The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern mediterranean area*. *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Lodise, L., 1987 - *Petrology and geochemistry of Nisyros volcano (Dodecanese, Greece)*. M.A. Thesis, Wesleyan University, Middletown CT USA, 245 pp.

- Makris, J., 1977 - *Geophysical investigations of the Hellenides*. Hamb. Geophys. Einzelschr., **34**, 124 pp.
- Mantovani, E., Alberello, D., Tamburelli, C., Babbucci, D., Viti, M., 1997 - *Ann. Geophys.*, **40**, 611
- McKenzie, D.P., 1972 - *Active tectonics of the Mediterranean region*. Geophys. J.R. astron. Soc. **30**, 109-185.
- Mercier, J-L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E. & Tong Lin, H., 1987 - *Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision*. *Tectonics* **6**, 275-304.
- Mitropoulos, P., Tarney, J., 1992 - *Significance of mineral composition variations in the Aegean Island Arc*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **51**, 283-303.
- Mountrakis, D., 2005 - Tertiary and Quaternary tectonics in Aegean area. In: Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (ed.) *The south aegean active volcanic arc, present knowledge and future perspectives*, Developmenst in Volcanology, vol.7, 1-10.
- Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., 1971 - *Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc*. *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.
- Papazachos, B.C., Papazachou, C.B., 2003 - *The earthquakes of Greece*. Ziti, Tessaloniki.
- Papazachos B.C., Dimitriadis, S.T., Pamagiotopoulos, D.G., Papazachos, C.B., Papadimitrou, E.E., 2005 - *Deep structure and active tectonics of the southern Aegean volcanic arc*. In: Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (ed.) *The south aegean active volcanic arc, present knowledge and future perspectives*, Developmenst in Volcanology, vol.7, 47-64.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos C.B., Scordilis, E.M., 2000 - *The geometry of the Wadat-Benioff zone and litospheric kinematics in the Hellenic arc*. *Tectonophysics*, **319**, 275-300
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 1989 - *Spatial and temporal variazioni in late Cenozoicback arc volcanic rocks, Aegean Sea region*. *Tectonophysics*, **169**, 113-134.
- Purcaru, G. & Berckhemer, H., 1978 - *A magnitude scale for very large earthquakes*. *Tectonophysics*, **49**, 189-198.
- Ranguelov, B., 2005 - *A model of the Aegean geodynamic zone*. Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (ed.) *The south aegean active volcanic arc, present knowledge and future perspectives*, Developmenst in Volcanology, vol.7, 11-17
- Smith, P.E., York, D., Chen, Y., Evensen, N.M., 1996 - *Single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a Late Quaternary paroxysm on Kos, Greece: concordance of terrestrial and marine ages*. *Geophys. Res. Letters*, **23**, 3047-3050.
- Spakman, W., 1990 - *Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean*. *Terra Nova*, **2/6**, 542-553
- Vougioukalakis, G.E., Fytikas, M., 2005 - *Volcanic hazards in the Aegean area, relative risk evaluation, monitoring and present state of the active volcanic centers*. Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (ed.) *The South Aegean active volcanic arc, present knowledge and future perspectives*, Developmenst in Volcanology, vol.7, 161-183
- Wortel, M.J.R., Goes, S.D.B., W., *Structure and seismicity of the Aegean subduction zone*. *Terra Nova*, **3**, 554-562.

Capitolo 3

INQUADRAMENTO GEOLOGICO: NISYROS E LE ISOLE VICINE

3.1 Introduzione

L'isola di Nisyros (l'antica Porphyris) è localizzata nella parte orientale ($36^{\circ}35'N$ - $27^{\circ}10'E$) dell'arcipelago del Dodecaneso, nel Mar Egeo sud-orientale, in prossimità della costa turca, dalla quale dista circa 17 km. In particolare, fa parte di un sistema di piccole isole, di cui costituisce il centro principale, situate a sud della più grande isola di Kos. Le quattro isole circostanti Nisyros, sono Yali (la più grande), Strongyli, Pahia, Pyrgussa (fig. 3.1).

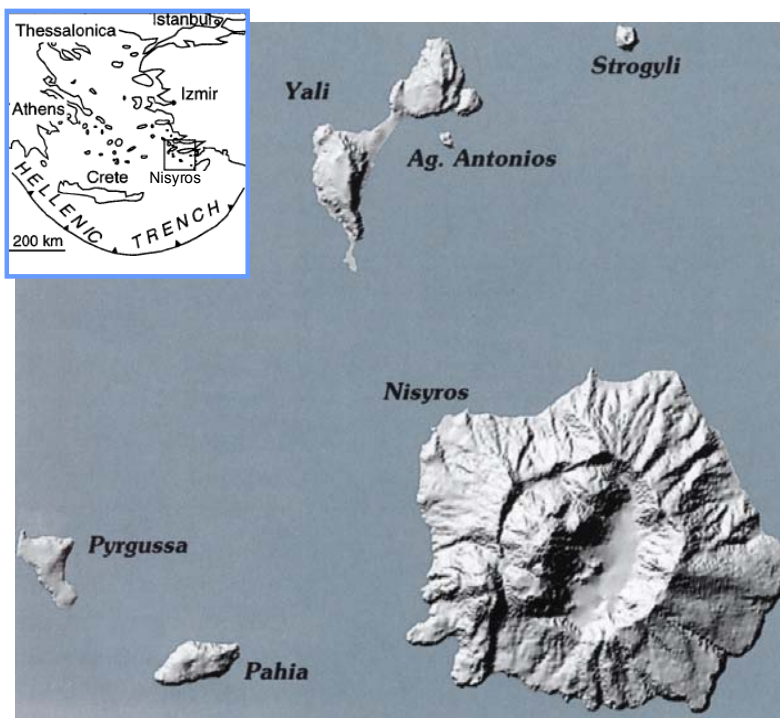


Figura 3.1: Il sistema vulcanico di Nisyros è costituito da cinque isole: la principale Nisyros cui si associano le quattro isole circostanti di Yali, con l'isolotto di Ag. Antonios, Strongyli, Pahia e Pyrgussa, tutte di natura interamente vulcanica (modificato da Vougioukalakis, 1998).

Nisyros ha un'origine interamente vulcanica e fa parte dell'Arco Vulcanico Attivo dell'Egeo Meridionale (SAAVA, Capitolo 2), di cui rappresenta il sistema complessivamente più giovane e, insieme a Santorini, uno dei centri tuttora considerati attivi.

Questo vulcano, possiede una caratteristica forma sub-circolare con una superficie di circa 42 km^2 per un diametro di 8 km, con quote che raggiungono quasi 700 m s.l.m. (il punto più alto, 696 m, è la cima del monte Profitis Elias), e una base localizzata a circa 300 m di profondità sulla piana abissale. L'isola è contraddistinta da una tipica morfologia a cono troncato, dovuta alla presenza di un'ampia depressione calderica, del diametro di circa 4 km. La base della caldera si trova a circa 100 m s.l.m., mentre il bordo registra quote variabili tra 250 a 620 m s.l.m. nel punto più alto, in corrispondenza del villaggio di Nikia. La parte occidentale e nord-occidentale della depressione calderica è occupata da cinque rilievi montuosi, che ne superano il bordo caratterizzando il profilo dell'isola. Questi rilievi appaiono allineati in direzione NE-SO e sono chiamati rispettivamente

Boriatico, Nifios, Sterna, Profitis Elias e Trapesina, procedendo da NE verso SO. L'interno della caldera è inoltre caratterizzato da una serie di crateri, il più grande dei quali (Stefanos) possiede una forma circolare, con un diametro di circa 100 m e una profondità di 30.

Le coste di Nisyros sono basse e generalmente ben accessibili, ad eccezione della parte sud-orientale e sud-occidentale, dove affiorano le lave più recenti, formando ampie scogliere.

A differenza di molte isole Egee, Nisyros presenta una vegetazione rigogliosa. La flora e la fauna mostrano una variabilità insolita per un'isola, con specie endemiche caratteristiche, che si sono adattate a vivere anche negli ambienti più ostili, quali l'interno della caldera.

Dal punto di vista idrografico l'isola risulta priva di corsi d'acqua permanenti, con un'unica sorgente fredda nei pressi del monastero di Kyrà, nella parte sud-orientale. Molte sono invece le sorgenti termali, distribuite sulla costa nord, presso Mandraki e Pali, e a sud, vicino ad Avlaki, con temperature variabili da 30 a 61° C; alcune di queste erano note per le loro proprietà benefiche fin da epoca Romana, tanto che Plinio il Vecchio (I sec.) ne rammenta le proprietà curative nel "*Naturalis Historia*". Insieme all'escavazione di materiale pomiceo, le acque termali hanno rappresentato nei secoli una fonte di sfruttamento economico molto importante per gli abitanti di Nisyros, che avevano costruito stabilimenti termali funzionanti fino al secolo scorso (Martelli, 1917)

Attualmente, la popolazione conta circa 900 abitanti, principalmente concentrati nel centro di Mandraki, capoluogo dell'isola, situato sulla costa NO; seguono il villaggio di Pali, sulla costa nord, e quello di Nikia, arroccato sul bordo meridionale della caldera. Solo poche persone vivono, invece, nel villaggio di Emborion, sempre sul bordo della caldera, ma nella parte orientale dell'isola. Pochi abitanti stabili, vivono, inoltre, nella vicina isola di Yali, impiegati della società che gestisce la cava di pomici.

L'isola è stata ampiamente popolata fin da epoca Neolitica, come confermato da numerosi ritrovamenti di utensili e armi. Un periodo di grande fioritura si ebbe in epoca Minoica (IV sec. a.C.), quando il centro di Argos (nella parte sud-occidentale dell'isola) era uno dei principali scali commerciali dell'area egea. Testimonianza di questo periodo storico sono gli abbondanti reperti (principalmente macine, muretti a secco e resti di abitazioni) osservabili in tutta la zona sud-occidentale dell'isola. L'imponente costruzione del Paleo Castro, la più grande nel suo genere in tutto l'Egeo, le cui mura sono considerate tra le migliori conservate dell'epoca antica, è un'altra testimonianza dell'importanza rivestita da Nisyros in epoca classica. Alla fine del 1800, a Nisyros si contavano circa 5.000 abitanti e l'isola era intensamente coltivata, principalmente per la produzione di ghiande, mandorle, fichi, ma anche di olive e uva, come dimostrano ancora oggi i terrazzamenti che ne caratterizzano quasi l'intera superficie. Altre attività erano legate allo sfruttamento delle sorgenti termali e l'attività estrattiva di zolfo, nella zona di Avlaki. E' con il ventesimo secolo e la grande crisi economica, seguita alle due guerre mondiali, che la maggior parte della popolazione ha abbandonato l'isola, emigrando all'estero o nella capitale greca e Nisyros ha visto sfiorire l'intensa attività che la caratterizzava.

Oggi l'isola è sede strategica di una postazione militare dell'esercito greco e rappresenta una località, dove il turismo di massa non si è ancora sviluppato e non ha compromesso l'equilibrio naturale. Nisyros, infatti, è, prevalentemente meta di un turismo giornaliero,

proveniente dalla vicina isola di Kos, per la visita al vulcano. Elemento importante della vita economica dell'isola è anche la cava di pomici aperta nella vicina isola di Yali.

Secondo la leggenda l'isola di Nisyros fu creata da Nettuno, nel corso della guerra contro i giganti. Il dio del mare avrebbe staccato con il suo tridente un lembo dell'isola di Kos, scagliandolo contro il gigante Polibote e inabissandolo. I tonfi e brontolii provenienti dal sottosuolo dell'isola venivano considerati come una prova dell'ira del gigante rimasto rinchiuso. Da questo mito deriverebbe, secondo alcune interpretazioni, anche il nome dell'isola, le cui radici sarebbero da ritrovare nell'unione delle antiche parole greche "neo" (nuotare) e "syro" (trascinare). Il mito della creazione di Nisyros è riportato in varie descrizioni e trattati naturalistici di noti studiosi greci antichi, come Apollodoro e Strabone, e testimonia come, fin da quell'epoca, l'isola fosse conosciuta. Inoltre, è importante notare come questi autori antichi avevano già osservato l'analogia litologica fra la porzione orientale dell'isola di Kos e l'isola di Nisyros, correlando i fenomeni naturali che la caratterizzavano (terremoti, fumi, acque calde) a processi interni. Queste prime interpretazioni sono state riprese dai naturalisti che descrissero l'isola successivamente. Tra questi si ricorda il fiorentino Cristoforo Buondelmonti (XV sec.) al quale si attribuisce la prima descrizione particolareggiata dell'isola. E' sulla base delle notizie riportate da questo autore nel suo "*Liber insularum arcipelagi*" che si riferiscono la maggior parte delle carte geografiche di Nisyros e dell'Egeo prodotte dai disegnatori dei secoli scorsi.

3.2 La geologia

Dal punto di vista geologico, Nisyros è un vulcano composito (o strato-vulcano), la cui evoluzione sub-aerea è intermente compresa negli ultimi 150 ka. Le rocce che la compongono sono principalmente lave e piroclastiti, di epoca esclusivamente Quaternaria, e composizione calco-alkalina, con termini variabili da andesiti-basaltiche a rioliti.

Questo vulcano, si imposta su di un basamento calcareo Mesozoico e sedimenti Neogenici, su di una crosta assottigliata, dove la Moho è localizzata a una profondità di circa 27 km (Makris & Stobbe, 1984). L'esistenza di questo basamento è indicata dalla presenza di xenoliti di argille e calcari in alcuni depositi piroclastici (Barberi et al., 1988, Varekamp, 1993) e da perforazioni eseguite per indagini geotermiche, che ne hanno perforato il tetto a una profondità di 600 m s.l.m. (Geotermica Italiana, 1983, 1984). Anche le vicine isole di Yali, Strongily, Phaia e Pyrgousa sono interamente vulcaniche, mentre la più lontana e meridionale isola di Kandelussa è costituita da materiale sedimentario calcareo (Karras, 1990), analogamente alla parte settentrionale dell'isola di Kos.

Strongyli, Phaia e Pyrgousa sono principalmente costituite da lave, con subordinati depositi piroclastici, correlabili agli eventi esplosivi dei vicini centri vulcanici di Nisyros e Yali. In particolare, Strongyli è un ripido cono vulcanico composto da prodotti andesitici (circa 57% SiO₂), alto 120 m s.l.m. ed emergente dalla piana abissale a circa 500 m di profondità. Pahia e Pyrgousa hanno età del vulcanismo subaereo nettamente antecedenti a quelle definite per Nisyros, Yali e Strongyli, e sono considerate contemporanee all'attività iniziale di Kos. Su di esse, infatti, si ritrovano depositi piroclastici attribuibili alla grande esplosione che ha generato il *Kos Plateau Tuff* (KPT) o Ignimbrite di Kos, datata 161 ka. La formazione di Strongyli è ritenuta interamente antecedente a 31 ka,

data la presenza di depositi piroclastici attribuibili alla fase esplosiva subaerea di Yali all'interno del cratere.

L'isola di Yali presenta una struttura composita, costituita da due piccoli rilievi di altezza massima di 165 m s.l.m., collegati tra loro da uno stretto istmo sedimentario, che individuano due distinte strutture caratterizzate da litologie diverse. La parte sud-occidentale è interamente costituita da rocce piroclastiche e depositi vulcano-clastici, mentre quella nord-orientale è formata da duomi e colate laviche perlitico-ossidiane, con subordinati depositi piroclastici. L'isolotto di Ag. Antonios, localizzato presso le coste della zona nord-orientale, è costituito da lave dacitiche, che formano un piccolo duomo. Yali, è il centro vulcanico complessivamente più giovane dell'area, con una attività subaerea interamente Quaternaria <31 ka, costituito da prodotti ad affinità calco-alcalina, di composizione evoluta, prevalentemente riolitica (70.78% SiO₂).

Il sistema di Nisyros-Yali è quindi da considerare il campo vulcanico più giovane di tutta l'area, ed è su di esso, in particolare sulla sua fase finale di attività, che si concentra il presente lavoro.

3.2.1. Conoscenze pregresse

3.2.1.1 Nisyros

I primi studi geologici su Nisyros sono stati eseguiti da geologi italiani come Martelli, che nel 1917 realizzò anche una prima carta geologica 1:100000. Successivamente, nel 1933, l'Istituto della Marina Italiana ha pubblicato delle mappe nautiche e topografiche, in scala 1:30000, di Nisyros e delle isole vicine. Davis (1967) produsse una carta geologica, 1:50000, e alcuni dati petrologici sia di Nisyros, che della vicina Yali. Altri studi geologici sono stati condotti da Desio (1931), Georgalas (1958) e Keller (1971). Una nuova carta geologica di Nisyros è stata pubblicata successivamente da Vougioukalakis (1989, 1992), per conto dell'Istituto di Esplorazione Geologica e Mineraria (IGME) di Atene.

Il primo studio vulcanologico e petrologico di dettaglio su Nisyros, è stato pubblicato da Di Paola (1974). In questo lavoro, l'autore ricostruisce l'evoluzione vulcanologica dell'isola, scrivendo cinque distinte fasi di attività del vulcano, che possono essere riassunte in tre principali periodi, due caratterizzati da attività magmatica esplosiva ed effusiva, il terzo da attività esclusivamente freatica-idrotermale. Il primo periodo, consiste in una fase di costruzione dell'edificio vulcanico ed è articolato in un primo stadio di attività magmatica sottomarina, seguito da una successiva attività subaerea, alternativamente effusiva ed esplosiva. Questa attività si sviluppa attraverso differenti bocche eruttive, conducendo alla costruzione di un complesso edificio vulcanico composito. Il secondo periodo, consiste, invece, in una fase di distruzione dell'edificio vulcanico, attraverso un'attività altamente esplosiva, che genera un collasso calderico sommitale. A questo evento, segue un periodo di attività post-caldera, con l'emissione di ingenti quantità di lava a formare una serie di colate e duomi, sia all'interno che esternamente alla caldera. Successivamente, l'attività magmatica si arresta e inizia il terzo periodo dell'evoluzione di questo vulcano, con l'instaurarsi di una fase di attività freatica esplosiva. Tale attività, interamente intracalderica, dà luogo alla formazione di numerosi crateri, concentrati nella parte meridionale della depressione, protrandosi fino in epoca storica, con un attuale stadio essenzialmente idrotermale, fumarolico. In questa

ricostruzione l'autore trascura la presenza di due distinti collassi calderici, avvenuti nel corso della fase più recente di attività, assimilandoli ad un unico evento. Sempre secondo Di Paola (1974), i prodotti riolitico-ossidianacei, dell'isola di Yali, costituirebbero la fase finale e marginale di attività del sistema vulcanico di Nisyros.

Successivamente, altri autori, come Vougioukalakis (1983), Limburg (1986), Whyman (1985), Lodise (1987), Rehren (1988) e Limbourg & Varekamp (1991) hanno realizzato studi stratigrafici di dettaglio delle serie piroclastiche affioranti a Nisyros, mettendo in evidenza la presenza più eventi esplosivi rilevanti, nel corso dell'evoluzione del vulcano, in particolare nel secondo periodo di attività. In dettaglio, Lodise (1987) e Limburg & Varekamp (1991) ricostruiscono quattro principali eventi esplosivi, due dei quali, più recenti, associati a due collassi calderici, individuando, quindi, due distinti eventi di collasso, seguiti entrambi da una fase di messa in posto di materiale evoluto e viscoso a formare colate e duomi lavici.

Limitatamente al centro vulcanico di Nisyros, sono stati pubblicati recentemente diversi lavori di revisione stratigrafica e strutturale (Vanderkluyzen & Volentik, 2001; Volentik et al., 2002, 2005, Tibaldi et al., 2008). Questi studi, hanno condotto a nuove interpretazioni, specialmente in merito alla ricostruzione dell'evoluzione del vulcano nel tempo e delle dinamiche eruttive. Secondo l'interpretazione di questi autori, l'attività magmatica di Nisyros è fortemente influenzata, soprattutto nella sua fase di attività più recente, da un intenso controllo della tettonica regionale.

3.2.1.2 Yali

A proposito del centro vulcanico di Yali, sono presenti solo pochi studi dei depositi piroclastici affioranti nella porzione sud-occidentale (Davis, 1967; Keller 1971, 1980; Di Paola, 1974; Rehen, 1988; Vougioukalakis, 1989; Allen & McPhie, 2000) e alcuni dati geochimico-isotopici e radiometrici dei prodotti lavici della zona nord-orientale (Keller 1971, 1980; Innocenti et al., 1981; Buettner et al., 2005).

Secondo le conoscenze esistenti, la spessa sequenza piroclastica (>150m), caratterizzante la zona sud-orientale, è rappresentativa di due principali eventi eruttivi e mostra caratteristiche dei depositi indicanti un graduale passaggio da condizioni esclusivamente sottomarine, di mare relativamente basso, verso un ambiente subaereo. La porzione basale della sequenza, è correlabile ad una attività effusiva di magma viscoso, associata a deboli esplosioni idro-magmatiche, che generano una serie di flussi in ambiente sottomarino; la porzione di tetto è invece il risultato di una seconda fase esplosiva, subaerea, che ha generato in deposito di caduta (Limburg e Varekamp, 1991; Allen & McPhie, 2000).

L'età del vulcanismo, sviluppatosi in corrispondenza di questo centro eruttivo è sicuramente successiva a 161 ka, in quanto, materiale pomiceo attribuibile all'eruzione del *Kos Plateau Tuff*, viene ritrovato all'interno dei depositi piroclastici basali. Le uniche datazioni esistenti indicano un'età relativamente recente per l'attività sub-aerea: i prodotti piroclastici della parte sud-occidentale sono stati datati a 31 ka (Federaman & Carey, 1980), mentre 24 ka vengono indicati per il duomo perlitico-ossidianaceo, nella parte nord-orientale dell'isola (Wagner et al., 1976).

La ricostruzione dell'evoluzione di questo centro vulcanico si articola in due cicli distinti, entrambi caratterizzati da una fase iniziale di attività esplosiva, seguita da un periodo finale di messa in posto di duomi perlitico-ossidianacei e di colate laviche, che danno

origine ai prodotti affioranti nella parte nord-orientale dell'isola (Francalanci et al., 2005). Un ampio terrazzo marino separa questi due cicli di attività (Francalanci et al., 2005). L'attuale esposizione dei depositi sottomarini e la presenza del suddetto terrazzo, a quote variabili tra 40 e 60 m s.l.m., indicano l'importanza di eventi tettonici relativamente recenti in quest'area, che hanno portato ad un innalzamento della porzione sud-occidentale dell'isola.

3.2.2. Stratigrafia

In questo paragrafo verranno brevemente descritte le formazioni vulcaniche di cui si compone l'isola di Nisyros, in ordine stratigrafico. Per la nomenclatura di riferimento a quanto già riportato in Francalanci et al. (1995) e alle più recenti revisioni gentilmente fornite dal dott. G.E. Vougioukalakis (IGME). Questo criterio, che oltre alla stratigrafia tiene conto anche dell'aspetto composizionale delle rocce, è preferito all'approccio strettamente geologico, recentemente utilizzato da Volentik et al. (2005), perché più funzionale alle esigenze petrografiche e geochemiche del presente lavoro. Per chiarezza viene riportata, di seguito, una tabella comparativa di correlazione tra le formazioni individuate nei due differenti approcci; in appendice viene, inoltre, riportato un sommario schematico della stratigrafia, con relativa descrizione delle formazioni, proposta da Volentik et al. (2005).

Vougioukalakis, 1993		Volentik et al., 2005
1-2	Depositi intra-calderici	gx
3	Duomi riodacitici post-caldera	pfi
4	<i>Yali Upper Pumice</i>	ya _j
5	Conglomerato di Castro	pc _j
6	<i>Upper Pumice</i>	up
7	Lave di Nikia	nlf
8	Rocce vulcano-clastiche delle <i>Lower Pumice</i>	pl _j
9	Lower Pumice	lp
10	Brecce di collasso dei duomi di Emborion	vu _i
11	Lave dacitiche Superiori di Emborion	lf ⁷ , emb
12-13	Lave e piroclastiti andesitiche Superiori	xlf _b , lf ⁶ , xo, lf ⁸
14	Lave riodacitiche con inclusi	?
15	Serie piroclastica di Kyra	pa, pa _j , xo
16	Lave dacitiche Intermedie	xlf _b , lf ⁸
17-18	Lave riolitiche Intermedie di Argos	alf
19	Rocce vulcano-calstiche Intermedie	ms, ms _j
20	Lave andesitiche Intermedie	?
21	Lave dacitiche Inferiori	lf ²
22	Rocce vulcano-calstiche Inferiori	ka, kb
23	Lave andesitiche Inferiori	lf ¹ , lf ⁸
24	Lave e piroclastiti sottomarine	ho _a , ho _j

Tabella 1: correlazione tra le formazioni definite da Vougioukalakis (1984, 1989) e le unità stratigrafiche definite da Volentik et al. (2005).

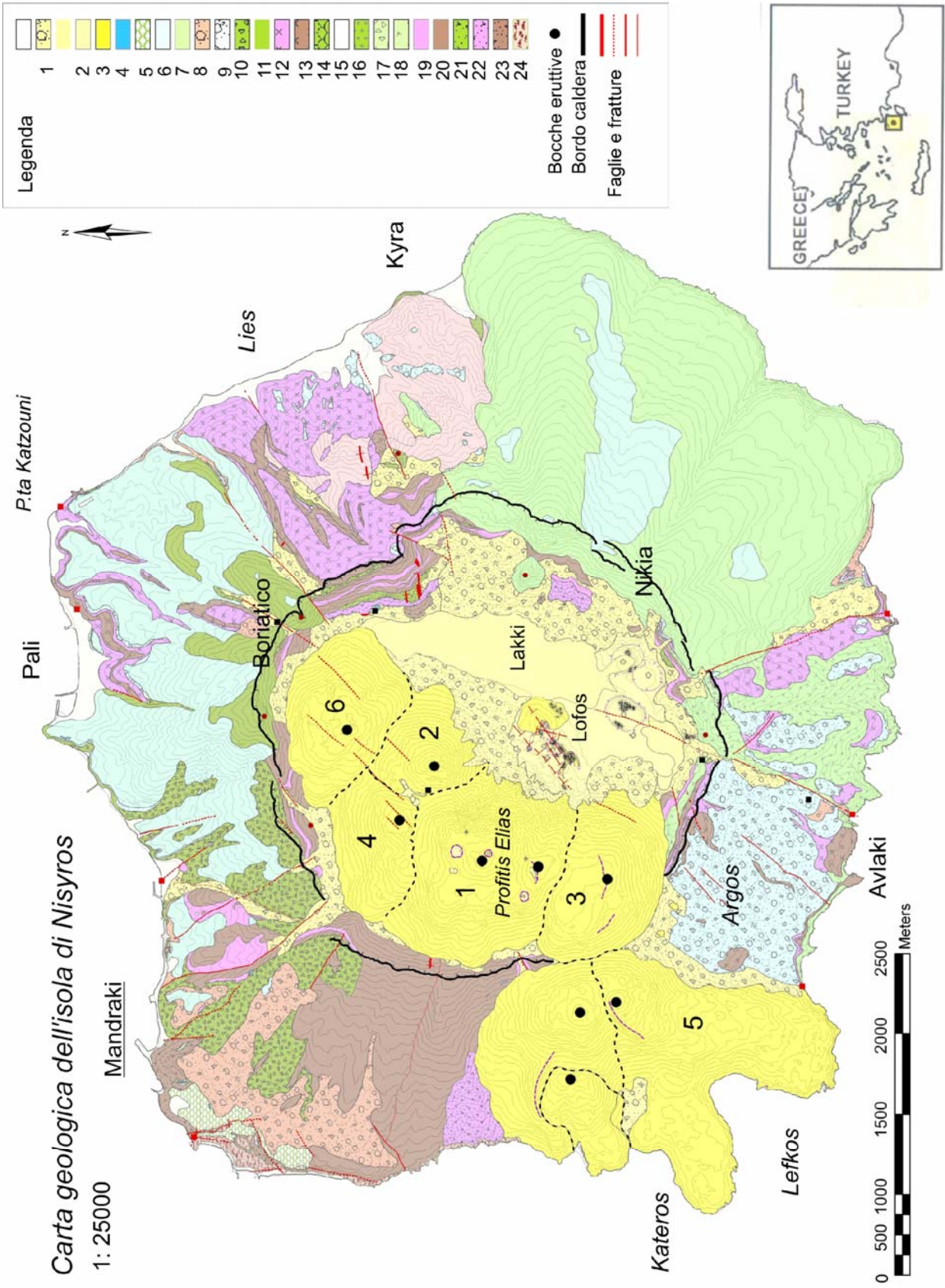
Unità	Sub-sintema	Sintema
gx		Gorceix
ya _j		Profitis Elias
pfi		Profitis Elias
up _j		Profitis Elias
up	Pali	Kardia
nlf	Pali	Kardia
pl _j	Pali	Kardia
lp	Loutrà	Kardia
llf	Loutrà	Kardia
vu _i	Loutrà	Kardia
emb		Fournià
blf		Fournià
pc _j		Fournià
lf ⁸	Xolante	Lies
xo	Xolante	Lies
vs _n	Xolante	Lies
pa _j	Xolante	Lies
pa	Afionas	Lies
lf ⁷	Afionas	Lies
alf	Afionas	Lies
sv	Afionas	Lies

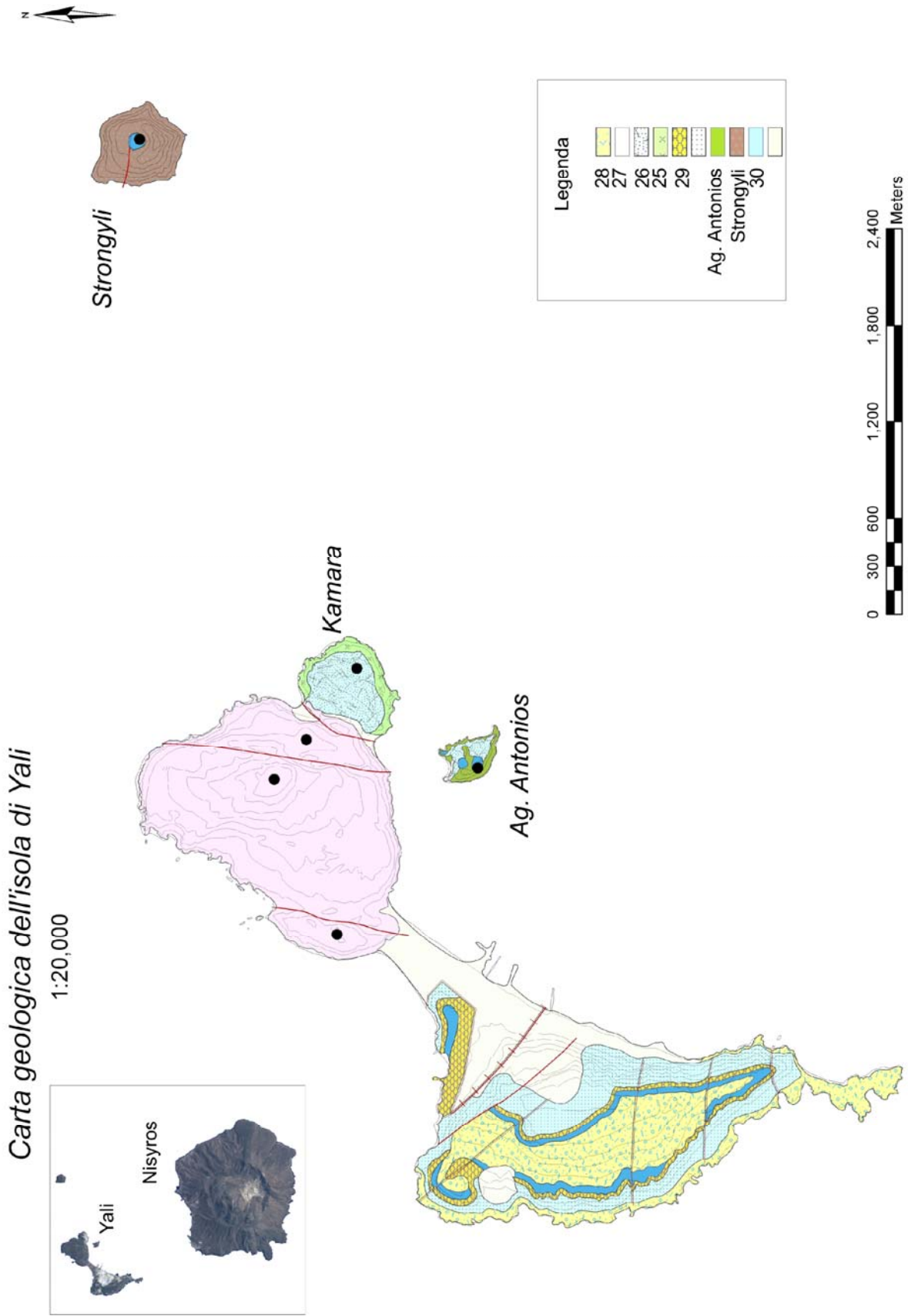
Unità	Sub-sintema	Sintema
lf ⁶	Afionas	Lies
xlf _b	Afionas	Lies
lf ⁵	Afionas	Lies
ms _j	Afionas	Lies
ms	Secondo Lago	Kato Lakki
lf ⁴	Secondo Lago	Kato Lakki
sl _i	Secondo Lago	Kato Lakki
lf ³	Primo Lago	Kato Lakki
fl _i	Primo Lago	Kato Lakki
kb		Kremastò
lf ²		Kremastò
ka		Kremastò
lf ¹		Kremastò
ho _a		Kanafià
ho _a		Kanafià

Tabella 2: Schema della ricostruzione stratigrafica proposta da Volentik et al. (2005), una descrizione specifica schematica è riportata in appendice

La geologia completa delle isole di Nisyros e Yali è raffigurata nella carta geologica di figura 3.3, messa a disposizione dal dott. G.E. Vougioukalakis.

Figura 3.2: nella pagina successiva, carta geologica dell'Isola di Nisyros (1:25000) e di Yali (1:20000). I numeri riportati a fianco delle formazioni, nel testo, si riferiscono a quelli in legenda, nella carta geologica. I numeri che indicano i diversi duomi si riferiscono al presunto ordine temporale di messa in posto. 1 = Profitis Elias, 2 = Sterna; 3 = Trapesina; 4 = Nifios; 5 = Karaviotis; 6 = Boriatico.





3.2.3.1 Nisyros

Rocce piroclastiche e lave andesitiche inferiori

Le rocce più antiche di Nisyros, affiorano prevalentemente lungo la costa nord-occidentale, vicino a Mandraki, e comprendono prodotti legati alla fase di attività sottomarina e alla prima fase di attività subaerea del vulcano.

Lave e rocce piroclastiche sottomarine (24)

Si tratta di livelli di ialoclastiti con spessori massimi di 40m, costituiti da blocchi di andesiti basaltiche con dimensioni medie di 10-15 cm, cementati da una patina giallognola di paragonite, risultante dall'alterazione del vetro in conseguenza del rapido raffreddamento della superficie della lava al momento della fuoriuscita in un ambiente marino poco profondo. Il deposito appare stratificato orizzontalmente nella parte basale, con inclinazioni fino a 20°-30° proseguendo verso il tetto. In alcuni casi è possibile osservare la tipica forma a "cuscino" dove la lava non si è eccessivamente frammentata, in particolare alla base della sequenza, con *pillow* di dimensioni tra 0.4 e 8 m. Tufi e tufiti sottomarine, fortemente alterate dall'attività fumarolica, sono osservabili a Capo Kanoni e lungo la costa, proseguendo verso sud.

Lave andesitiche inferiori (23)

Queste lave affiorano al di sopra delle vulcaniti sottomarine, nella parte nord-occidentale dell'isola, con minori affioramenti localizzati alla base della caldera, nella parte nord-orientale e orientale. Sono colate laviche di composizione andesitica, compatte, con spessori variabili da 1.5 a 3 m, per ogni singolo evento, con uno spessore totale fino a 30m. Il passaggio dai prodotti sottomarini a quelli subaerei appare progressivo, con ialoclastiti intercalate tra le prime due colate laviche subaeree.

Rocce vulcano-clastiche inferiori (22)

Questi depositi si trovano principalmente nella parte occidentale del vulcano (in località Kardia) con subordinati affioramenti nella parte orientale e nord-orientale della caldera. Si tratta di depositi di flusso piroclastico o di caduta, costituiti da materiale piroclastico juvenile di composizione dacitica, con scorie, pomici e litici, di dimensioni variabili da lapilli a blocchi fino a ceneri, organizzati in più livelli corrispondenti ai diversi episodi eruttivi. La presenza di ignimbriti, insieme alle strutture osservate, indicano un processo di interazione tra il magma andesitico e l'acqua, che hanno portato alla formazione di una serie di tuff-ring.

Molti di questi livelli hanno subito processi di rideposizione, successivamente alla messa in posto, formando flussi di fango o di detrito.

Lo spessore massimo della formazione è di circa 60 m.

Lave dacitiche inferiori (21)

Queste lave sono presenti nelle pareti della parte nord-orientale della caldera. Si tratta di 2-3 flussi lavici di colore grigio, di lave con composizione dacitica, con tessitura afiriche, che raggiungono uno spessore totale di circa 40 m. Lungo la strada principale, all'interno della caldera, sono evidenti i dicchi di alimentazione di queste colate.

Lave andesitiche intermedie (20)

Queste lave, intercalate a piroclastiti, sono ampiamente visibili nella parte sommitale delle pareti della caldera, di cui costituiscono il bordo, così come lungo il fianco occidentale e nord-occidentale del vulcano. Limitati affioramenti sono presenti nella parte orientale dell'isola e presso Avlaki. Si tratta di una serie di flussi (approssimativamente se ne possono riconoscere 10) di lave di colore grigio e grigio chiaro, di composizione andesitica, con livelli formati da ceneri e scorie rosse alla base e al tetto. Lo spessore varia da 2 a 5 m per ogni singolo evento.

Rocce vulcano-clastiche intermedie (19)

Questi depositi sono visibili nelle pareti della caldera, così come sul fianco nord-occidentale del vulcano. Si tratta di prodotti correlabili a tre distinti eventi esplosivi che si sono verificati alternati all'attività effusiva che ha generato le Lave Andesitiche Intermedie (formazione 20).

Il deposito nella parte nord-occidentale è costituito da livelli di caduta, composti da lapilli e blocchi, di colore grigio alla base e rossi verso il tetto del deposito. Lo spessore è variabile da 5 a 15 m.

Lo stesso livello nella parte nord-orientale e sud-occidentale della caldera comprende anche depositi di flusso (*surge*), caratterizzati da una spiccata alterazione idrotermale. In questo punto la formazione raggiunge uno spessore di 10 m.

Lave e duomi riolitici intermedi

Lave riolitiche di Argos (18, 17)

Queste lave affiorano lungo il bordo meridionale della caldera estendendosi sul fianco meridionale del vulcano. Si tratta di duomi e colate laviche perlitiche, di composizione riolitica e colore variabile da grigio chiaro a nero, caratteristica che riflette la velocità di raffreddamento del magma.

Associati a queste lave si osservano anche depositi di *block and ash* (formazione 17) generati dal parziale collasso dei duomi o dei fronti delle colate laviche.

Lo spessore totale della formazione è di 80m.

Lave dacitiche intermedie (16)

Queste lave affiorano lungo la costa orientale di Nisyros, presso Pahia Ammons. Si tratta di flussi lavici di composizione dacitica e limitata estensione, di colore grigio chiaro.

Serie piroclastica di Kyra (15)

L'intera serie affiora nella parte orientale del vulcano, impostandosi sopra le lave dacitiche intermedie, ed è chiusa al tetto da lave riodacitiche.

Un secondo e limitato deposito si ritrova lungo la costa nord-occidentale, intercalato al conglomerato di Castro.

Livelli riconducibili a questa serie piroclastica si ritrovano sull'isola di Pahia (principalmente depositi di caduta composti da lapilli e ceneri) e Phyrghussa. Le porzioni distali sono state identificate fino sull'isola di Tilos e nella penisola di Knidos (Keller et al., 1990), a testimonianza dell'intensa e violenta attività di questo periodo eruttivo.

Si tratta di prodotti piroclastici eruttati da un'intensa attività esplosiva, di carattere freato-magmatico, costituiti da materiale juvenile di composizione sia dacitica che

andesitica. L'intera sequenza è articolata in più di sei eventi eruttivi maggiori, articolati in ventisette distinti livelli di caduta, flussi piroclastici o *surge*, con juvenile composto da pomci e scorie.

All'interno di questo deposito si osservano anche abbondanti xenoliti (fino a 30%) composti da lave fortemente idrotermalizzate, calcare e frammenti di *skarn*. Queste caratteristiche indicano il coinvolgimento di porzioni del sistema idrotermale a causa dell'esplosione e il campionamento del basamento calcareo da parte del magma profondo.

Lo spessore massimo di questa serie è di 70m.

Lave riodacitiche con inclusi (14)

Queste lave chiudono la sequenza piroclastica di Kyra e si ritrovano sia nella parte nord-orientale del bordo calderico che lungo i fianchi orientali e nord-orientali dell'isola.

Si tratta di lave riodacitiche all'interno delle quali si osservano un'alta percentuale di inclusi (10-20%) principalmente di composizione andesitica, variabili in dimensioni da 0.1 a 15 cm di diametro.

Rocce piroclastiche e lave andesitiche superiori (13, 12)

Questa formazione affiora sul bordo della parte nord-orientale e sud-occidentale della caldera, così come lungo il fianco nord-orientale e meridionale del vulcano.

I prodotti affioranti nella parte meridionale sono colate laviche (almeno quattro eventi di spessore variabile da 0.3 a 3 m) di composizione basaltico-andesitica e andesitica, alternati a depositi di caduta di scorie rosse e nere, che formano quattro distinti livelli di spessore variabile da 1 a 3 m. Quelli nella parte settentrionale, invece, sono principalmente colate laviche di analoga composizione.

Lo spessore dell'intera serie supera i 40 m nella parte settentrionale.

Una netta discontinuità, si rileva tra queste lave andesitiche superiori e la sottostante serie di Kyra. Questa discontinuità, è indicativa di inattività del vulcanismo per un periodo di tempo significativo, che ha condotto all'erosione delle rocce piroclastiche della serie di Kyra.

Lave dacitiche superiori

Lave di Emborion (11)

Si tratta di duomi lavici e spesse colate di lava dacitica di colore grigio. Questa formazione affiora lungo il bordo della parte settentrionale della caldera e lungo il fianco nord del vulcano. Pochi inclusi di composizione andesitica sono osservati al loro interno (1-3%). Il massimo spessore è di 80-90m.

Depositi di block and ash flows di Emborion (10)

Questi depositi sono presenti nella parte nord-occidentale della caldera, così come sul fianco nord-occidentale e occidentale del vulcano. Si tratta di brecce monolitologiche, depositatesi da eventi di flusso piroclastico causati dal collasso dei duomi di Emborion.

Lo spessore di ogni singolo evento di flusso varia da 1 a 5 m. Lo spessore totale della formazione raggiunge invece approssimativamente i 20m.

Lower Pumice (9-8)

Vengono così denominati i prodotti piroclastici associati all'eruzione esplosiva corrispondente al primo collasso calderico verificatosi a Nisyros.

Questi depositi affiorano principalmente sul fianco nord-orientale e sud-orientale del vulcano, dove si trovano intercalati tra la porzione basale delle Rocce Vulcano-clastiche Intermedie e le Lave Riolitiche di Nikia, con minori affioramenti nelle pareti interne della caldera e nella parte nord-occidentale.

Questa eruzione rappresenta il primo evento esplosivo nella storia di Nisyros, che coinvolge magma riolitico, molto evoluto, in quanto magmi di questo tipo erano stati emessi precedentemente solamente in occasione dell'eruzione effusiva delle lave di Argos.

La sequenza piroclastica delle *Lower Pumice* è costituita da un livello di caduta basale, di spessore massimo di 5 m, costituito da pomice bianche, di composizione riolitica e dimensioni variabili da blocchi a lapilli, da 5 a 10 cm di diametro, con scarsa cenere interstiziale e frammenti litici juvenili di composizione andesitica e struttura dictitaxitica, presenti in percentuali da 1 a 2%. In questo deposito si ritrovano anche numerosi xenoliti, di dimensioni variabili da blocchi a lapilli (con diametro massimo di 2 m), costituiti principalmente da rocce di *skarn*, lave idrotermalizzate e calcare, che tendono ad aumentare procedendo verso il tetto del deposito, indicando un progressivo coinvolgimento del sistema idrotermale al procedere dell'esplosione. In alcune valli, chiudono la sequenza livelli di flusso piroclastico, spessi fino a 10 m, per uno spessore totale della formazione fino a 15 m. In un unico caso, nella parte settentrionale del vulcano, si riconoscono due livelli correlabili a due distinti episodi di caduta, di circa 1.5 m di spessore ciascuno, separati da un livello di flusso piroclastico ricco in pomice. Volentik et al. (2002, 2005) distinguono i depositi della parte meridionale dell'isola da quelli presenti nella parte settentrionale e nord-orientale, individuando la presenza di livello di lag-breccia, costituito da blocchi litici, chiuso al tetto da depositi di *surge* e da un livello di flusso piroclastico.

Un livello cineritico, di colore rosato, è presente alla base della formazione, con uno spessore di 2-4 cm.

Il volume di magma emesso è stato calcolato dell'ordine di 2-3 km³ e l'altezza della colonna eruttiva è stata stimata essere circa 15-20 km (Limburg & Varekamp, 1991). Il volume di materiale emesso, comparato al volume massimo della caldera (6-7 km³) insieme alle osservazioni di campagna, suggeriscono che il primo collasso calderico è da ritenersi innescato da questa violenta eruzione esplosiva.

La bocca eruttiva è stata localizzata presso l'attuale bordo della caldera, nella parte meridionale del vulcano, dove il livello di caduta mostra pomice e litici di dimensioni maggiori e il deposito si presenta massivo e poco classato, privo di gradazione, con la più alta percentuale di materiale fine interstiziale e di clasti litici (Limburg & Varekamp, 1991). Al contrario, i depositi osservati sul fianco nord del vulcano presentano caratteristiche deposizionali correlabili alle fasi distale: pomice e blocchi di dimensioni minori, stratificazione e gradazione inversa del deposito e minore percentuale di clasti litici, insieme a un minore spessore complessivo del deposito.

Estesi processi di erosione hanno interessato questa formazione, in particolare nella parte nord-occidentale dell'isola, producendo ampi depositi di epiclastiti (8), sui quali si è sviluppato uno spesso paleo-suolo, indicando un periodo di quiescenza dell'attività magmatica.

Lavori di dettaglio a proposito di questa sequenza piroclastica, sono stati eseguiti da Hardimann (1999) e Limburg & Varekamep (1991) e recentemente da Volentik et al. (2002, 2005). Quest'ultimi hanno reinterpretato la natura di alcuni depositi, individuando due distinte sequenze piroclastiche, una relativa agli affioramenti della parte nord e una a quelli della parte sud dell'isola, correlandoli a due distinti stadi dell'eruzione e l'emissione da bocche eruttive multiple.

Limburg & Varekamp (1991)		Hardiman (1999)		Volentik et al. (2005)	
	Minor ash flow	LP-C	lapilli-pumice pyroclastic flow deposit	lp _c	pyroclastic flow deposit
				lp _o	surge deposit
Unit 3	plinian fallout deposit	LP-B	lag breccia or ground breccia	lp _d	lithic-lag breccia deposit
Unit 4	plinian fallout deposit	LP-A	lapilli pumice fall deposit	lp _f	pumice flow deposit
				lp _n	pumice fall deposits

Tabella 3: schema comparativo tra le diverse interpretazioni stratigrafiche dei depositi che costituiscono la sequenza piroclastica delle *Lower Pumice* (modificato da Volentik et al., 2005).

Lave riolitiche di Nikia (7)

Questa formazione comprende spesse colate di composizione riolitica, affioranti ampiamente sul fianco sud-orientale del vulcano. Precedentemente al secondo collasso calderico, duomi lavici correlabili a questa attività, riempivano presumibilmente parte dell'antica depressione calderica. Queste lave costituiscono il prodotto di una intensa attività effusivo-estrusiva, di composizione analoga ai prodotti emessi nel corso dell'esplosione che ha condotto alla formazione della *Lower Pumice*, lungo una frattura in orientata NO, nella base della depressione calderica (Vanderkluyzen et al., 2005). Al loro interno si osservano comunemente inclusi magmatici di diametro fino a 1.5 m, alcuni dei quali mostrano evidenti bordi di raffreddamento.

La presenza di un paleo-suolo, di spessore variabile tra 10 e 20 cm, tra il tetto delle *Lower Pumice* e le sovrastanti Lave di Nikia, indica un periodo importante di quiescenza dell'attività magmatica prima dell'emissione di queste lave.

Presso Avlaki è osservabile, alla base di questi flussi lavici, un livello di caduta costituito da lapilli e blocchi di ossidiana perlitica, poco vescicolata, di spessore metrico. Questo deposito corrisponde ad una prima fase di attività esplosiva, alimentata dalle porzioni più superficiali del magma più ricco in volatili presente in camera magmatica, dando inizio alla fase effusiva che poi ha generato le colate riolitiche di Nikia.

Il volume totale di materiale emesso nel corso di questa eruzione è stato stimato maggiore di 1 km³ (Hardimann, 1999; Volentik et al., 2005).

La presenza di un ulteriore paleo-suolo al tetto delle lave di Nikia, indica un nuovo importante periodo di arresto dell'attività magmatica, prima del successivo evento esplosivo dell'*Upper Pumice*.

Upper Pumice (UP) (6)

I depositi piroclastici associati al secondo collasso calderico sono denominati *Upper Pumice* e rappresentano il secondo evento esplosivo registrato a Nisyros, coinvolgente magmi evoluti, dopo l'eruzione che ha generato i depositi delle *Lower Pumice*.

Questi depositi affiorano estesamente nella parte settentrionale dell'isola, con minori affioramenti sul fianco sud-occidentale dell'isola, al di sopra delle lave di Nikia, e, subordinatamente, nella baia di Lefkos al di sotto delle lave post-caldera.

Si tratta principalmente di depositi di caduta, depositi di flusso tipo surge e flussi piroclastici, composti prevalentemente da pomici, originatisi da una eruzione pliniana culminata con un collasso calderico (Hardimann, 1999; Limburg & Varekamp, 1991).

La porzione basale di questa formazione, affiora estesamente nella zona nord di Nisyros, presso Pali, ed è costituita da un livello di caduta grossolano, composto da pomici di dimensioni variabili, da lapilli a blocchi (15-20 cm di diametro, in media), con una bassa percentuale di cenere interstiziale e una struttura variabile da massiva a leggermente stratificata. Oltre alle pomici riolitiche, all'interno di questo deposito si osservano inoltre, clasti litici juvenili di composizione andesitica, con struttura dictitaxitica, in percentuali di circa 4-5%. Lo spessore di questo livello è di circa 8 m, ma spessori fino a 40 m, sono osservabili a sud-ovest di Pali, all'interno di una paleo-valle, originatisi in conseguenza dell'accumulo di questi prodotti di caduta, per fenomeni di scivolamento e ri-sedimentazione sin- o post-deposizionale.

La porzione di tetto della formazione dell'Uuppr Pumice, è ben esposta lungo la costa nord-orientale dell'isola, presso P.ta Katzouni, dove affiora la sequenza completa. Al di sopra del deposito di caduta basale, si impostano vari livelli di flusso con *surge* e depositi di flusso piroclastico, costituiti da pomici estremamente frammentate. Questi depositi sono caratterizzati da livelli con evidente stratificazione incrociata, con dune e antidune, formati da pomici chiare arrotondate, intercalati a livelli massivi di flussi cineritici.

Nella parte alta della sequenza, si ritrovano livelli costituiti da una alta concentrazione di litici (fino a 95%), delle dimensioni variabili da lapilli a blocchi, costituiti da rocce di skarn e lave idrotermalizzate. Questi livelli formano delle lenti, intercalate ai depositi di flusso, e sono stati interpretati come depositi di lag-breccia corrispondenti al momento di acme dell'esplosione probabilmente in corrispondenza del collasso (Vougioukalakis, 1998). Chiude la sequenza piroclastica uno spesso livello di flusso cineritico, di colore grigio, formato da uno juvenile perlitico, estremamente frammentato e poco vescicolato.

Lo spessore massimo della sequenza è di 60 m all'interno di una paleo-valle orientata in direzione NE a sud di P.ta Katsouni.

Il punto di emissione di questa eruzione è stato localizzato presso il bordo settentrionale della caldera, vicino a Emborion (Limburg & Varekamp, 1991; Vougioukalakis, 1998), in quanto in quest'area si osserva il massimo spessore del livello di caduta basale, insieme alle massime dimensioni osservate delle pomici che lo compongono, che raggiungono le dimensioni di blocchi.

Limburg & Varekamp (1991) hanno stimato un volume di materiale emesso variabile da 2-3 km³, per un'altezza della colonna magmatica di 15-20 km, basandosi sullo spessore e distribuzione del livello di caduta basale e sulla presenza di un livello cineritico di stala, correlabile a questa eruzione, dello spessore di 7 cm, a 120 km di distanza (Vinci, 1983). Recentemente, Volentik et al. (2002, 2005) hanno riconsiderato anche questi depositi, reinterpretandone il significato e le caratteristiche dell'eruzione che li ha generati e ridimensionandone l'entità e la ricostruzione eseguita dai precedenti autori.

In particolare, questi autori reinterpretano il livello di caduta basale come un flusso piroclastico denso di pomici; distinguono i depositi della parte settentrionale dell'isola da quelli presenti nella parte sud-orientale, correlandoli a due distinti eventi eruttivi, e individuando due distinti punti di emissione. In questo senso viene rifiutata l'ipotesi di un'unica grande eruzione generatasi da una singola bocca eruttiva, in posizione centrale e culminante con un collasso calderico (come proposto da Barberi et al., 1988, Keller et al., 1990; Limburg & Varekamp, 1991; Vougioukalakis, 1998). Secondo questi autori

infatti, analogamente a quanto da loro proposto per l'eruzione della *Lower Pumice*, la fase iniziale dell'eruzione dell'*Upper Pumice*, vede l'emissione di prodotti piroclastici da un centro di emissione decentrato, localizzato presso il bordo settentrionale dell'attuale caldera, che genera i flussi nella parte settentrionale e prosegue con una fase di eruzione fissurale lungo lo stesso lineamento tettonico che aveva dato luogo all'effusione delle lave di Nikia, producendo i flussi piroclastici che affiorano nella zona sud-orientale dell'isola. In quest'ottica questi autori ridimensionano l'entità dell'eruzione dell'Upper Pumice ipotizzando solo un piccolo collasso di una porzione della precedente caldera che ne ha semplicemente ampliato il perimetro. Questo perché, nella loro opinione, un evento maggiore come precedentemente supposto, avrebbe coinvolto una maggiore percentuale di materiale lavico del precedente periodo di Nikia, cosa che invece non si osserva.

Limburg & Varekamp (1991)		Hardiman (1999)		Volentik et al. (2005)	
Unit 5-D	surge deposits	UP-F	phreatomagmatic surge deposits	up _n	surge deposit
Unit 5-D	surge deposits	UP-E	lapilli ash flow deposit	up _g	ash flow deposit
Unit 5-C	<i>pyroclastic flow, with lag breccia</i>	UP-C	<i>lithic-lag breccia</i>	up _e	<i>lithic-rich pyroclastic flow deposit</i>
Unit 5-C	pyroclastic flow, with lag breccia	UP-D	pumiceous flow deposit	up _c *	pumice-rich pyroclastic flow deposit
Unit 5-B	surge deposit	UP-B	pumiceous surge deposit	up _o	pyroclastic flow/surge deposits
Unit 5-A	<i>pumice fall deposit</i>	UP-A	<i>lapilli-pumice fall deposit</i>	up _f	<i>pumice flow</i>

Tabella 4: schema comparativo tra le diverse interpretazioni stratigrafiche dei depositi che costituiscono la sequenza piroclastica dell'*Upper Pumice* (modificato da Volentik et al., 2005). I livelli riportati in corsivo sono quelli campionati per il presente studio. * Unità 8 in Tibaldi et al. (2008).

Conglomerato di Kastro (5)

Questo deposito si ritrova esclusivamente lungo la costa nord-occidentale di Nisyros, principalmente nell'area di Mandraki, a quote che raggiungono anche 80m s.l.m. Si tratta di livelli di conglomerato di spessore variabile da 0.5 a 1.5m, alternati a livelli arenacei di spessori variabili da 0.3 a 0.6m caratterizzati da stratificazione incrociata, depositatisi in ambiente sottomarino.

La dimensione media dei clasti che lo compongono varia da 10 a 15 cm. La parte inferiore di questo deposito si è originata dalla disgregazione e rideposizione di lave sottomarine, mentre nei livelli superiori si ritrovano clasti appartenenti a tutti gli eventi magmatici succedutisi nel tempo nel corso dell'evoluzione di Nisyros. Porzioni del livello di caduta dell'UP sono intercalati nei livelli superiori di questo conglomerato e ciò conferma che quest'area si trovava in una posizione più depressa rispetto all'attuale, probabilmente a livello del mare, in un periodo relativamente recente. Questa osservazione è estremamente importante in quanto fornisce un'idea degli imponenti fenomeni tettonici avvenuti in epoche recenti in quest'area, che hanno portato all'innalzamento di tutta la porzione nord-occidentale dell'isola in un periodo successivo all'ultimo collasso calderico.

Yali Upper Pumice (YUP) (4)

Depositi correlabili al deposito di caduta subaereo di Yali, si ritrovano a Nisyros in limitati affioramenti distribuiti nella zona occidentale e nord-occidentale e in quella settentrionale e nord-orientale dell'isola, così come nella parte nord all'interno del bordo calderico. Quest'ultimo deposito, osservabile lungo la strada che da Emborion scende verso la

pianura di Lakki, presenta evidenti strutture stratificate e una gradazione inversa, indice di un processo di rimaneggiamento successivo alla messa in posto.

In tutti i casi, si tratta di livelli di caduta composti da pomici, di colore grigio chiaro e grigie, afiriche, di composizione dacitica, con una caratteristica struttura finemente vescicolata. Queste pomici, hanno forme generalmente squadrate, con dimensioni medie di circa 2-3 cm. All'interno di questi depositi si osservano anche frammenti di ossidiana e poca cenere interstiziale. Lo spessore complessivo di questi livelli non supera mai i 2 m. Depositi correlabili alle *Yali Upper Pumice* non vengono mai ritrovati sopra ai duomi post-caldera, post-datandone la messa in posto.

Duomi riolitici post-caldera (PCD) (3)

Questi duomi lavici e i loro inclusi magmatici costituiscono il principale oggetto di questo lavoro e verranno brevemente introdotti in questo paragrafo. Una descrizione di maggior dettaglio è riportata nel Capitolo 4.

Si tratta di sei principali duomi lavici, esogeni, cui si aggiungono due più piccoli duomi endogeni e diverse colate di lava perlitica di colore grigio chiaro e composizione variabile da rioliti a daciti. Questi duomi rappresentano il prodotto di una attività effusivo-estrusiva che costituisce l'ultimo evento magmatico, registrato su Nisyros, successivamente al secondo collasso calderico.

Cinque di questi duomi occupano la parte occidentale della depressione calderica, mentre il sesto costituisce parte del fianco sud-occidentale dell'isola. Questi edifici sono evidentemente disposti lungo un lineamento NE-SO, e presentano strutture in alcuni casi complesse, in cui sono riconoscibili più punti di emissione, così come vari bracci e lobi secondari, che si dipartono dal corpo centrale. Da NE verso SO si riconoscono il duomo di Boriatico (6 in fig.3.3), Nifios (4 in fig.3.3), Sterna (2 in fig.3.3), Profitis Elias (1 in fig.3.3), Trapesina (3 in fig.3.3) e Karaviotis (5 in fig.3.3), esterno alla caldera. La numerazione riportata tra parentesi rende conto della loro probabile successione di messa in posto, come descritto da Ganseki (1991) e Limbourg e Varekamp (1992). Questa valutazione è stata ricavata esclusivamente sulla base di osservazioni di campagna, valutando le caratteristiche morfologiche, i limitati punti di sovrapposizione, l'entità della copertura di suolo e di vegetazione, la presenza di detrito di versante, la freschezza delle lave che formano i diversi duomi. In particolare, la presenza di morfologie accidentate, di spine e la mancanza di una estesa copertura di suolo, insieme alle piccole quantità di detriti laterali, fanno pensare che le lave dei duomi e dei flussi di lava di Boriatico e Karaviotis siano le emissioni più recenti nell'ambito di questa ultima attività magmatica post-caldera.

All'interno di questi duomi, costituiti da lave estremamente porfiriche, sono presenti anche una notevole quantità di inclusi magmatici di composizione variabile da basaltico-andesitica a andesitica, in percentuali variabili fino a 13-15%, con forme ovoidali, di dimensioni fino a 1 m con una media di circa 30 cm. Molti di questi inclusi presentano un evidente bordo di raffreddamento e la loro abbondanza sembra indicare una relazione inversamente proporzionale con all'età dei duomi ospiti.

Alcune stime, proposte da vari autori come Vroon (1986) e Limbourg & Varekamp, indicano un volume totale di materiale magmatico messi in posto in questa fase effusiva, rispettivamente di 3.5 m³ e 2.5 km³.

Non esistono datazioni che attestino precisamente l'età di questi duomi, ma il deposito di caduta delle *Yali Upper Pumice* presente su Nisyros indica una età interamente <24 ka.

Depositi di riempimento della caldera (1,2)

Si tratta di depositi di materiale fine, argilloso, accumulatisi prevalentemente nella parte orientale della depressione calderica, formando la pianura di Lakki. Lo spessore massimo varia da 50 a 60 m. Questo deposito è il risultato del disfacimento per erosione dei bordi della caldera, del dilavamento delle vulcaniti a causa dell'attività fumarolica e della deposizione da flussi di fango originatisi in conseguenza delle esplosioni idrotermali. Inoltre sono stati ritrovati anche sedimenti lacustri, legati ad uno stadio della storia evolutiva del vulcano relativamente recente, in cui la caldera ha ospitato un lago al suo interno.

3.2.3.2 Yali

L'isola di Yali si compone di due distinte porzioni con caratteristiche litologiche distinte, collegate da un istmo sedimentario. Il settore di SO costituisce la parte più antica dell'isola ed è interamente costituito da piroclastiti, prodotte da attività sottomarina e subaerea; il settore di NE, invece, è costituito principalmente da lave, più recenti, che formano duomi e colate, di composizione evoluta e da un limitato deposito piroclastico di *tuff-ring*.

Lave dacitiche di Ag. Antonios (31)

L'isolotto di Ag. Antonios, presso le coste della zona NE dell'isola di Yali, consiste in un piccolo duomo lavico di composizione dacitica, porfirico, con fenocristalli di plagioclasio clinopirosseno, ortopirosseno e magnetite, in cui si ritrovano inclusi magmatici andesitici, microcristallini ad anfibolo.

Settore sud-occidentale

Relativamente ai depositi piroclastici che costituiscono a porzione sud-occidentale dell'isola, viene di seguito riportata una tabella comparativa tra le nomenclature utilizzate nel testo e quelle proposte da Allen & McPhie (2000).

Vougioukalakis (1993)	Allen e McPhie (2000)
Yali Lower Pumice	Yali pumice
Paleosuolo e terrazzo marino	Cemented pumice breccia
	Limestone
	Brown sandy silt and biocalstic sandstone
<i>Yali Upper Pumice</i>	<i>Yali fallout: massive pumice lapilli</i>
Paleosuolo	Pale brown massive tephra
<i>Epiclastiti ricche in pomici</i>	<i>Very tinly stratified pumice & lithic pebble gravel</i>
	Pale brown poorly sorted tephra
	<i>Poorly sorted pumice pebbly gravel</i>
	Poorly sorted pebbly sand
	Lithic-rich pebble breccia
	Pale brown poorly sorted pebbly sand

Tabella 5: schema comparativo tra le diverse interpretazioni stratigrafiche dei depositi che costituiscono la porzione sud-occidentale dell'isola di Yali, secondo le denominazioni di Vougioukalakis (1983) Allen & McPhie (2000).

Yali Lower Pumice (Pumice breccia¹) (30)

Questa spessa sequenza piroclastica, è stata interpretata come un deposito di caduta da DiPaola (1974), come parte rimanente di un cono di pomici da Bond (1976) e, infine, come un deposito di caduta sottomarino da Limburg & Varekamp (1991).

Nel dettaglio, si tratta di una serie di livelli piroclastici formati da pomici di colore bianco, afiriche, con dimensioni variabili da ceneri a blocchi, per uno spessore totale massimo apparente di 160 m. Lo juvenile possiede una composizione molto evoluta interamente compresa nel campo delle rioliti (70-78% SiO₂), (Allen e McPhie, 2000). Il deposito è formato da clasti spigolosi e sub-arrotondati, auto-sostenuti, che generano livelli massivi o diffusamente stratificati, generalmente non gradati. Oltre alle pomici bianche si osservano anche una piccola percentuale (3-5%) di pomici grigie, con indice di porfiricità maggiore, dato dalla presenza di micro-fenocristalli di plagioclasio, clino- e orto pirosseno, orneblenda e magmetite. Inoltre si osservano anche una piccola percentuale di frammenti litici, costituiti da frammenti di ossidiana, scisti del substrato e pomici arrotondate, correlabili all'Ignimbrite Superiore di Kos.

Le strutture sedimentarie osservate (discontinuità sub-parallele tra gli strati, lenti di pomici semi-arrotondate, morfologie a cuscino delle pomici) e gli effetti del brusco raffreddamento sui frammenti di pomici, sono state interpretati da Limburg & Varekamp (1991) e da Vougioukalakis (1993, 1998) come il risultato di una sedimentazione, per un processo di caduta, da una colonna eruttiva, lievemente esplosiva, in un ambiente di mare poco profondo.

Un'accurata ricostruzione stratigrafica è stata recentemente eseguita da Allen e McPhie (2000) e ha messo in evidenza la presenza di quattro principali facies sedimentarie, caratterizzate da strutture, dimensione dei clasti e composizione distinte, correlabili alle porzioni prossimali e distale del deposito. Questa ricostruzione ha permesso, inoltre, una nuova interpretazione della natura di questo deposito e quindi della dinamica eruttiva. Si tratterebbe infatti, secondo Allen e McPhie (2000), non tanto di un deposito di caduta, ma di una serie di depositi prodotti da una ri-sedimentazione, attraverso processi di flusso gravitativo sottomarino, di clasti provenienti dalla frammentazione di lava viscosa e evoluta, estrusa in ambiente di mare poco profondo. Il carattere esplosivo di questo processo aumenterebbe nel tempo a causa della progressiva infiltrazione dell'acqua di mare all'interno del condotto. La deposizione di questa breccia sottomarina sarebbe praticamente sin-eruttiva e ininterrotta, ma implicherebbe fenomeni continui di ri-sedimentazione di materiale dalle porzioni più prossimali.

Un tentativo di datazione, attraverso la misura della disidratazione di gusci di frammenti di ossidiana ha fornito un età di circa 50 ka, in linea con la ricostruzione stratigrafica che indicherebbe le Yali Lower Pumice come il deposito più antico affiorante a Yali, al disotto di un livello di caduta subaereo datato 31 ka (Federman e Carey, 1980). Inoltre, la presenza, al suo interno, di clasti pomicei attribuibili all'Ignimbrite di Kos, ne vincolano l'età ad un periodo successivo a 161 ka.

Terrazzo marino di Yali (29)

Questo livello si ritrova nella parte sud-occidentale dell'isola, al di sopra delle Pomici Inferiori, ed è costituito da una breccia di clasti rotondeggianti, provenienti dalla formazione sottostante, e da abbondanti fossili di organismi marini, cementati da

¹ Secondo la definizione di Allen & McPhie (2005)

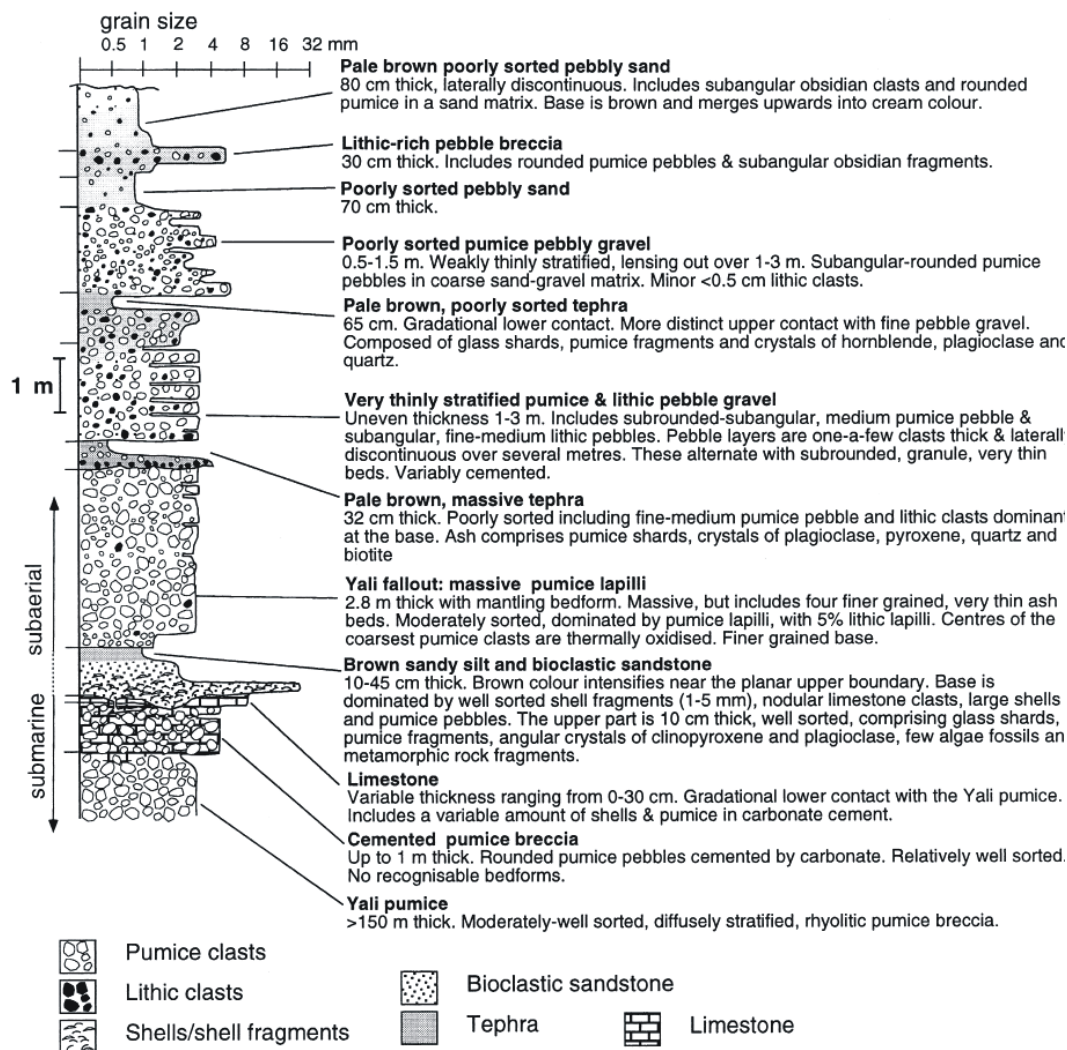
materiale carbonatico. Viene ritrovato fino a 120 m di altezza s.l.m. ed è considerato una delle dimostrazioni più significative per gli imponenti movimenti tettonici recenti che hanno interessato quest'isola.

L'età di questo terrazzo è stata valutata a circa 125-85ka (Anapliotis 1967, Keraudrenn 1970), corrispondente a un periodo intermedio tra il Calabriano e il Tirreniano. Tuttavia queste datazioni appaiono alquanto imprecise.

Al di sopra di questo terrazzo marino si imposta un paleosuolo arrossato, di 10-30 cm di spessore.

Yali Upper Pumice (YUP) o Yali fallout¹¹ (4)

Livello di caduta, ben classato, costituito da lapilli di pomici chiare (70%) e litici, clasto-sostenuto, di spessore fino a 3m. Vi si osservano frammenti di ossidana. Le pomici si presentano sub-afiriche con pochi micro-fenocristalli di plagioclasio, subordinata orneblenda, clinopirosseno e magnetite. Sporadicamente si ritrovano xenocristalli di quarzo e muscovite. Questo livello viene correlato da Bond (1976) e Federman & Carey (1980), per la sua parte di stala, con il livello cineritico Yali-C, individuato nei sedimenti marini profondi campionati con carotaggi eseguiti nell'Egeo Meridionale, ed è datato 31 ka (Federman & Karey, 1980). Il deposito è chiuso da un paleosuolo arrossato di spessore variabile da 30-70 cm.



¹¹ Secondo la definizione di Allen & McPhie (2005)

Figura 3.3: ricostruzione stratigrafica della porzione SO di Yali secondo Allen e McPhie (2000). Sono di fianco riportate le sigle dei livelli da noi osservati e dettagliati in capitolo 4.

Pomici epiclastitiche di Yali (R-Sup e R-Inf) (28)

Livelli di pomice di natura epiclastitica depositatesi al di sopra di un paleosuolo, al tetto del livello piroclastico dell'*Upper Pumice*. Si possono distinguere tre diversi livelli di epiclastiti, costituiti da pomice arrotondate, con stratificazione incrociata.

Lo spessore massimo registrato è di 8 m.

Il deposito in posto è chiuso da un paleosuolo neolitico all'interno del quale si ritrovano frammenti di manufatti e schegge di ossidiana.

Dal punto di vista petrochimico queste pomice non si differenziano in maniera evidente da quelle sottostanti del deposito delle *Yali Upper Pumice*.

Settore nord-orientale

Duomi perlitico-ossidianacei di Kamara (27)

Duomi endogeni costituiti da lave riolitiche, perlitico-ossidianacee, di limitata estensione e altezza, caratterizzati da un basso indice di porfiricità con fenocristalli di plagioclasio, orneblenda, biotite, quarzo riassorbito e magnetite.

Rocce piroclastiche di Kamara (26)

Deposito piroclastico ben stratificato generato da una intensa attività esplosiva idromagmatica costituito da livelli sub-paralleli o incrociati, di lapilli angolari e ceneri, con pomice perlitiche e afiriche. Questo deposito costituisce un tuff-ring, che ricopre parzialmente le lave di Kamara. I pochi minerali presenti nei frammenti juvenili sono micro-fenocristalli di plagioclasio, orneblenda, clinopirosseno, biotite e magnetite. Questo deposito raggiunge uno spessore massimo di 10 m.

Altri duomi perlitico-ossidianacei e colate laviche (25)

Si tratta di una serie di duomi e spesse colate laviche, con struttura e composizione identiche a quelle delle lave di Kamara, ma probabilmente di età più recente.

3.2.3 Assetto tettonico

Il settore più orientale del SAAVA, comprendente sia l'isola di Kos che il sistema di Nisyros-Yali, è una zona tettonicamente molto attiva, caratterizzata da un regime di stress estremamente complesso, dominato da uno stile essenzialmente distensivo.

I maggiori lineamenti tettonici osservati, sono stati interpretati come il risultato dell'azione di sforzi regionali, legati alla dinamica delle placche in subduzione e, più precisamente, imputabili al *roll-back* della placca africana (Mejer & Wortel, 1997; Nakamura & Uyeda, 1980) e alla conseguente formazione del vicino graben di Kerme (a est di Kos), con eventi deformativi in epoca relativamente recente (Papazachos & Panagiotopoulos, 1993, Papazachos et al., 1993; Hanus & Vanek, 1993; Lagios et al., 1998; Papanopoulos et al., 1998; Lagios et al., 2001; Sachpazi et al., 2002; Piper & Perissoratis, 2003).

Risultati di analisi batimetriche, ad alta risoluzione, hanno messo in evidenza la presenza di cinque bacini distinti, due dei quali sono localizzati tra Kos e Nisyros: il più grande e profondo, si trova a SE di Kos, con una profondità media di 630 m, mentre quello più piccolo, situato a SO di Kos, ha una profondità media di 520 m. Questi due bacini sono separati da una fascia, relativamente superficiale, localizzata tra Yali e Kos, con una profondità di 400m.

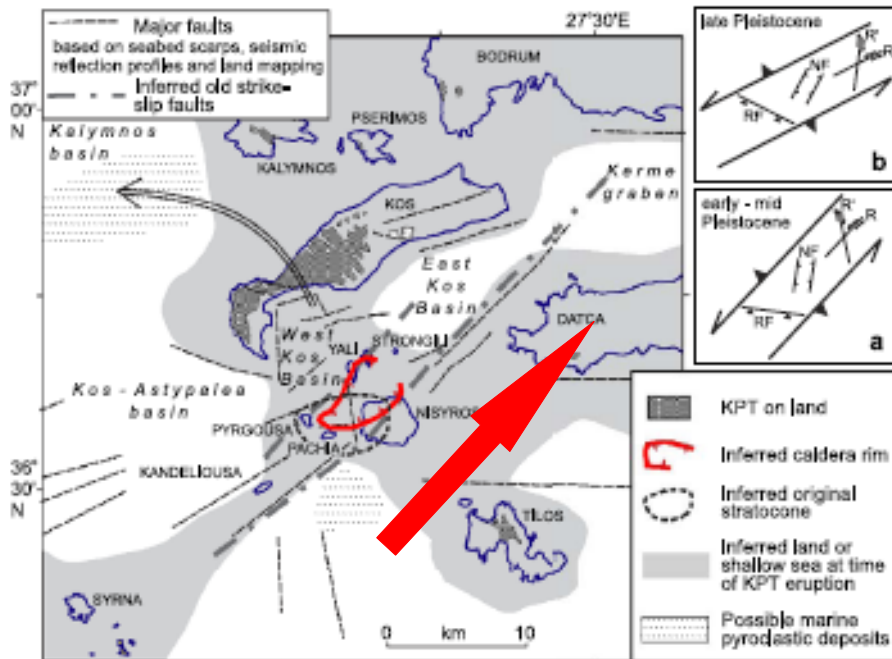


Figura 3.4: mappa tettono-strutturale schematica della zona a sud di Kos, comprendente il campo vulcanico di Nisyros-Yali. La freccia rossa indica la principale direzione di allineamento delle strutture tettoniche regionali che si riflettono poi anche nell'assetto strutturale dell'isola di Nisyros.

Anche nella più ristretta area compresa tra Nisyros e Yali, Pe-Piper et al. (2005) hanno messo in evidenza che il lineamento strutturale prevalente, mantiene un orientamento NE-SO. Questo lineamento è definito dalla presenza di faglie maggiori e brusche variazioni batimetriche, che danno luogo ad una serie di graben. Il lineamento è ritenuto attivo fin dal Pleistocene Superiore ed è stato interpretato come uno dei principali fattori responsabili del controllo sullo stile dell'attività vulcanica, che ha caratterizzato i centri di Nisyros, Yali, Pahia e Pyrgoussa. Inoltre, l'instaurarsi di un regime di deformazione trascorrente in direzione ENE-OSO, a partire dal Pleistocene Medio, nell'area compresa tra Santorini e Kos, avrebbe prodotto un effetto estensionale nel più vecchio lineamento NE-SO, giocando un ruolo determinante per canalizzare il magma verso la superficie, permettendo, inoltre, anche l'ingresso di acqua all'interno dei condotti magmatici (Pe-Piper & Piper, 2005). Tutto ciò sarebbe responsabile, secondo questi autori, dell'alternanza dello stile di attività effusivo ed esplosivo nella fase più recente di attività dei sistemi vulcanici dell'area.

L'analisi morfotettonica di una sezione batimetrica longitudinale, eseguita nel bacino intorno a Nisyros, ha messo in evidenza la presenza di due zone di faglie a principali che caratterizzano l'intera area (Nomikou, 2004). Una zona a nord che forma il bordo meridionale dell'alto strutturale di Kos e una a sud che forma il bordo settentrionale dell'alto strutturale di Tilos. In entrambi i casi le faglie maggiori hanno un orientamento NE-SO e E-O e inclinazioni convergenti. Queste due principali zone di faglia definiscono

quindi una depressione tettonica con un allungamento NE-SO nel cui asse si localizza il vulcano di Nisyros, denominata *Graben* di Nisyros. I dati batimetrici suggeriscono che questo *graben* è formato da una subsidenza dell'ordine di 2.5 km. All'interno del *graben* si osservano un certo numero di faglie limitate principalmente alla parte centrale dell'area che creano un alto strutturale secondario interno che si esprime principalmente in corrispondenza dell'ara di Kandelussa. Quest'isola forma quindi una importante struttura che divide in due porzioni il *Graben* di Nisyros, nella sua parte meridionale, formando due distinti *graben* orientati NE.

3.2.3.1 Nisyros

Per quanto riguarda l'assetto morfo-strutturale dell'isola di Nisyros (fig.3.4), l'elemento dominante è dato dalla presenza di una depressione calderica centrale. Sulla natura di questa caldera sono state avanzate molte ipotesi, che comprendono interpretazioni puramente vulcanogeniche (Lagios et al, 1998) fino a ipotizzare un completo controllo esercitato dalla tettonica (Vanderkluyzen & Volentik, 2001; Volentik et al. 2002).

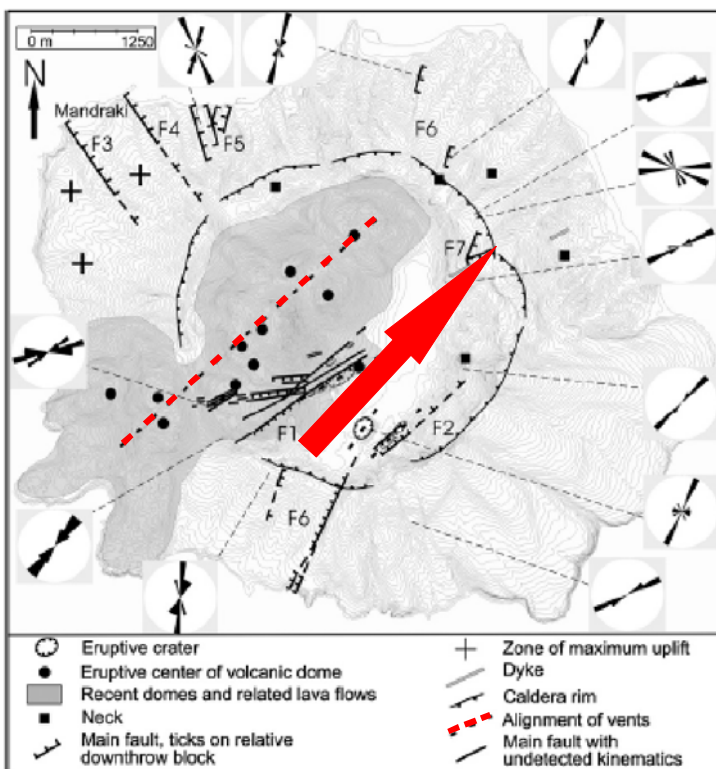


Figura 3.5: Quadro morfo-strutturale dell'isola di Nisyros (da Tibaldi et al., 2008).

Vanderkluyzen & Volentik (2001) e Volentik et al. (2002) hanno individuato, inoltre, una ulteriore struttura di collasso, attribuibile ad un collasso di settore che ha coinvolto il fianco settentrionale dell'isola. Secondo la loro interpretazione, infatti, la porzione centrale del fianco settentrionale di Nisyros, morfologicamente depressa, rappresenta il risultato di un ampio collasso di settore, avvenuto nel primo periodo di evoluzione del vulcano, correlato alla messa in posto di duomi lavici nella zona di Emborion (formazione 11, vedi paragrafo 3.2.3) e all'attivazione di numerose faglie nell'area interessata. Ciò, è in antitesi con le interpretazioni finora esistenti (Vougioukalakis 1989, 1993), che ne attribuivano l'origine all'azione di faglie normali. Tibaldi et al. (2008), concordano con

questa ipotesi, identificando la presenza di un secondo collasso di settore, nel fianco sud-orientale (circa opposto al precedente), verificatosi in un periodo compreso tra il primo collasso calderico e la messa in posto delle lave post-caldera di Nikia (formazione 7, vedi paragrafo 3.2.3).

Oltre a queste strutture, sono stati riconosciuti tutta una serie di lineamenti tettonici dominanti, sia internamente che esternamente alla caldera, anch'essi variamente interpretati.

Secondo alcuni autori, le strutture tettoniche, come faglie principali e fratture, a Nisyros, possiedono complessivamente un andamento radiale (Vougiokalakis 1989, 1993) e risultano più abbondanti nella parte nord-occidentale dell'isola, dove si concentrano i duomi post-caldera. Gli stessi autori mettono comunque in evidenza la presenza di due lineamenti strutturali prevalenti, definiti da sistemi di faglie con orientamento NE-SO e NO-SE (Papanikolaou et al., 1991; Vougiokalakis, 1998). Secondo Vougiokalakis (1989) queste strutture avrebbero una inclinazione di 70-80° e avrebbero provocato spostamenti verticali fino a 120-150 m, apprezzabili specialmente in corrispondenza del bordo della caldera. Secondo lo stesso autore, oltre a questi due sistemi di faglie principali, esiste un altro sistema secondario, con direzione E-O (con inclinazioni di 60-110°) che rivestirebbe un importante ruolo vulcanologico, in quanto rappresenterebbe la direzione preferenziale in cui sono orientati i dicchi, i *nek* lavici e i crateri di eruzione freatica storica, insieme alla maggior parte delle fumarole.

Anche Stiros (2000) afferma l'importanza dell'orientamento radiale delle strutture di faglia, in particolar modo osservando il loro andamento esternamente alla caldera. Secondo questo autore, inoltre, la maggior parte di esse presenta una estensione limitata e registra spostamenti troppo alti per riflettere semplicemente un effetto tettonico regionale. In questo senso, la direzione radiale e le caratteristiche di queste faglie sarebbero spiegabili solo se la loro formazione è legata all'effetto di un processo di *doming*, ovvero di risalita di materiale plastico (magma, in questo caso). Anche l'elevato innalzamento di tutta la zona NO dell'isola, negli ultimi 3.4 ka, sarebbe, in questa interpretazione, una conseguenza di episodi di rigonfiamento, indotti da una risalita di magma: il tasso di innalzamento misurato, sarebbe infatti troppo elevato per essere legato solamente agli effetti di movimenti di faglia, dovuti a movimenti differenziali della tettonica delle placche, come invece proposto da Volentik et al. 2005.

Volentik et al. (2002, 2005) e Caliro et al. (2005) negano, invece, la prevalenza di un pattern radiale nella distribuzione delle faglie di Nisyros e individuano nel sistema di faglie orientato NE-SO il principale carattere tettonico dell'isola. Associato a questo lineamento principale, che controlla fortemente la localizzazione della messa in posto dei duomi post-caldera, così come quella dei crateri di eruzione idrotermale, è associato un secondo sistema di faglie orientato NO-SE. Quest'ultimo sistema sarebbe il risultato di una componente di movimento estensionale in direzione E-O di origine regionale. Inoltre, secondo gli stessi autori, è possibile identificare, all'interno della caldera, un ulteriore lineamento strutturale secondario orientato sostanzialmente N-S. E' evidente che, quest'ultime interpretazioni, attribuiscono un'importanza fondamentale al ruolo giocato dal generale regime di stress regionali, generato dalla tettonica regionale Quaternaria, nella caratterizzazione strutturale di Nisyros.

Un altro elemento strutturale importante per l'isola di Nisyros, è un'ampia faglia, con direzione N-S, denominata Faglia di Mandraki, che caratterizza la zona nord-occidentale dell'isola, ritenuta responsabile della formazione della valle di Langadi, presso

Mandraki. Questa faglia si è più volte riattivata nel corso delle ultime crisi sismiche, in particolare nel 1871-73 e nel 1995-97 e si estende anche al di fuori dell'isola stessa proseguendo verso nord (Vougioukalakis et al, 1998), nella zona compresa tra Nisyros e Yali, per almeno 5 km. Secondo Tibaldi et al. (2008), questa importante faglia normale può essere considerata l'espressione della propagazione degli stress, causati dalla presenza di una camera magmatica superficiale, localizzata a NO delle coste di Nisyros, nell'area compresa tra questa e l'isola di Yali. Considerando la generale popolazione di faglie e fratture esistente nella zona settentrionale di Nisyros, insieme alla loro cinematica, e al regime deformativo presente nell'area sottomarina tra Nisyros e Yali, gli stessi autori hanno localizzato, per mezzo di esperimenti di modellizzazione analogica, la presenza di questa camera magmatica a circa 4.5 km dal bordo della caldera ad un profondità di 7.5-8.5 km. Questo risultato indicherebbe, quindi, la presenza di una ulteriore camera magmatica, in posizione marginale, ma comunque molto vicina, rispetto a quella presente sotto il centro di Nisyros.

3.2.3.2 Yali

Il sistema di faglie osservato a Nisyros, si riflette anche nell'area circostante e caratterizza anche le isole vicine.

In particolare, a Yali si registra la presenza di due lineamenti strutturali prevalenti: uno in direzione NO-SE, che riflette l'orientamento regionale, l'altro, subordinato, in direzione NE-SO.

Le strutture di faglia sono prevalentemente normali, alcune delle quali registrano dislocamenti fino a 100 m in seguito a imponenti processi tettonici recenti, responsabili del dislocamento della struttura vulcanica di questo centro eruttivo, generando l'attuale conformazione dell'isola. La parte sud-occidentale appare infatti nettamente rialzata rispetto a quella nord-occidentale da queste faglie normali in direzione NO-SE, con una immersione in direzione NE. Ciò è testimoniato in particolare dal ritrovamento di un terrazzo marino di età <31 ka, localizzato fino ad un'altezza di 60 m s.l.m. attuale, nella zona SO dell'isola.

3.3 Caratteristiche composizionali delle rocce di Nisyros

Come già anticipato, l'isola di Nisyros è composta esclusivamente da rocce vulcaniche di natura calco-alcaina, variabili in composizione da andesiti basaltiche a rioliti, con termini intermedi di composizione andesita e dacitica.

All'interno di questa serie non sono mai state osservate rocce con contenuti di silice da 57% a 59% non sono mai state osservate tra i prodotti di Nisyros (fig.3.5).

L'evoluzione magmatologica di questo vulcano, è caratterizzata da una serie di salti composizionali nei prodotti emessi, in particolare nel corso del primo periodo di attività del vulcano. Si osservano infatti passaggi netti tra prodotti con composizioni evolute verso termini nettamente più primitivi e viceversa (fig.3.6), in corrispondenza del passaggio tra un periodo eruttivo e l'altro e, in particolare, in corrispondenza di quei periodi in cui si assiste ad una variazione nello stile di attività (Francalanci et al., 1995).

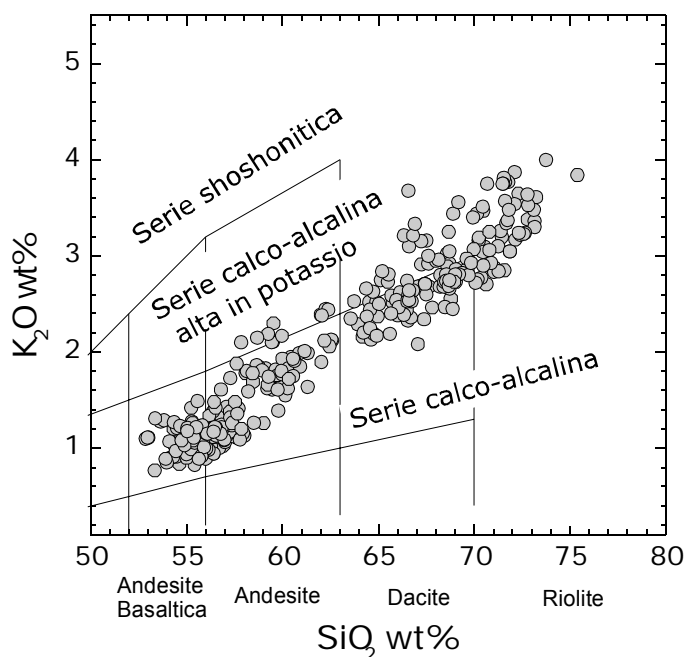


Figura 3.6: Diagramma $K_2OvsSiO_2$ raffigurante la variabilità composizionale dei magmi di Nisyros (Francalanci et al., 1995).

Ciò determina la presenza di brusche variazioni del grado evolutivo dei diversi prodotti emessi, con entità variabile, all'interno della serie. Per esempio, magmi dacitici o riolitici vengono emessi in una fase di attività successiva all'emissione di andesiti basaltiche e/o andesiti e, a loro volta, sono seguiti da una nuova fase di attività in cui vengono emessi di nuovo magmi primitivi. La serie di Kyra, che rappresenta la prima grande eruzione esplosiva a Nisyros, possiede, invece, un grado evolutivo intermedio tra le Lave Riolitiche Intermedie (MLR) le Lave Andesitiche Superiori (UAL), ovvero tra i prodotti emessi nel corso delle due fasi di attività precedenti e successive.

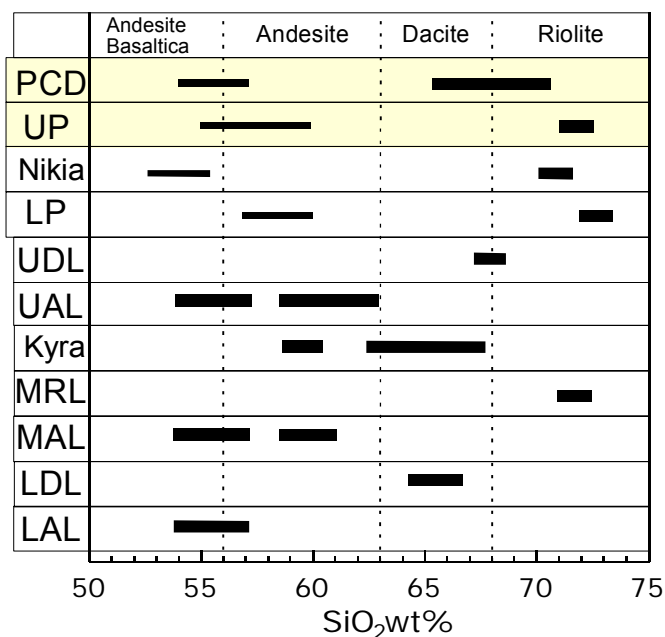


Figura 3.7: variazioni del contenuto in silice nel tempo all'interno dei prodotti emessi nel corso dell'attività subaerea del vulcano Nisyros. LAL= lave andesitiche inferiori; LDL= lave dacitiche inferiori; MAL= lave andesitiche intermedie; MRL= lave riolitiche intermedie; Kyra= serie piroclastica di Kyra; UAL= lave andesitiche superiori; UDL= lave dacitiche superiori; LP= Lower Pumice; Nikia= lave di Nikia; UP= Upper Pumice; PCD= duomi post-caldera

Nel corso della seconda fase evolutiva di Nisyros, a partire, cioè, dal periodo in cui si instaura lo stile di attività più esplosivo, con l'eruzione pliniana, che dà luogo alle Lower Pumice, i prodotti dell'attività di Nisyros, sono costantemente caratterizzati da grandi volumi di magma evoluto (principalmente a composizione riolitica), all'interno del quale è

ricorrente la presenza di inclusi magmatici, con composizioni più primitive (da andesiti basaltiche a andesiti). In questo caso, si hanno comunque due composizioni nettamente distinte dei prodotti emessi, ma questi vengono entrambi messi in posto nel corso della stessa fase di attività e non in periodi successivi. In particolare si osserva che il grado evolutivo diminuisce leggermente passando dai prodotti emessi nel corso dell'eruzione delle Lower Pumice alle lave di Nikia, per poi aumentare di nuovo nei prodotti delle Upper Pumice, le lave dei duomi post-caldera sono quelle che raggiungono il minor grado evolutivo e mostrano una più ampia variabilità del contenuto in silice. Inoltre gli inclusi magmatici appartenenti ai duomi post-caldera presentano una composizione intermedia tra quella degli inclusi presenti nelle Lower e Upper Pumice e quella degli inclusi di Nikia (Francalanci et al., 2005).

Per quanto riguarda le altre caratteristiche composizionali sia degli elementi maggiori che in tracce, dei prodotti emessi nel corso dell'evoluzione del vulcano Nisyros, Mg# arriva fino a valori massimi di 70, il contenuto di TiO₂, nelle rocce più primitive, varia da 0.6 e 1 wt%, ma tende ad aumentare fino a 1.2 wt%, in quelle rocce con 60wt% di silice. Alcuni elementi come K₂O, Rb e Ba formano un unico, lieve andamento di correlazione con la silice, mentre altri elementi come Sr, Zr e Nb, mostrano variazioni più disperse, con l'eccezione dei prodotti appartenenti ai duomi post-caldera, che mostrano andamenti di correlazione più distinti. Quest'ultimi, tendono ad avere anche più basso Zr, Nb e LREE, insieme ad un più alto Sr e Mg#, rispetto agli altri prodotti emessi nel corso dell'attività del vulcano, a parità di grado evolutivo. I rapporti isotopici ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr variano tra 0.70338-0.70512, con valori massimi di 0.7064 per i prodotti juvenili della serie di Kyra. I valori più bassi del rapporto isotopico ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr sono osservati nelle rocce basaltico-andesitiche più porfiriche appartenenti alle Lave Andesitiche Inferiori, alle Lave Andesitiche Intermedie e agli inclusi magmatici delle lave di Nikia e dei duomi post-caldera. Questi inclusi hanno sistematicamente più basso ⁸⁶Sr/⁸⁷Sr delle rispettive rocce ospiti.

I rapporti isotopici dello Sr sono inoltre negativamente correlati con quelli del Nd, che varia da 0.51258 a 0.51282 (Francalanci et al., 2005 e riferimenti annessi).

3.4 Caratteristiche petrografiche delle rocce di Nisyros

Dal punto di vista petrografico, le rocce di Nisyros variano ampiamente da pomici vitrofiriche a rocce olocristalline. L'indice di porfirità mostra una variazione da 1-3% nelle pomici, fino a 55% in alcune colate laviche (Francalanci et al, 1995).

Il plagioclasio è costantemente la fase più abbondante in tutti i prodotti emessi (fino al 70% in volume rispetto alle altre fasi), con habitus euedrale e subedrale, ampie zonature normali o oscillatorie e estese tessiture a setaccio in molti dei cristalli osservati.

L'olivina è presente nelle rocce meno evolute di ogni ciclo vulcanologico (andesiti basaltiche e andesiti), ma anche all'intero degli inclusi presenti all'interno dei duomi post-caldera. Questa fase presenta generalmente un habitus anedrale, con frequenti bordi di reazione a clinopirosseno.

Il clinopirosseno presenta una composizione augitica piuttosto omogenea con leggere zonature. Questa fase è particolarmente abbondante nelle rocce andesitiche e dacitiche, con dimensioni anche notevoli, fino a 2 mm. L'ortopirosseno presenta invece una composizione prevalente a iperstene ed è sempre meno abbondante del clinopirosseno.

L'orneblenda è particolarmente abbondante in tutti gli inclusi, ma si trova anche all'interno delle rocce dacitiche e riolitiche.

Ossidi come magnetite e ilmenite, sono comunemente presenti come micro-fenocristalli anche se le ilmeniti sono assenti nelle rocce dei duomi rio-dacitici. Tra i minerali accessori, l'apatite è presente in tutti i prodotti emessi, mentre lo zirconio viene ritrovato esclusivamente in quelli più evoluti.

Le caratteristiche petrografiche principali sono riassunte nella tabella sottostante.

Formazione	Pl	Cpx	Ol	Opx	Hbl	Bi	Ox	Apa	Zr	Qz
3	■	▲	○	▲	▲		▲	▼	▼	○
4	■	▼		▲			▼	▼	▼	
7	■	▼		▲	▲		▲	▼	▼	
9	■	▼		▲			▼	▼	▼	
10, 11	■	▲		▲	▲		▲	▼		
12, 13	■	▲	▲	▲			▼			○
15	■	▲	○	▲	▲	▲	▲	▼		○
16,17, 18	■	▼		▲	▲		▲	▼	▼	
19, 20	■	▲	▲	▲			▲			○
21	■	▲		▲	▲		▲	▼		
22,23,24	■	▲	▲	▲			▲			

Tabella 6: riassunto delle caratteristiche petrografiche delle rocce di Nisyros (Francalanci et al. 1995) ■ = 70-90%, ▲ = < 20%, ▼ = scarsamente presente, ○ = xenocristalli. Pl= plagioclasio; Cpx= clinopirosseno; Opx= ortopirosseno; Ol= olivina; Hbl= orneblenda; Ox= ossido; Apa= apatite; Zr= zirconio; Qz= quarzo. I numeri nella prima colonna si riferiscono alle formazioni descritte nel paragrafo 3.2.3.

Oltre alle singole fasi mineralogiche, all'interno delle rocce di Nisyros si osservano anche tutta una serie di xenoliti, di natura magmatica e sedimentaria, e di inclusi magmatici, di origine lavica. Quest'ultimi sono presenti, sia nelle lave che nelle piroclastiti, emesse nel corso dell'attività del vulcano, ma risultano più abbondanti nei prodotti più evoluti e progressivamente più recenti di Nisyros. Per prima, Lodise (1987), ha proposto una classificazione in tre distinti gruppi, per questi gli inclusi magmatici, in funzione del tipo di deposito in cui si trovano (piroclastiti o lave) e delle caratteristiche tessiturali che li caratterizzano:

- un primo tipo, definito *granular aggregates*, presente all'interno dei depositi piroclastici delle *Lower e Upper Pumice*, costituito da una alta percentuale di micro-fenocristalli in un vetro molto vescicolato;
- un secondo tipo, presente all'interno delle rioliti di Nikia, caratterizzato dall'abbondante presenza di orneblenda e da strutture molto variabili, con granulometria molto fine e evidenti bordi di raffreddamento. Gli anfiboli di presentano spesso come fenocristalli di dimensioni pluri-centimetriche;
- un terzo tipo, presente all'interno delle lave dei duomi post-caldera, caratterizzato da forme ovoidali, evidenti bordi di raffreddamento e struttura ipocristallina, debolmente porfirica, poco vescicolata. La fase prevalente, come fenocristallo, è, in questo caso, il plagioclasio, mentre l'orneblenda compare come massa di fondo, in cristalli allungati o aciculari, indicativi di rapida cristallizzazione.

Secondo la stessa autrice, questi tre tipi di inclusi, riflettono presumibilmente magmi con un diverso contenuto iniziale di cristalli.

La presenza di inclusi magmatici, in particolar modo di quelli appartenenti al primo e terzo gruppo, definito da Lodise (1987), la loro caratterizzazione e la relazione con il magma incassante, costituiscono l'oggetto principale di questo lavoro, e verranno ampiamente descritti in seguito.

3.5 Datazioni nelle rocce di Nisyros

Le datazioni eseguite sulle rocce di Nisyros, in particolare per quelle più recenti, sono molte e spesso contraddittorie. Sono state eseguite sia sulle lave che su campioni di ceneri piroclastiche prelevati dalle carotaggi in sedimenti marini profondi. Tutto ciò rende ulteriormente complicata una correlazione tra i risultati ottenuti, limitando la possibilità di ricostruire un quadro completo ed esauriente dell'età precisa delle diverse formazioni vulcaniche, e quindi dell'evoluzione geocronologia del vulcano.

Nessuna datazione radiometrica è disponibile per i prodotti di Pahia, Pyrgussa e Strongyli. Ma la presenza di depositi piroclastici associati al *Kos Plateau Tuff* sulle prime due isole, permette di definire una età dell'attività subaerea, precedente a 161 ka.

Per quanto riguarda le lave di Strongyli, depositi di YUP sono presenti all'interno del cratere, definendo un'età più antica di 31 ka. L'assenza di depositi attribuibili al KPT nella sua porzione subaerea indica, per contro, un'età inferiore a 161ka.

A Nisyros la mancanza di depositi attribuibili al KPT nella sua parte subaerea permette di stimare un'età interamente più giovane di 161ka, per l'intero edificio subaereo.

La tabella sottostante riporta un riassunto delle età disponibili per i prodotti dell'isola di Nisyros e di Yali, con i relativi metodi utilizzati. In giallo sono evidenziate le datazioni riguardanti i depositi e le formazioni interessate dal presente studio.

La prima datazione radiometrica esistente per le rocce di Nisyros è stata eseguita con il metodo K-Ar, per le lave riolitiche di Argos, e fornisce un età di 200 ka (Fytikas et al., 1976), che in base alle considerazioni appena fatte non può essere considerata attendibile.

Deposito/Formazione	Età (ka)	Metodo	Autore
Ossidiane di Yali	24	Tracce di fissione in vetro vulcanico	Wagener et al., 1976
Pomici del deposito di caduta di Yali	31	Stratigrafia con isotopi dell'Ossigeno	Federman e Carey, 1980
UP	>44	^{14}C	Limburg & Varekamp, 1991
UP	110±40	Tracce di fissione in vetro vulcanico	Barberi et al., 1988
UP	24	Estrapolazione dal tasso di sedimentazione	Vinci 1983, 1985
LP	35	Estrapolazione dal tasso di sedimentazione	Hardiman 1999
Paleosuolo	24.26±0.56	^{14}C	Rehren 1988
Formazione di Kyra	37±24	K-Ar su plagioclasio	Rehren 1988
Formazione di Kyra	39±26	K-Ar sulla massa di fondo	Rehren 1988
Colata lavica di Argos	200±50	K-Ar su roccia totale	Di Paola 1974
Colata lavica di Argos	66.6±2	K-Ar su plagioclasio	Rehren 1988
Andesite	100±100	K-Ar su roccia totale	Matsuda et al., 1999
Andesite	800±700	K-Ar su roccia totale	Matsuda et al., 2000
Kos Plateau Tuff	161±1	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (su sanidino)	Smith et al., 1996

Tabella 7: riepilogo delle datazioni eseguite sulle rocce di Nisyros.

Datazioni eseguite successivamente, sulle lave più antiche di Argos e Pahia Ammons, ancora con il metodo radiometrico K-Ar, hanno fornito età verosimili, comprese tra 66 e 38 ka.

Valutazioni attraverso il metodo del ^{14}C , hanno fornito età di 24 ka per il paleosuolo sottostante le Lave Andesitiche Superiori (Keller et al., 1989).

Limburg & Varekamp (1990) hanno successivamente datato, attraverso ^{14}C su porzioni di legno carbonizzato, un deposito di *surge* dell'*Upper Pumice* di Nisyros, ottenendo un'età maggiore di 55 ka, dato che risulta oltre il limite del metodo.

Datazioni attraverso tracce di fissione, nei vetri delle pomice appartenenti allo stesso livello piroclastico hanno fornito invece, età di 110 ka (Barberi et al., 1988).

Recentemente altre datazioni di precisione con ^{14}C , di nuovo su porzioni di legno carbonizzato, campionate all'interno del paleosuolo intercalato tra le formazioni delle *Lower Pumice* e *Upper Pumice* di Nisyros, hanno fornito età verosimili di 35 ka (Keller et al. 2007).

Altre datazioni, ottenute attraverso tracce di fissione, nelle ossidiane di Yali, hanno fornito età di 24 ka (Wagner et al., 1976), mentre 31ka sono stati attribuiti al deposito di delle Yali Upper Pumice, attraverso la correlazione con sedimenti di ceneri ritrovati all'interno di carotaggi di mare profondo datati da Federman & Karey (1980). Allo stesso modo Vinci (1985) attribuisce un'età di 24ka al deposito di Upper Pumice di Nisyros, quest'ultima datazione appare in contrasto con la precedente, dal momento che depositi di Yali Upper Pumice vengono ritrovati all'interno dell'attuale caldera e quindi risulterebbero successivi alle Upper Pumice di Nisyros per semplici considerazioni stratigrafiche.

3.6 Evoluzione vulcanologica del sistema Nisyros-Yali

Combinando le datazioni con le ricostruzioni stratigrafiche è possibile riassumere l'evoluzione del vulcano di Nisyros e del vicino centro eruttivo di Yali, come segue:

1 – circa 150 ka, dopo una fase di attività sottomarina, inizia l'attività sub-aerea. Lo stile eruttivo è alternativamente effusivo ed esplosivo, con la messa in posto di lave e piroclastiti di composizione generalmente andesitico-dacitica. Questo periodo, rappresenta la prima fase di attività del vulcano, nel corso del quale si costruisce la struttura principale dell'edificio, e termina con un evento moderatamente esplosivo (c.ca 60 ka), che conduce alla formazione di uno spesso deposito piroclastico (Piroclastiti di Kyra). In seguito l'attività prosegue con la messa in posto di colate e duomi andesitico-dacitici.

2 – circa 50 ka, inizia l'attività esplosiva sottomarina nell'area di Yali, attraverso l'emissione effusiva di magma viscoso, accompagnata da deboli eventi esplosivi, che portano alla formazione di un ampio tuff ring. Questa attività diviene progressivamente più superficiale fino a subaerea, nella fase terminale, come testimoniato dalla spessa sequenza piroclastica che costituisce la parte sudoccidentale dell'isola (*Yali Lower Pumice*). In questo stesso periodo iniziano a formarsi, probabilmente, anche le isole di Agios Antonios, vicina a Yali, e Strongyli, più a est, attraverso l'emissione di lava, inizialmente in ambiente sottomarino, per poi emergere sopra il livello del mare, dando luogo a veri propri duomi lavici.

3 – circa 45 ka, dopo un periodo di quiescenza, si verifica la prima grande eruzione esplosiva di Nisyros, con la formazione di una caldera sommitale e la messa in posto di un ampio deposito piroclastico di composizione riolitica (*Lower Pumice*). Questo evento segna l'inizio della seconda fase di attività di Nisyros, nella quale si assiste ad un cambiamento nello stile eruttivo del vulcano, che diviene nettamente più esplosivo, caratterizzato da eruzioni molto più energetiche che conducono ad ampi collassi della struttura.

Successivamente a questo primo collasso calderico, si ha una fase di messa in posto di duomi e spesse colate laviche, sempre di composizione riolitica (Lave di Nikia).

4 - circa 35 ka, dopo un periodo di stasi nell'attività del vulcano di Nisyros, si registra una nuova grande esplosione, analoga alla precedente, che conduce ad un altro collasso che porta alla creazione dell'attuale caldera. A questo evento è associata la messa in posto di uno spesso deposito piroclastico (*Lower Pumice*).

5 - circa 30 ka, successivamente la grande esplosione avvenuta a Nisyros, nel vicino vulcano di Yali inizia un nuovo periodo di attività esplosiva, che conduce alla formazione di un deposito piroclastico (*Yali Upper Pumice*) il cui centro eruttivo è identificato nella parte nordorientale dell'isola. Questo deposito viene ritrovato anche a Nisyros all'interno della caldera.

6 – successivamente a questi eventi, in un periodo di tempo compreso tra 25 e 20 ka, si verifica a Nisyros la messa in posto di sei duomi lavici di composizione rio-dacitici all'interno ed esternamente la nuova caldera. Questo evento è più o meno contemporaneo alla messa in posto dei duomi perlitico-ossidianacei nella parte nord-orientale di Yali (duomi di Kamara), datati 25 ka.

7 – con la messa in posto dei duomi post-caldera di Nisyros, si conclude la fase di attività strettamente magmatica del sistema Nisyros-Yali. Successivamente, a Nisyros si instaura una fase di attività idrotermale caratterizzata da esplosioni freatiche anche di notevole entità, che hanno condotto alla formazione dei vari crateri e coni esplosivi visibili all'interno della caldera. Questo periodo di attività è proseguito fino a epoche storiche, con l'ultimo evento registrato nel 1887 (Martelli, 1917).

3.7 Modelli interpretativi petro-genetici

Di Paola (1974) per primo, individua nella cristallizzazione frazionata, il processo genetico principale per la differenziazione delle rocce calco-alcaline dell'isola. In quest'ottica, secondo questo autore, i prodotti riolitico-ossidianacei, presenti sull'isola di Yali, costituirebbero il termine residuale delle rocce riodacitiche di Nisyros, rappresentando il prodotto estremo del processo di cristallizzazione frazionata.

In seguito, Wyers & Barton (1989), studiarono i magmi di Nisyros focalizzandosi, soprattutto, sul periodo pre-caldera. Sulla base di considerazioni mineralogiche, composizionali e isotopiche, questi autori hanno proposto un più elaborato modello magmatologico, per la formazione ed evoluzione dei magmi di Nisyros. Il modello spiega le caratteristiche osservate, attraverso un processo di cristallizzazione frazionata e

assimilazione (AFC) a profondità variabili del magma, limitando (se non escludendo) un processo di mescolamento tra magmi diversi, in questa fase più antica di evoluzione. Nella loro ipotesi, le rocce andesitiche, rappresenterebbero l'evoluzione di magmi andesitico-basaltici, attraverso AFC, assimilando porzioni di crosta superiore. Le rocce rio-dacitiche, invece, rappresenterebbero l'evoluzione di magmi dacitici, sempre per AFC, ma attraverso l'assimilazione di porzioni di crosta inferiore. Inoltre, sulla base delle pressioni di cristallizzazione calcolate, questi autori, affermano che l'evoluzione dei magmi dacitici e rio-dacitici, da quelli andesitico-basaltici e andesitici, avverrebbe in condizioni di pressione maggiori, in una camera magmatica situata probabilmente alla base della crosta; al contrario, le andesiti basaltiche e le andesiti, cristallizzerebbero in condizioni più superficiali, in una camera magmatica situata a livelli intermedi della crosta. Questa ipotesi prevede quindi la presenza di due distinti *reservoir* magmatici, che generano magmi con caratteristiche ben distinte tra loro. Gli stessi autori, attribuiscono al processo di mescolamento un importante ruolo per l'evoluzione e caratterizzazione dei magmi post-caldera, ipotesi ripresa poi anche da Seymour & Vlassopoulos (1992).

Un quadro complessivo e articolato dell'intera evoluzione del vulcano di Nisyros, è stato successivamente proposto da Francalanci et al. (1995). Questi autori hanno realizzato uno studio di dettaglio dei prodotti di Nisyros, sia dal punto di vista petrografico che geochimico-isotopico, realizzando un modello vulcano-magmatologico complesso: il processo di AFC, all'interno di una camera magmatica relativamente superficiale, caratterizzata da un regime dinamico convettivo, agirebbe simultaneamente a complessi fenomeni di riciclaggio, cumulo e selezione di cristalli, associati a periodici input magmatici. Questo modello spiegherebbe, secondo questi autori, le variazioni osservate, sia per gli elementi in tracce che per i rapporti isotopici dello Sr. L'alto indice di porfiricità, osservato in molte lave del periodo di attività pre-caldera, indicherebbe la loro formazione da cumuli formati per un processo di CR-CLS (Crystal Retention-Crystal Liquid Segregation); al contrario il basso indice di porfiricità dei prodotti evoluti della fase di attività associata alla formazione delle caldere sarebbe il risultato della selezione legata al processo di CR-CLS. In relazione alla fase di attività post-caldera più recente, questi autori ipotizzano, infine, la presenza di processi di mescolamento-mingling, tra un magma riolitico e un magma mafico impoverito in elementi incompatibili, a formare le lave rio-dacitiche dei PCD. Ciò indicherebbe la presenza di periodici arrivi di nuovo magma mafico, nel sistema evoluto superficiale, successivamente ad ogni evento esplosivo di grossa entità.

Anche altri autori, come Varekamp (...) e Seymour & Vlassopoulos (1992), individuano nel processo di mescolamento, il principale fattore dell'evoluzione dei magmi emessi nel corso dell'ultima fase di attività del vulcano.

3.8 Le eruzioni storiche

La zona interna della caldera, conosciuta anche come piana di Lakki, presenta nella sua parte meridionale numerosi crateri di esplosione freatica (fig.3.7).

Queste strutture sono il risultato di una intensa attività esplosiva a carattere idrotermale, instauratasi successivamente alla messa in posto dei duomi e, quindi, successivamente alla fase di attività magmatica. Tale attività è proseguita, con periodi di quiescenza, fino al secolo scorso (l'ultimo evento esplosivo risale al 1887), lasciando il

posto ad una fase puramente fumarolica, che contraddistingue attualmente l'attività di questo vulcano.

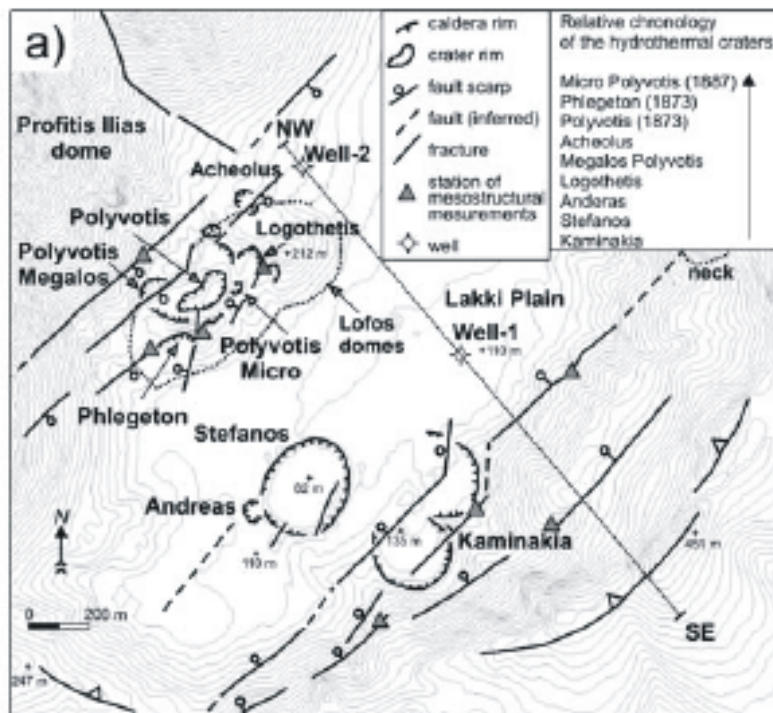


Figura 3.8: mappa della parte sud-occidentale della caldera caratterizzata dalla presenza di numerosi crateri di esplosione freatico-idrotermale (da Cailiro et al., 2005).

Dieci di questi crateri idrotermali sono ben preservati, specialmente nella zona di Ramos. I due più vecchi sono chiamati Kaminakia e si trovano alla base del bordo della caldera, sotto Nikia, ognuno di loro ha un diametro di circa 150 m. Il più grande tra tutti i crateri presenti, e anche quello maggiormente preservato, è chiamato Stefanos e presenta un'ampia forma ellissoidale (330x260m). La base di questo cratere si trova 27 m sotto al livello definito dalla pianura circostante e rappresenta la parte topograficamente più depressa. Non è possibile sapere con esattezza l'età di questo cratere, ma alcune stime, hanno definito che non può essere più vecchio di 3000-4000 anni. Vicino a Stefanos si trova il più piccolo e successivo cratere di Andreas.

La maggior parte dei crateri è concentrata comunque nella zona di Lofos, un piccolo duomo post-caldera quasi completamente distrutto dalle esplosioni idrotermali ai piedi del duomo Profitis Elias. In questa zona ci sono sei crateri ben preservati, tre dei quali creati in epoca storica. Logothesis è il più vecchio cratere dell'area, mentre Megalos Polyvotis è il più grande (150 m di diametro), considerato anche più giovane di Stefanos. Per un certo periodo questo cratere ha ospitato un piccolo lago, come testimoniato dalla presenza di sedimenti di deposizione lacustre, spessi fino a 20 m, visibili nelle pareti del cratere Polyvotis creatosi a sua volta nel centro del precedente.

Le prime documentazioni esistenti di queste eruzioni freatiche sono state lasciate da Strabone, in "Liber Insularum Archipelagi". Anche Cristoforo Buondelmonti, successivamente, visitando Nisyros tra il 1414 e il 1420, ne riporta una dettagliata testimonianza. Nel XV° secolo, il francese Fuchs descrisse il verificarsi di eventi esplosivi e fenomeni sismici di rilievo a Nisyros nel suo libro "Les volcans et les tremblements de terre" (Paris, 1876), senza però fornire una descrizione molto dettagliata. Successivamente l'archeologo tedesco Ross Ludwig, visitando l'isola tra il 9-11 Agosto 1841, fornì testimonianza di un evento di esplosione all'interno della caldera e nel

novembre del 1871 il geologo francese Gorseix descrisse dettagliatamente una violenta esplosione idrotermale. L'anno successivo un evento sismico particolarmente importante indusse l'Accademia Francese delle Scienze a inviare lo stesso Gorseix in osservazione del fenomeno. Gli articoli pubblicati successivamente dallo scienziato, nel 1873, riportano una cronaca dettagliata degli eventi, dalla quale emerge il particolare stato di attività di quel periodo. L'ultimo evento è stato registrato nel 1887, e ha portato alla formazione del cratere di Mikros Polyvotis, come descritto dal geologo italiano Martelli.

3.9 L'attività attuale

Attualmente Nisyros è considerato un vulcano quiescente, ma comunque attivo e questo in virtù di alcune considerazioni:

- l'ultimo evento di attività magmatica è relativamente recente, soprattutto se si considera anche il vicino centro eruttivo di Yali;
- il motore principale dell'attività vulcanica in questa zona è tuttora attivo, perché attivo è il processo di subduzione della placca Africana al di sotto di quella Egea che genera una tettonica imponente;
- è presente un sistema idrotermale molto sviluppato, sfruttabile anche per la produzione di energia elettrica, secondo recenti valutazioni (Caliro et al., 2005 stimano un rilascio energetico di circa 43MW). Questo sistema idrotermale è indicativo dell'effettiva presenza di un serbatoio di magma sotto Nisyros, in posizione relativamente superficiale (stimata dai 3-4 km). Le diffuse sorgenti calde e l'intensa attività fumarolica costituiscono un'ulteriore prova di questa condizione.

3.9.1 Geochimica dei gas

Per quanto riguarda l'attività fumarolica, le più intense manifestazioni dell'isola sono registrate dalle fumarole attive nell'area di Ramos, specialmente all'interno del cratere di Stefanos, e subordinatamente nei crateri dell'area di Lofos.

I gas rilasciati da queste fumarole raggiungono temperature, in superficie variabili da 96 a 100°C, per quote variabili da 90 a 130 m s.l.m. La loro composizione è dominata principalmente da vapore acqueo (94%), anidride carbonica (5%) e H₂S; N₂, CH₄, H₂, CO, Ar e He costituiscono, invece, componenti minori (<0.5%) (Chidini et al., 1993; Brombach et al., 2003). La mancanza di gas acidi come SO₂, HCl e HF, insieme al relativamente alto rapporto CH₄/CO, indicano che questi gas sono generati dal degassamento di fluidi del sistema idrotermale, piuttosto che direttamente dal degassamento di un magma (Chiodini et al., 1993; Caliro et al., 1995).

Altre emissioni gassose all'esterno della caldera sono presenti in vari punti, concentrate lungo le principali zone di faglia o fratture dell'isola, in particolare nella zona meridionale. La presenza di fluidi idrotermali in profondità, è stata comprovata attraverso due perforazioni (NIS-1 e NIS-2) eseguite all'intero della caldera, che hanno raggiunto una profondità massima di 1816 e 1547 m, rispettivamente (Geotermica Italiana, 1983, 1984; Marini et al. 1993). Per ognuna di queste due perforazioni, sono state identificate due distinte zone permeabili, ovvero due distinti acquiferi idrotermali, presenti al di sotto della piana di Lakki.

La zona più superficiale, ritrovata ad una profondità di 400-700 m in NIS-1 e a 250-350 m in NIS-2, è caratterizzata da una paragenesi costituita da minerali idrotermali come

filliti e zeoliti, che indicano temperature di circa 120-180°C e contenuti di Cl simili a quelli dell'acqua di mare.

La zona profonda e di più alta temperatura, si ritrova invece a profondità di 1400-1816 m in NIS-1 e a 100-1350 m in NIS-2, ed è caratterizzata da un assemblaggio mineralogico propilitico di più alta temperatura. Temperature >290°C sono state ricavate in corrispondenza di NIS-2, mentre 330-340°C sono state misurate nel livello più profondo e produttivo di NIS-1 dove è stato possibile campionare fluidi contenenti fino a 81.5 g/l di Cl (Chiodini et al., 1993).

Sulla base di analoghi dati geochimici ed isotopici Kavouridis et al. (1999) hanno ricavato un modello del sistema idrotermale presente a Nisyros, come illustrato in figura 3.6. La fase vapore che si libera dall'acquifero più basso e di più alta temperatura, agisce come ricarica per il *reservoir* più superficiale a più bassa temperatura. Quest'ultimo, a sua volta, attraverso la liberazione della fase vapore, alimenta direttamente le fumarole presenti nella parte meridionale della caldera. La fase liquida, fluisce invece verso NE e verso SO, contribuendo ad alimentare le sorgenti termali, localizzate lungo le coste settentrionali e meridionali dell'isola.

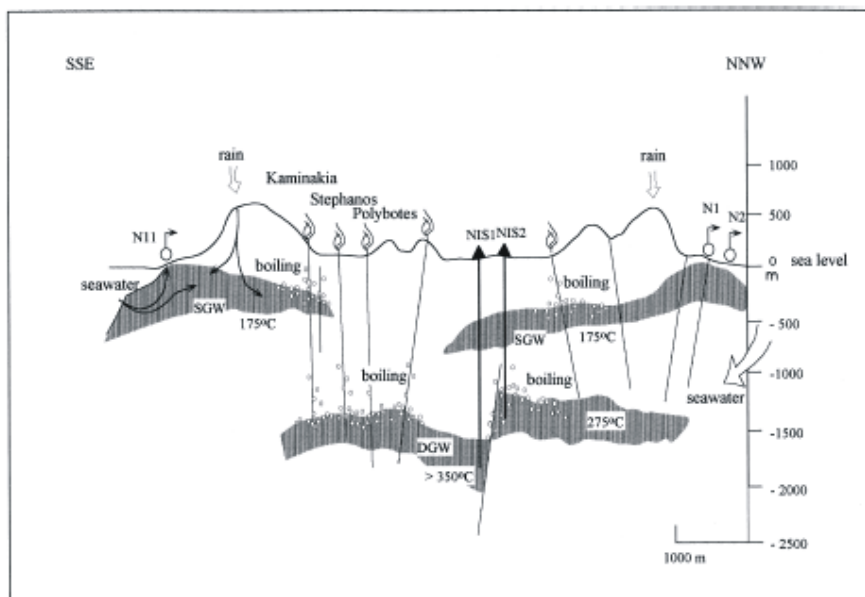


Figura 3.9: raffigurazione schematica del sistema idrotermale come ipotizzato da Kavouridis et al. (1999), in linea con quanto riportato dalle perforazioni NIS-1 e NIS-2 eseguite da Geotremica Italiana (1003, 1994) e con i dati presentati anche da Chiodini et al., 1993

I condensati acidi formati dal passaggio della fase vapore dal sistema idrotermale verso la superficie, creano ampie zone di terreno alterato, che si concentrano nelle aree, immediatamente circostanti i crateri di esplosione idrotermale, all'interno dei crateri stessi e lungo le zone di faglia.

Le stesse zone sono caratterizzate, anche, da un alto livello di emissione di CO₂ e dalla presenza di un elevato flusso di calore dal suolo. Misurazioni sul degassamento di CO₂ dal suolo, sono state eseguite, tramite camera d'accumulo, e ampiamente valutate, da vari autori (es. Chiodini et al, 2002; 1996; 1998; Cardellini et al., 2003). L'emissione di CO₂ dal suolo, possiede due sorgenti distinte: una da attività biologica, l'altra di origine idrotermale. Queste emissioni sono state stimate da Caliro et al. (2008) pari a 84.6 t/g

totali, con circa 67.9 t/g imputabili a emissioni dalla sorgente idrotermale profonda. Secondo questi autori, ciò fornirebbe 1420 t/g totali di condensato, per un flusso di energia termica dell'ordine di 42.6 MW. Brombach et al. (2002), avevano precedentemente sovrastimato questo valore a circa 58 MW. La maggior parte di questa energia (72%), sarebbe rilasciata dalle bocche di degassamento presenti nella zona del duomo di Lofos e del cratere di Stefanos (Caliro et al., 2008).

3.9.2 Sismica

Gli eventi sismici che caratterizzano il sistema vulcanico di Nisyros, fatta eccezione per i terremoti profondi di origine regionale, sono correlabili principalmente a tre categorie (Caliro et al., 2008 e riferimenti annessi):

1 - sismi di origine tettonica: eventi localizzati all'interno dell'edificio vulcanico, correlabili a processi di fratturazione fragile, associati a sorgenti molto superficiali (<1km).

2 – eventi di lungo periodo (LP): questi eventi sarebbero da interpretare come il risultato di improvvise variazioni di pressione, negli acquiferi del sistema idrotermale, all'interno del sistema di fratture preesistenti, a profondità variabili, di circa 1-2 km. Tali profondità sono consistenti con le profondità stimate per l'acquifero più profondo, presente sotto la zona di Lakki. Queste perturbazioni, potrebbero essere correlate ad una sovrappressione del sistema, associata ad una risalita di fluidi caldi dalle porzioni più profonde, o ad una rapida depressurizzazione conseguente, per esempio, alla formazione di fratture profonde.

3 - Tremore armonico, generato dall'attività di degassamento idrotermale associata alla dinamica di riempimento di cavità, nel sottosuolo, da parte di fluidi ad alta temperatura. In particolare questo tremore armonico sarebbe indotto dall'instabilità del processo di degassamento, imputabile, per esempio, ad una maggiore risalita di gas dall'acquifero più superficiale, verso la superficie, con una sorgente localizzata intorno a 400-700 m s.l.m..

3.9.3 Le crisi sismiche recenti

Nel 1995-1998 si è verificata una notevole attività sismica culminata il 27 agosto 1997 con un terremoto di magnitudo 5.3 (Papadopoulos et al., 1998). Durante questo periodo di intensa attività si sono riattivate lineamenti tettonici anche importanti generalmente in direzione ONO-ESE.

Recentemente, nel 2002-2003, un altro evento di questo tipo ha condotto alla formazione di un'ampia frattura nella pianura di Lakki (Volentik et al., 2005). Questa frattura superficiale si era inizialmente aperta il 29 novembre del 2001, dando luogo alla formazione di una zona depressa lunga complessivamente 257 m, e articolata in tre bracci distinti, con una ampiezza di circa 4-5 m. La massima profondità raggiunta era di 15 m. Dalla fine di dicembre 2002, questa frattura si è poi ulteriormente estesa verso sudovest, di altri 270 m, raggiungendo un'ampiezza di 10 m circa e per profondità massime di circa 11 m. Tuttavia nessuna anomalia termica, né evidenze di degassamento sono state registrata nell'area della frattura; nello stesso modo non sono stati osservati movimenti verticali rilevanti delle zone opposte ai lati della frattura, né anomalie particolari nella composizione, temperatura e attività delle fumarole. La teoria più probabile per spiegare la formazione di questa frattura identifica la causa in una

subsidenza dei sedimenti superficiali che formano la base della caldera in cavità e fratture preesistenti al di sotto della copertura sedimentaria stessa (Vougioukalakis, 2005).

BIBLIOGRAFIA

- Allen, S.R., McPhie, J., 2000 - *Water-settling and resedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali, eastern Aegean, Greece*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **95**, 285-307.
- Allen, S.R., McPhie, J., 2003 - *Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **126**, 263-283.
- Barberi, F., Navarro, J.M., Rosi, M., Santacroce, R., Sbrana, A., 1988 - *Explosive interaction of magma with ground water: insights from xenoliths and geothermal drillings*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. **43** (4), 901-926.
- Bond, A., 1976 - *Multiple sources of pumice in the Aegean*. Nature **259**, 194-195.
- Caliro, S., Chiodini, G., Galluzzo, D., Granirei, D., La Rocca, M., Sacorotti, G., Ventura, G., 2005 - *Recent activity of Nisyros volcano (Greece) inferred from structural, geochemical and seismological data*. Bull. Volcanol. **67**, 358-369.
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F., 2003 - *Application of Stochastic Simulation to CO₂ Flux from soil: Mapping and Quantification of Gas Release*. J Geophys. Res. **108(B9)**:doi 10.1029/2002JB002165
- Chiodini, G., Brombach, T., Caliro, S., Cardellini, C., Marini, L., Dietrich, W., 2002 - *Geochemical evidences of an ongoing volcanic unrest at Nisyros Island (Greece)*. Geophys. Res. Lett. **29**:doi 10.1029/2001GL014355.
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., Marini, L., 1998 - *Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas*. Appl. Geochem. **13**(5), 543-552.
- Chiodini, G., Cioni, R., Leonis, C., Marini, L., Raco, B., 1993 - *Fluid geochemistry of Nisyros Island, Dodecanese, Greece*. J. Volcanol. and Geotherm. Res. **56**, 95-112.
- Chiodini, G., Frondini, F., Raco, B., 1996 - *Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy)*. Bull. Volcanol. **58**, 41-50.
- Davis, E., 1967 - *Zur Geologie und Petrologie der Insel Nisyros und Jali (Dodecanes)*. Praktika Akan.Athen., **42**, 235-252
- Desio, A., 1931 - *Le isole italiane dell'Egeo*. Memorie Carta Geol. d'Italia, **24**.
- Di Paola, G.M., 1974 - *Volcanology and petrology of Nisyros island (Dodecanese Greece)*. Bull. Volcanol. **38**, 944-987.
- Federman, A.N., Carey, S.N., 1980 - *Electron microprobe correlation of tephra layers from eastern Mediterranean abyssal sediments and the island of Santorini*. Quatern. Res., **13**, 160-171.
- Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougioukalakis, E.G., Defant, M.J., Innocenti, F., Manetti, P., 1995 - *Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece*. Bull. Volcanol. **56**, 601-620.
- Georgalas, G.C., 1962 - *Catalogue of the Active Volcanoes of the World Including Solfataras Fields: Part XII, Greece*. International Association of Volcanologists, Roma, 40 pp.
- Geotermica Italiana, 1983. Nisyros 1 geothermal well. PPC-EEC report. 160 pp.
- Geotermica Italiana, 1984. Nisyros 2 geothermal well. PPC-EEC report. 44 pp.
- Gorceix, H., 1873 - *Lettere sull'attività vulcanica e fumarolica a Nisyros nell'anno 1873*. Comptes rendus, tome **LXXVII**, pp. 597 and 1473, tome **LXXVIII**, p. 444.

- Gorceix, H., 1874 – *Etude des fumaroles de Nisyros et de quelques-uns des produits des eruptions dont cette ile à été le siege en 1972-73*. Ann. Chim. Phys. 5a series, Tome II.
- Hanus, V., & Vanek, J., 1993 – *Seismically active fracture zones related to the eastern segment of the Hellenic subduction*. *J. Geodynamics*, **17**, 39-56.
- Hardiman, J.C., 1999 - *Deep sea tephra from Nisyros island, eastern Aegean Sea, Greece*. In: Firth, C.R., Mc Guire, W.J. (Eds.), *Volcanoes in the Quaternary*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 161, pp. 69–88.
- Karras, N., 1990 – *Report 3221 of the sample NIS-200*. IGME, Dept Micropaleontol, Athens.
- Keller, J., 1971 – *The major volcanic events in recent eastern mediterranean volcanism and their bearing on the problem of Santorini ash layers*. Int. Sci. Congr. Volcano of Thera, **1**, 152-169
- Lagios, E., 2000 - *Intense crustal deformation rates on Nisyros Island (Greece), deduced from GPS studies, may foreshadow a forthcoming volcanic event*. In: Balassanian, S., Cisternas, A., Melkumyan, M. (Eds.), *Proc. 2nd Int. Conf. on Earthquake, Hazard and Seismic Risk Reduction*. Kluwer, Dordrecht, pp. 249– 259.
- Lagios, E., Chailas, S., Giannopoulos, J., Sotiropoulos, P., 1998 - *Surveillance of Nisyros Volcano: establishment and remeasurement of GPS and radon networks*. Bulletin of the Geological Society of Greece **32 (4)**, 215– 227.
- Limburg, E.M., Varekamp, J.C., 1991 - *Young pumice deposits on Nisyros, Greece*. Bull. Volcanol. **54**, 68–77.
- Lodise, L., 1987 – *Petrology and geochemistry of Nisyros volcano (Dodecanese, Greece)*. M.A. Thesis, Wesleyan University, Middletown CT USA, 245 pp.
- Makris, J., & Stobbe, C., 1984 – *Properties and state of the crust and upper mantle of the eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data*. Marine Geology, **55**, 345-361
- Martelli, A., 1917 – *Il gruppo eruttivo di Nisiro nel mare Egeo*. Società dei XL, ser. 3, XX, 79-165.
- Mejer P.Th., & Wortel, M.J.R., 1997 – *Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation*. Tectonics, **16**, 879-895
- Nakamura K., & Uyeda, S., 1980 – *Stress gradient in arc-back arc regions and plate subduction*. J. Geophys. Res., **85**, 6419-6428
- Papadopoulos, G.A., Sachpazi, M., Panopoulou, G., Stavrakakis, G., 1998 – *The volcanoseismic crisis of 1996-97 in Nisyros, SE Aegean Sea, Greece*. Terra Nova **10**, 151-154.
- Papanikolaou, D., Lekkas, E., Sakellariou, D., 1991 - *Geological structure and evolution of the volcano of Nisyros*. Bull. Geol. Soc. Greece **25/1**, 405–419.
- Papazachos C.B., Kirazi, A.A., Papazachos, B.C., 1993 – *Rates of active crustal deformation in the Aegean and the surrounding area*. Bull. Geol. Soc. Greece **28**, 21-32.
- Papazachos, B.C., & Panagiotopoulos, D.G., 1993. Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the Southern Aegean volcanic arc. Bull. Geol. Greece, **28**, 243-252
- Pe-Piper, G., Piper D.J.W., Perissoratis, C., 2005 – *Neotectonics and the Kos Plateau Tuff eruption of 161ka, South Aegean arc*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **139**, 315-338.

- Piper D.J.W., Perissoratis, C., 2003 – *Quaternary neotectonics of the South Aegean arc*. Marine Geology **198**, 259-288
- Rehren, T., 1988 – *Geochemie und Petrologie von Nisyros (östliche Agais)*. PhD Thesis, Universität Freiburg, 167 pp.
- Sachpazi, M., Kontoes, C., Voulgaris, N., Laigle, M, Vougioukalakis, G.E., Sikioti, O., Stavrakakis, G., Baskoutas, J., Kalogeras, J., Lepine, J.C., 2002 – *Seismological and SAR signature of unrest at Nisyros caldera, Greece*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **116**, 19-33.
- Seymour, K., Vlassopoulos, D., 1992 – *Magma mixing at Nisyros volcano, as inferred from incompatible trace-elements systematics*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **50**, 273-299.
- Stiros, S.C., 2000 – *Fault pattern of Nisyros volcano (Aegean Sea, Greece): structural, coastal and archeological evidences*. In: McGuire, W.C., Griffiths, D.R., Hancock, P.L., Stewart, I.S. (ed.) *The archaeology of geological catastrophes*. Geol. Soc. London, Spec., Publ., **171**, 385-397.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F.A., Papanikolaou, D., Nomikou, P., 2008 - *Discovery of a huge sector collapse at the Nisyros volcano, Greece, by on-land and offshore geological-structural data*. J. Volcanol. Geotherm. Res.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F.A., Papanikolaou, D., Nomikou, P., 2008 - *Tectonics of the Nisyros island, Greece, by field and offshore data, and analogue modelling*. J. Struct. Geol.
- Vanderkluisen, L., Volentik, A., 2001 – *Etude géophysique et hydrothermalisme du complexe volcanique de Nisyros, Grèce*. Diploma Thesis, Université de Lausanne, 115pp.
- Varekamp, J.C., 1993 – *Some remarks on volcanic vent evolution during plinian eruption*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **54**, 309-318.
- Varekamp, J.C., Baierlein, R., 1989 – *Magma chamber evolution of Nisyros volcano, Greece*. Geol. Soc. Am. Abstr. Progr. **A16**.
- Volentik, A., Principe, C., Vanderkluisen, L., Hunziker, J.C., 2005a – *Explanatory notes on the "Geological Map of Nisyros Volcano (Greece)"*. In: Hunziker, J.C., Marini, L., 2005 – *The Geology, Geochemistry and Evolution of Nisyros Volcano (Greece). Implications for the Volcanic Hazards*. Mémoires de Géologie (Lausanne) **44**, 26-66.
- Volentik, A., Vanderkluisen, L., Principe, C., 2002 – *Stratigraphy of the caldera walls of Nisyros volcano, Greece*. Eclogae Geol. Helvetiae, **95**, 223-235.
- Volentik, A., Vanderkluisen, L., Principe, C., Hunziker, J.C., 2005b – *The role of tectonic and volcano-tectonic activity at Nisyros Volcano (Greece)*. In: Hunziker, J.C., Marini, L., 2005 – *The Geology, Geochemistry and Evolution of Nisyros Volcano (Greece). Implications for the Volcanic Hazards*. Mémoires de Géologie (Lausanne) **44**, 67-78.
- Vougioukalakis, G.E., 1984 – *Studio vulcanologico e chimico-petrografico dell'isola di Nisyros (Dodecaneso, Grecia)*. Tesi di laurea, Università di Pisa.
- Vougioukalakis, G.E., 1989 – *Nisyros geological sheet sc. 1:25000*. IGME.
- Vougioukalakis, G.E., 1992 – *Volcanic stratigraphy and evolution of Nisyros island*. In: 6th congress Geol. Soc. Greece, Athens, May 1992.
- Vougioukalakis, G.E., 1993 – *Volcanic stratigraphy and evolution of Nisyros Island*. Bull. Geol. Soc. Greece, **XXVII**, 239-258.
- Vougioukalakis, G.E., 1998 – *Blue volcanoes: Nisyros*. Nisyros Regional Council. 78 pp.

- Vougioukalakis, G.E., 2003 – Passive fissuring in long-dormant caldera Volcanoes: the Nisyros case, The South Aegean Volcanic Arc: Present knowledge and future perspectives (SAAVA 2003), Int. Conf., Milos Island, Greece.
- Wyers, G.P., Barton, M., 1989 - *Polybaric evolution of calc-alkaline magmas from Nisyros, southeastern Hellenic Arc, Greece*. *Journal of Petrology* **30 (1)**, 1– 37.

Capitolo 4

OSSERVAZIONI DI CAMPAGNA E CAMPIONAMENTO

Il presente studio si concentra sulla fase finale dell'attività magmatica sviluppatasi nell'area di Nisyros, a partire dall'ultimo collasso calderico fino alla messa in posto dei duomi post-caldera, e alla quasi coeva fase di attività magmatica del vicino centro eruttivo di Yali. Il campionamento ha compreso, quindi, sia i prodotti piroclastici legati all'ultima eruzione esplosiva di Nisyros (Unità dell'*Upper Pumice* -UP-), che le lave riolitiche, insieme ai relativi inclusi magmatici, costituenti i duomi post-caldera. A questo, si aggiunge il campionamento dei prodotti relativi all'ultima fase di attività di Yali, sia della sua fase esplosiva subaerea (Yali *fallout* e Yali *tuff ring*) che di quella effusiva (lave e duomi perlitico-ossidianecci di Kamara).

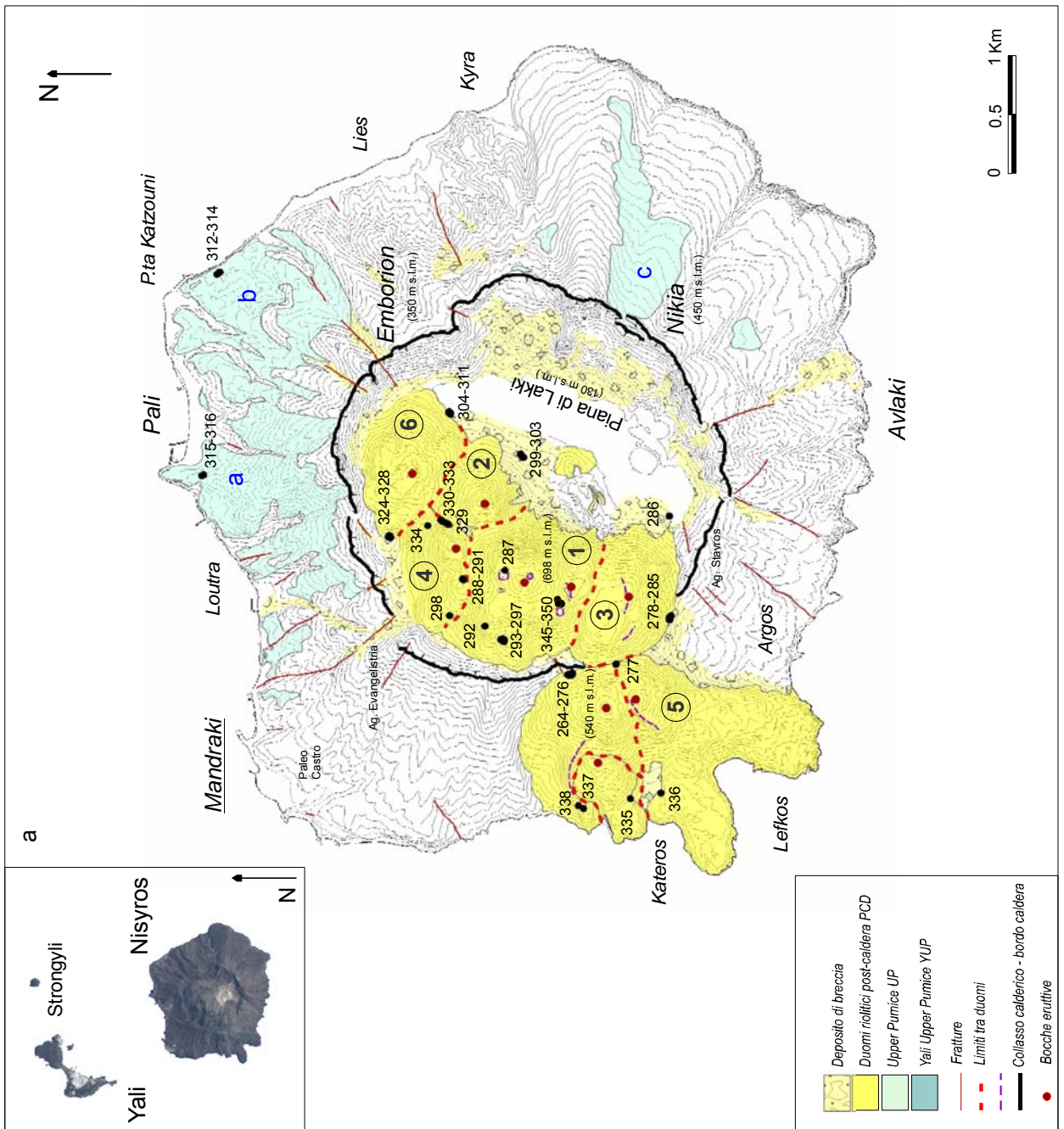
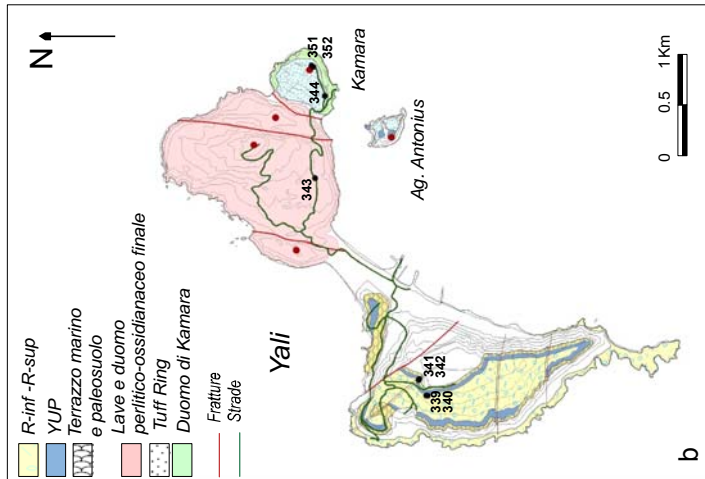
I campioni prelevati, sono in tutto 89 e comprendono: 5 campioni tra pomice e litici juvenili dell'UP, 76 campioni di duomi e inclusi e 8 campioni tra pomice, litici juvenili e lave dall'isola di Yali. Tutti i campioni sono stati denominati con una numerazione progressiva preceduta dalla sigla NIS.

L'esatta posizione dei punti di campionamento è riportata in figura 4.1. Informazioni di dettaglio sui campioni raccolti sono riassunte in appendice II.

In questo capitolo viene riportata una breve descrizione dei prodotti campionati e una sintesi delle osservazioni di campagna raccolte. I depositi piroclastici campionati, vengono presentati in riferimento alle nomenclature esistenti in letteratura, riferendosi principalmente a Vougiokalakakis (1993, 1998) e, per i depositi di Yali, ad Allen e McPhie (2000). Tuttavia, considerando le diverse nomenclature presenti in letteratura, soprattutto per i depositi piroclastici recenti, ed il fatto che, negli ultimi anni, sono stati pubblicati alcuni lavori di revisione stratigrafica dei depositi di Nisyros (Volentik et al. 2002, 2005 a,b), ho trovato necessario affiancare in questo capitolo, i riferimenti bibliografici, relativi a quelli da noi osservati e campionati.

Nella pagina successiva:

Figura 4.1: posizionamento dei punti di campionamento. I singoli campioni sono contrassegnati dalla parte numerica della sigla; a. Isola di Nisyros: le lettere in blu indicano le 3 principali località di affioramento del deposito piroclastico dell'UP: a- Pali, b- Punta Katzouni, c- Nikia; i numeri (1-6) circolettati indicano i diversi sistemi di duomo, nel presunto ordine di messa in posto: 1- ProfitisElias, 2-Sterna, 3-Trapesina, 4-Nifios, 5-Karaviotis, 6-Boriatico. Simboli e colori come in legenda. b. Isola di Yali



4.1 Unità piroclastica dell'Upper Pumice (Sub-Sistema di Pali¹)

I campioni prelevati dalla sequenza piroclastica dell'Upper Pumice (UP), associata al collasso calderico che ha condotto all'attuale conformazione del vulcano, sono complessivamente 5 e sono stati campionati in due diverse località da due distinti livelli piroclastici (località a, b in figura 4.1a, posizione stratigrafica in sezioni schematiche di figura 4.3).

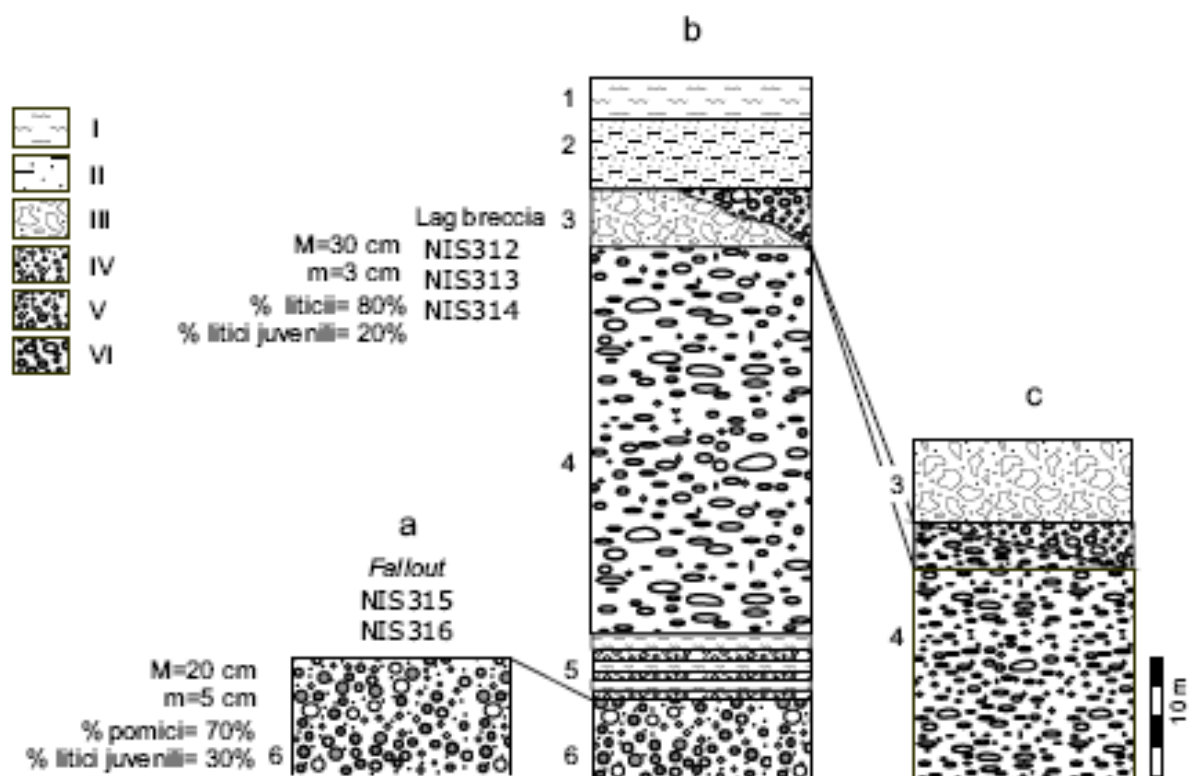


Figura 4.3: sezioni schematiche dei depositi dell'Upper Pumice nelle tre località di affioramento (a, b, c, come in carta di fig. 4.1) Sono segnalati i livelli campionati con i relativi campioni e caratteristiche del deposito. I- surge II- flusso di ceneri III- lag-breccia IV- flusso di pomici V- livelli di caduta intercalati a surge; VI- livello di caduta con pomici e litici juvenili. 1- Unit 5-D, UP-F, up_n; 2- UP-E, up_g; 3- Unit 5-C, UP-C,, up_e; 4- UP-D, up_c; 5- Unit 5-B, UP-B, up_o; 6- Unit 5-A, UP-A, up_i (riferimenti come in tabella di figura 4.2).

I campioni NIS312, NIS313, NIS314 sono litici juvenili, molto cristallini, di dimensioni variabili tra 15 e 30 cm, prelevati da un livello di *lag-breccia* (lenti in livello 5C di Limburg e Varekamp, 1991, Unità UP- C di Hardiman 1999, lenti in Unità up_e di Volentik et al, 2005), in località Pt. Katsouni ad est di Pali. Questo livello si trova, in questa zona, al tetto di uno spesso e composito livello di flusso (livello 5C di Limburg e Varekamp, 1991; unità UP-D di Hardiman, 1999; unità up_c di Volentik et al. 2005; unità 8 di Tibaldi et al. 2008). Il sovrastante livello di *ash flow* (livello 5D di Limburg e Varekamp, 1991; unità UP-E di Hardiman, 1999; unità up_g di Volentik et al. 2005) chiude infine la sequenza piroclastica. Il deposito (fig. 4.4c) è costituito da clasti litici grossolani di natura lavica-juvenile e da litici di varia natura, prevalentemente provenienti dal sistema idrotermale, a vari stadi di

¹ Riferimento a nomenclatura di Volentik et al., 2005

alterazione, immersi in una matrice fine di colore chiaro. La matrice si presenta piuttosto saldata, conferendo al deposito un aspetto consolidato. Le dimensioni dei clasti variano da 10 a 50 cm dando luogo a un deposito mal classato. Lo spessore massimo visibile nel punto di campionamento è di circa 1.5 m. I campioni da noi prelevati sono stati scelti come rappresentativi della variabilità della parte juvenile e si differenziano tra loro in cristallinità e densità.

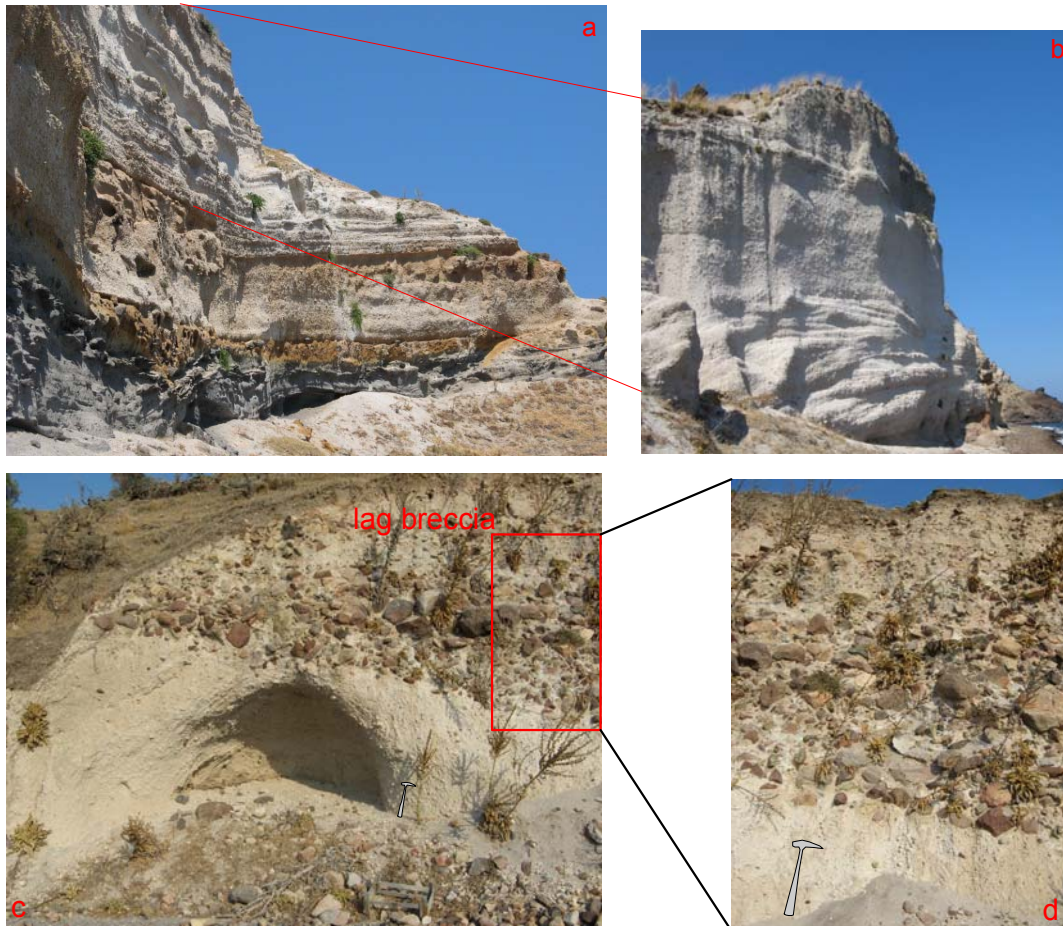


Figura 4.4: a. Affioramento principale di UP in località P.ta Katzouni (località b in fig. 4.1); b. Particolare del livello di flusso; c. livello di *lag breccia* nel punto di campionamento; d. particolare.

I campioni NIS315 e NIS316 sono rispettivamente litici juvenili e pomici, prelevati dal livello di *fallout* (livello 5A di Limburg e Varekamp, 1991; unità UP-A di Hardimann 1999; unità up_f di Volentik et al. 2005, che lo interpretano però come un flusso denso di pomici) affiorante lungo la strada costiera presso Pali (località a in fig. 4.1). Si tratta di un deposito prossimale, mal classato, costituito prevalentemente da materiale juvenile, con pomici prevalenti e litici juvenili, di dimensioni variabili tra 3 e 15 cm. Si osservano anche pochi litici grigi spigolosi, casualmente distribuiti all'interno del livello. E' un deposito clasto-sostenuto con una porzione di materiale fine composta da cristalli grossolani e cenere, che forma una matrice interstiziale, conferendogli un aspetto consolidato (Fig. 4.5).

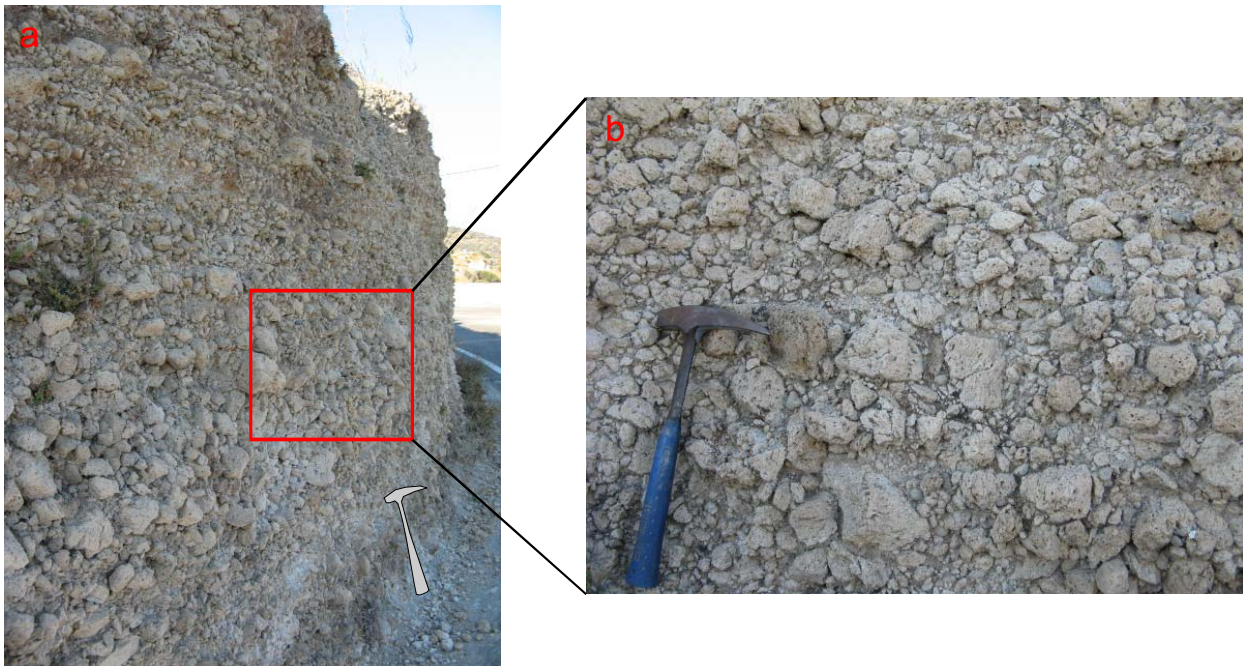


Figura 4.4: particolare del deposito di UP in località Pali (località a in fig. 4.1)

Si ritrovano inoltre frequentemente pomici striate (Fig. 4.6c) con contatti netti tra il materiale chiaro, pomiceo, e quello più denso, grigiastro, tipico dei suddetti litici juvenili, come osservato anche da Limburg e Varekamp (1991). Le pomici campionate (NIS315) hanno dimensioni variabili di 10-15 cm, sono dense e molto cristalline. I litici juvenili hanno invece caratteristiche variabili in dimensioni, densità e indice di colore e su questa base sono stati suddivisi in laboratorio come NIS316a-h. Generalmente hanno dimensioni variabili da 5 a 15 cm, sono molto densi e molto cristallini (fig. 4.6 a-b).

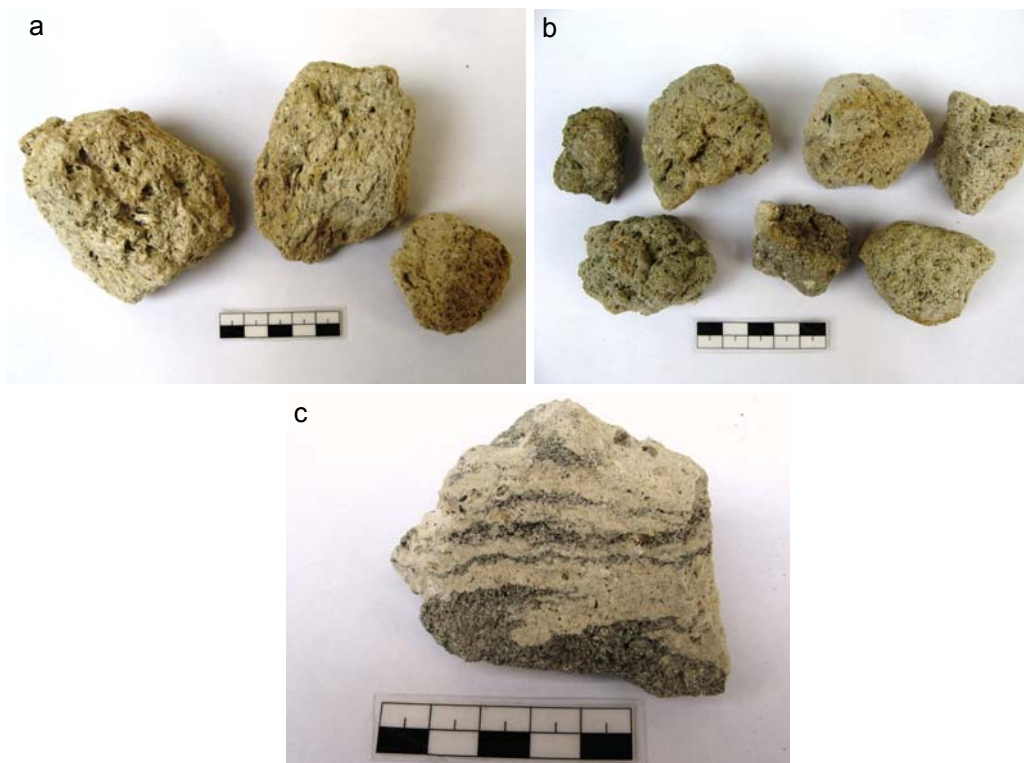


Figura 4.6: campioni di pomice e litici juvenili campionati dal livello piroclastico presso Pali: A. NIS315; B. NIS316; C. esempio di mingling in una pomice striata.

Questi litici juvenili, sono quelli definiti da Lodise (1987) come “*granular aggregates*”, letteralmente aggregati granulari, in virtù del loro aspetto osservabile sul campione a mano, e sono interpretati come inclusi magmatici, equivalenti a quelli osservabili all’interno dei duomi post-caldera. Nel presente lavoro, utilizzeremo comunque la denominazione litici juvenili, in accordo con il significato già attribuitogli, di inclusi magmatici, come definiti nel capitolo 1.

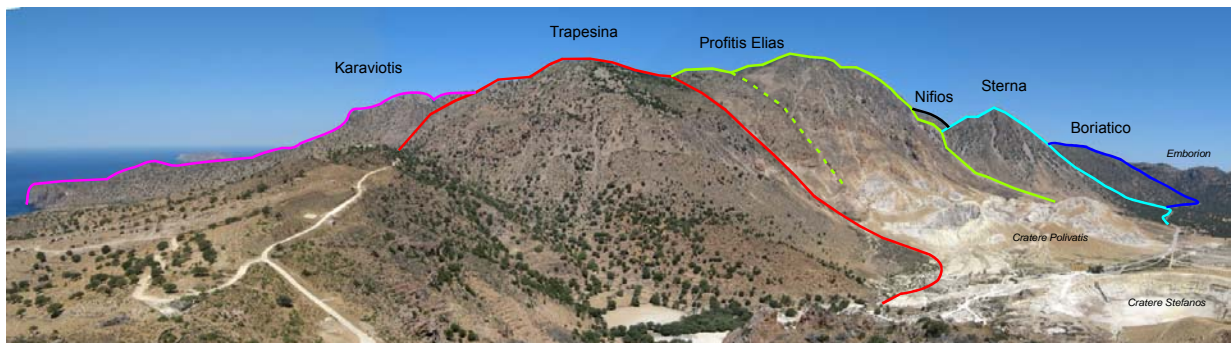
La presenza di questo doppio juvenile, insieme al ritrovamento di pomice striate, mette quindi in evidenza l’esistenza di ampi fenomeni di immiscibilità tra magmi all’interno di questo sistema.

4.2 Duomi e inclusi post-caldera (Sintema di Profitis Elias¹)

4.2.1 Caratteristiche dei duomi rio-dacitici post-caldera

Dopo la depressione calderica, i duomi rappresentano il carattere morfologico più caratteristico dell’isola di Nisyros, con quote che arrivano fino a circa 700 m s.l.m. per il duomo più alto (il Profitis Elias), sorpassando il bordo calderico di circa 200 m. Come già descritto nell’inquadramento geologico dell’isola i duomi sono in tutto 6, 5 intracalderici (n°1-5 fig. 4.1) e 1 esterno alla caldera (n°6 fig. 4.1), visibilmente allineati lungo un lineamento strutturale in direzione NO-SE, riempiendo per due terzi la depressione calderica sul lato occidentale. Nel complesso questi duomi si presentano come ripide colline dalla morfologia scabra e accidentata, con cime appuntite o a panettone.

a



b



Figura 4.7: a: panoramica dei duomi all’interno della caldera e crateri di esplosione freatica; prospettiva dal sentiero per Nikia lato sud del bordo calderico; b: panoramica dei duomi Boriatico e Nifios all’interno della caldera, lato nordovest del bordo calderico, visibile l’appoggio del duomo più giovane di Boriatico sul bordo della caldera.

Data l'assenza di datazioni per queste rocce, l'unica ricostruzione cronologica possibile della scansione temporale di messa in posto dei vari duomi è stata eseguita sulla base di osservazioni di campagna: sovrapposizioni, presenza di suolo e vegetazione e grado di alterazione della roccia. Sulla base di quanto già detto in letteratura (Lodise, 1987; Ganseki 1991, Limburg e Varekamp, 1991) e di ciò che è stato possibile verificare in campagna, il duomo Profitis Elias (1) insieme al più piccolo Sterna (2) sono probabilmente i primi duomi ad essersi messo in posto. Entrambi, infatti, presentano un'ampia copertura di suolo e di vegetazione e una estesa copertura di licheni delle rocce affioranti; i loro fianchi mostrano, inoltre, evidenti fenomeni di erosione del pendio con ampi canali, abbondante detrito alla base e limitati affioramenti, specialmente nel caso di Sterna. Il Profitis Elias si presenta morfologicamente più articolato, rispetto allo Sterna, con lobi secondari che si distinguono dal corpo centrale e una dimensione nettamente maggiore (è il secondo duomo dell'isola per estensione, dopo Karaviotis). Queste caratteristiche potrebbero far pensare ad una sua evoluzione ed attività più prolungata nel tempo, forse sovrapposta a quella di entrambi i duomi che lo circondano Sterna a NE e Trapesina a S (fig. 4.7a).

Questi tre duomi, in ogni caso, possono essere sicuramente considerati come il gruppo dei duomi più vecchi. Anche il duomo Trapesina (3), infatti, può essere incluso in questo gruppo, tenuto conto dell'evidente grado di erosione dei suoi fianchi e della sviluppata presenza di suolo e vegetazione. Le sovrapposizioni osservabili in campagna rispetto al duomo confinante Profitis Elias, soprattutto nella parte alta e nel lato nord, fanno pensare comunque a un ordine temporale di messa in posto in cui il Trapesina si sovrappone al lobo più occidentale del Profitis Elias. La superficie sommitale di questo duomo presenta inoltre una morfologia piuttosto piatta, dovuta alla formazione di un cratere di crollo nella parte apicale. Questi duomi più antichi, con le loro morfologie accidentate e rugose, i fianchi ripidi e basi sommariamente circolari possono essere classificati come dei duomi tipo *spiny* (Fink & Griffith, 1998; Lyman et al. 2002). I duomi Karaviotis (5) e Boriatico (6), messi in posto agli estremi opposti del lineamento strutturale determinante il generale allineamento di tutti i duomi, possono essere considerati invece i più giovani.

Karaviotis, esterno alla caldera nella parte SO dell'isola, è il più grande tra tutti i duomi estrusi e presenta due ampi lobi (Katero e Lefko). Questo duomo presenta una morfologia frastagliata, con una scarsa alterazione e copertura vegetativa. I due lobi formano ripide scogliere, caratteristica che potrebbe fare pensare a una messa in posto ulteriormente più recente del corpo centrale. Data la morfologia articolata, con due bracci ben distinti, il Karaviotis può essere considerato un duomo tipo *spiny-lobate* (Fink & Griffith, 1998; Lyman et al. 2002). Il duomo Boriatico, situato tra i duomi Nifios e Sterna e il bordo N della caldera, è quello che raggiunge invece le quote minori (c.ca 500 m s.l.m., appena sopra il bordo calderico) e presenta una morfologia a panettone, visibilmente più piatta di tutti gli altri duomi, tipo *platy-lobate* (Fink & Griffith, 1998; Lyman et al. 2002). Al suo interno si notano inoltre spessi livelli di vere e proprie colate laviche. Questo duomo presenta una limitata copertura di suolo con poca vegetazione, affioramenti ben esposti e superfici poco alterate. Tenuto conto di queste osservazioni, Boriatico potrebbe rappresentare il duomo in assoluto più giovane messi in posto a Nisyros (insieme ai lobi del Karaviotis, secondo l'interpretazione di Ganseki, 1991). Anche dal punto di vista topografico questi ultimi due duomi si distinguono dal gruppo precedente per curve di livello più frastagliate e irregolari, indice di un rilievo effettivamente articolato, caratterizzato da numerose asperità.

Il duomo Nifios (4), infine, presenta a mio parere delle caratteristiche intermedie. Questo duomo è, insieme allo Sterna, il più piccolo tra quelli messi in posto a Nisyros e presenta una morfologia articolata in due distinti lobi, che scendono verso il bordo NO della caldera, con caratteri di tipo *spiny-lobate* (Fink & Griffith, 1998; Lyman et al. 2002) e un abbondante detrito alla base. Tuttavia non presenta fianchi particolarmente seganti da erosione e manca di una importante copertura di licheni, tipica invece dei vicini Sterna e ProfitisElias, con affioramenti ben esposti e poco alterati. La topografia mostra però curve di livello regolari che disegnano un pendio complessivamente più uniforme. La vegetazione è piuttosto abbondante, ma dominata da arbusti e cespugli. Queste caratteristiche potrebbero indicare uno stadio intermedio di messa in posto, forse successiva ai duomi confinanti, ma precedente ai duomi Karaviotis e Boriatico. La presenza di abbondante detrito di base rende, comunque, difficilmente verificabili i contatti con i duomi circostanti.

In generale, ogni duomo è caratterizzato dalla presenza di un grossolano (più o meno abbondante) detrito di versante alla base, dovuto ai frequenti crolli e alla generale instabilità di queste strutture e del loro carapace. Si tratta principalmente di blocchi di duomo che franano dalla sommità o dalle parti più scoscese del versante. Ad eccezione di questo detrito di versante, non si rilevano depositi legati a fenomeni di flusso piroclastico (*block and ash flow*), che di solito accompagnano la messa in posto di duomi, soprattutto a causa di fenomeni di collasso dei fianchi, ma anche di esplosione, del duomo. All'interno di questi duomi sono evidenti numerosi inclusi magmatici, evidentemente di natura diversa dalla roccia ospite, che costituiscono una delle caratteristiche geologiche più significative di questo vulcano (fig. 4.8).



Figura 4.8 Esempi di come si presentano gli inclusi in affioramento

Gli inclusi, presenti all'interno di questi duomi lavici, sono facilmente osservabili in affioramento, nelle pareti più esposte, grazie al profilo di erosione che li evidenzia.

La percentuale di inclusi stimata all'interno di ogni duomo, presenta leggere variazioni tra un sistema di duomo e l'altro, con una certa sistematicità, rispetto alle loro dimensioni medie osservabili, come sottolineato anche da Lodise (1987) e Ganseki (1991).

In campagna è stato possibile osservare sistematicamente queste variazioni. Successivamente, lavorando sul materiale fotografico, per mezzo di una ideale griglia metrica, sono state ottenute delle stime, più possibile accurate e rappresentative, delle percentuali di inclusi presenti nei diversi duomi e delle loro dimensioni, massime, minime e medie, verificando e integrando le osservazioni esistenti (dettagli in Appendice III).

Su questa base è possibile affermare che tendenzialmente i duomi più giovani come Karaviotis e Boriatico presentano al loro interno una quantità di inclusi maggiore e mediamente di dimensioni più piccole; in particolare, per Boriatico appare evidente la mancanza di una classe dimensionale prevalente, come si nota invece negli altri sistemi (tabella 1).

Il duomo Nifios inoltre è quello che presenta la dimensione media degli inclusi maggiore, in effetti è proprio in questo sistema che si ritrovano gli inclusi maggiori tra tutti i duomi post-caldera. Va specificato che l'ampia copertura di licheni presente specialmente sulle rocce dello Sterna e del Profitis Elias ha reso più difficile una valutazione per questi sistemi.

Sistema	inclusi	L min	L max	media	prevalenza dimensioni medie
Profitis Elias	5%	2 cm	50 cm	10-12 cm	?
Trapesina	7-8%	1 cm	60 cm	6 cm	60%
Sterna	5-7%	2 cm	80 cm	6-12 cm	?
Nifios	8-10%	1 cm	1 mt	20 cm	70%
Karaviotis	7-13%	2 cm	40 cm	4-6 cm	70%
Boriatico	10%	< 1 cm	80 cm	1-5 cm	?

Tabella 1: variazione delle dimensioni e abbondanze percentuali, stimate in campagna, per gli inclusi magmatici presenti nei sistemi di duomi post-caldera. Nell'ultima colonna i punti interrogativi indicano la difficoltà di stabilire una classe dimensionale prevalente nei sistemi corrispondenti. Per il sistema Karaviotis, la percentuale di inclusi nei lobi, considerati più recenti del corpo centrale, è variabile tra 11-13%.

Il campionamento è stato condotto in maniera sistematica su tutti e sei i sistemi di duomo presenti al fine di avere una rappresentazione completa di questo sistema (fig. 4.1, campioni da NIS264 a NIS311 e da NIS325 a NIS350).

I campioni sono stati prelevati per quanto possibile sia presso la base che verso il tetto di ogni duomo, sia per quel che riguarda la parte di duomo vera e propria che gli inclusi.

Ogni campione di duomo è stato scelto in base alla freschezza, cercando di evitare le parti più scoriacee e pomicee legate al flusso e al degassamento nel corso della messa in posto. Le striature pomicee rappresentano infatti le vie di fuga dei gas al momento della messa in posto del duomo e rappresentano un indizio importante nella ricerca di inclusi all'interno della massa rocciosa. Il corpo dell'incluso è infatti spesso circondato da un'aureola pomicea nella roccia ospite, conseguenza diretta del degassamento.

4.2.2 Caratteristiche degli inclusi magmatici nei duomi post-caldera

La presenza di inclusi magmatici, all'interno dei prodotti evoluti, emessi nella fase di attività più recente di Nisyros e in particolare all'interno dei duomi post-caldera, è stata ampiamente segnalata e osservata (es. Di Paola 1974; Wyers & Burton, ; Lodise, 1987;

Vougioukalakis,) e sulla loro natura si sono succedute nel tempo varie interpretazioni: per primo, Di Paola (1974) li interpreta come xenoliti, legati a un processo di cumulo in una camera magmatica superficiale dal magma che poi forma l'incassante, mentre Lodise (1987) li definisce genericamente come inclusi magmatici ad orneblenda.

Gli inclusi, hanno, nel complesso, dimensioni variabili da centimetriche a metriche (raggiungono in alcuni casi anche 1.5 m, nel loro asse maggiore di allungamento). Le morfologie osservate vanno da rotondeggianti a ovoidali, con forme più allungate negli inclusi di dimensioni maggiori (sopra i 15 cm), con superfici caratterizzate da golfi e anse di deformazione plastica e morfologie di crenulazione (fig. 4.10).

Più raramente si osservano inclusi con bordi netti e squadriati. Frequentemente si possono osservare evidenti bordi di raffreddamento (*chilled margin*), talvolta anche ben sviluppati. Molto evidenti già da un'osservazione sul campione a mano sono fenomeni di ingressione di fenocristalli di feldspato (plagioclasti essenzialmente) probabilmente provenienti dal duomo, all'interno del corpo dell'incluso. Questo processo potrebbe essere responsabile dell'evidente porfirità di alcuni inclusi.

Il campionamento è stato condotto cercando di raccogliere l'intera variabilità degli inclusi presenti, sistema per sistema. In campagna, infatti, oltre alle dimensioni variabili, sono state osservate tutta una serie di altre caratteristiche che hanno permesso di identificare delle tipologie ricorrenti.



Figura 4.10: a- incluso caratterizzato da golfi e anse di deformazione plastica; b- superficie di crenulazione in incluso; c- incluso con esteso chilled margin affetto da ingressione di plagioclasti dal corpo del duomo; d- sottili aureole pomicee di degassamento intorno a inclusi

Tra i caratteri discriminanti in primo luogo è stato osservato il colore: esistono infatti inclusi di colore grigio, chiaro o molto scuro, grigio-verde, rossicci o marcatamente rossi. Sulla base delle nostre osservazioni, non sembra esserci una sistematicità legata al colore

nei diversi sistemi di duomo. Gli inclusi rossicci e grigi sono quelli più ricorrenti. Soltanto nel sistema Sterna e nella parte alta del lobo sud di Profitis Elias, sono stati osservati campioni di colore marcatamente rosso in quantità rilevanti; questa colorazione è probabilmente indicativa di una forte ossidazione della roccia legata a condizioni più ossidanti del sistema. Un'altra evidente caratteristica è la dimensione dei cristalli che compongono la massa di fondo dell'incluso, la maggior parte presenta comunque una massa di fondo molto fine. Nella maggior parte dei casi, questa massa di fondo appare caratterizzata dalla presenza di minerali scuri, allungati (presumibilmente anfiboli) e di una parte più chiara (presumibilmente costituita da plagioclasio) in proporzioni variabili. Inclusi apparentemente privi di anfiboli sono stati osservati in misura nettamente inferiore e appaiono generalmente di colore più scuro. Anche la vacuolarità è una caratteristica variabile tra gli inclusi. La maggior parte di questi presenta un aspetto poroso e vacuoli arrotondati o allungati, di dimensioni variabili da 1 a 4 mm, concentrati sia nella parte centrale dell'incluso che verso il bordo vicino al contatto con il duomo. Secondo le interpretazioni presenti in letteratura (vedi Capitolo 1) si tratta di vescicole di degassamento del tipo *segregation vesicles*. Alcune di queste vescicole appaiono parzialmente o totalmente riempite di materiale cristallino, generalmente chiaro.

Anche il grado di porfiricità varia all'interno della popolazione degli inclusi osservati: nella maggior parte dei casi gli inclusi appaiono afirici o sub-afirici con solamente qualche fenocristallo o macrocristallo chiaro di plagioclasio. Talvolta è possibile tuttavia osservare inclusi più porfirici, con fenocristalli sparsi al loro interno, fino a campioni estremamente ricchi in fenocristalli, come in NIS327, NIS278. Questa peculiarità non riflette particolari sistematicità legata alle altre caratteristiche degli inclusi, né al sistema di appartenenza. Altra caratteristica molto importante è la presenza di un *chilled margin* o di interdigitazioni con l'incassante. L'identificazione in campagna del *chilled margin* è possibile solo quando questo è ben sviluppato o molto vetroso e riesce a produrre una banda di colorazione più scura tutto intorno al bordo dell'incluso. In molti casi è stato possibile identificare un *chilled margin* ben sviluppato, talvolta interessato da fenomeni di ingressione da parte di fenocristalli, in altri casi il contatto è invece apparso netto e privo di un bordo di raffreddamento. Le interdigitazioni con il duomo sono presenti in molti inclusi osservati nei diversi sistemi. In alcuni sono particolarmente evidenti con porzioni di materiale cristallino, chiaro costituito da fenocristalli traslucidi o lattiginosi (probabilmente quarzo e/o plagioclasio), che si allungano dal duomo all'interno dell'incluso e sono ben evidenti nel campione a mano.

Un'ultima caratteristica osservata in molti inclusi, specialmente in quelli di dimensioni maggiori, è la presenza al loro interno di zone a diversa cristallinità, conferita principalmente da una diversa abbondanza relativa tra la fase chiara e quella fetica costituenti la massa di fondo, oppure da una diversa dimensione dei cristalli. Talvolta si osservano invece veri e propri inclusi nell'incluso, definiti da bordi netti, con struttura afirica e granulometria fine, generalmente più vacuolari dell'incassante, ma di fatto molto simili nell'aspetto generale agli inclusi finora descritti. La natura di questi inclusi nell'incluso potrebbe essere quindi analoga a quella dell'incluso ospite, in questo caso si tratterebbe di inclusi legati a una ulteriore intrusione di magma in quello che costituisce l'incluso incassante.

Tutte queste particolarità sono state successivamente tenute in considerazione nel corso dell'analisi petrografica al microscopio, al fine di verificare le distinzioni e le valutazioni fatte in campagna.

4.3 Yali

L'isola di Yali è costituita, come già descritto nell'introduzione geologica, da due parti: quella a sud, costituita esclusivamente da prodotti piroclastici, dove si colloca il maggiore fronte di cava, l'altra, a nord, caratterizzata principalmente da lave e dalle piroclastiti del *tuff ring* di Kamara.

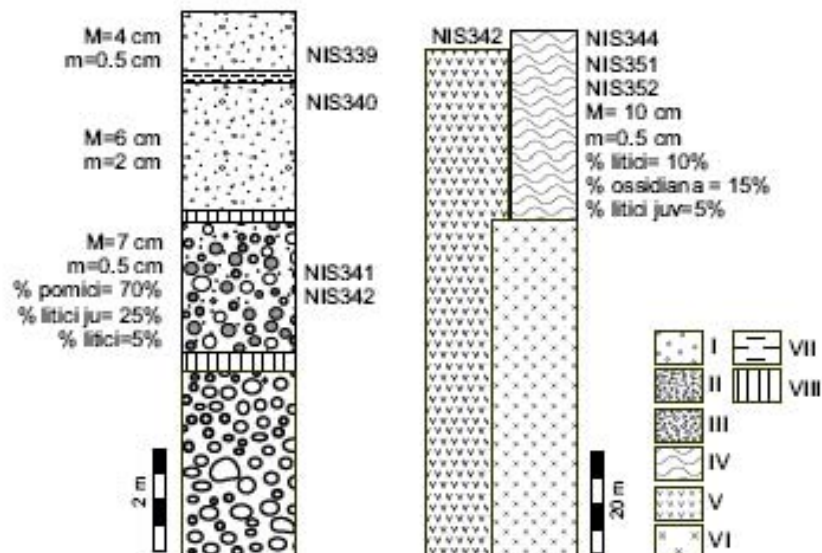


Figura 4.11: a: l'isola di Yali. E' composta da due aree una a SO, costituita esclusivamente da prodotti piroclastici, una a NE, costituita da colate e duomi lavici di composizione evoluta. Le due porzioni sono collegate da un istmo sedimentario. b: particolare della parte SO. c: particolare della parte NE. d: colonne stratigrafiche relative alle due zone con posizionamento dei campioni prelevati e caratteristiche dei depositi osservati. L'abbreviazione 'ju' sta per juvenile. Legenda di SO: I- livelli di epiclastiti; II- *fallout* subaereo (YUP - *Yali Upper Pumice*); III- *fallout* sottomarino/flusso denso di pomice (*Yali Lower Pumice*), P- Paleosuolo; legenda NE: I- Tuff-ring; II- Duomo di Kamara; III- Duomi e colate laviche perlitico-ossidianece.

Quattro campioni sono stati prelevati dal deposito piroclastico subaereo di *fallout* (Allen e McPhie, 2000), qui denominato YUP, e dai livelli rimaneggiati superiori. Altri tre campioni provengono dal deposito di *tuff ring* (indicato come YTR), mentre un ultimo campione è stato prelevato dal duomo perlitico-ossidianece della fase magmatica finale (YFL).

La localizzazione esatta dei campioni è specificata in figura 4.1b, la ricostruzione stratigrafica è mostrata in figura 4.11d.

4.3.1 Piroclastiti subaeree (*Yali Upper Pumice* – YUP-)

Il deposito di *fallout* (YUP) è ben esposto a Yali nella parte alta del fronte di cava principale, nella zona sud dell'isola (fig.4.12a). Si tratta del primo deposito subaereo associato al centro eruttivo di Yali, dopo una fase di attività, effusiva e debolmente esplosiva, in ambiente sottomarino, probabilmente a basse profondità (Allen e McPhie, 2000). Piccoli e sparsi depositi ad esso correlabili si ritrovano anche a Nisyros, sia all'interno della caldera (lungo la strada sotto il paese di Emborion) che all'esterno (a Castro e lungo la strada per il monastero di Ag. Eangelista – Monastery-) come descritto anche da Keller et al. (1990), Limburg e Varekamp (1991), Francalanci et al (1995) e Volentik et al. (2002, 2005 a-b), che li indicano come ya_j. Trovandosi su una piccola isola, il deposito manca di una buona continuità laterale e soprattutto della sua parte di stala, depositatasi in mare; tuttavia sulla base degli affioramenti presenti Varekamp et al. (1989) hanno individuato il centro di questa esplosione in una zona compresa tra Yali e Nisyros.



Figura 4.12: a: principale affioramento di YUP a Yali, al tetto del fronte di cava; b: deposito di caduta attribuito al Yfo a Nisyros nella zona nord dell'isola lungo la strada che conduce al monastero di Ag. Costantinos.

Si tratta di un livello di caduta di spessore variabile di circa 2-3 m, nella zona del fronte di cava. E' composto prevalentemente da pomice chiare (circa 70% dello juvenile) e subordinati litici juvenili, che aumentano verso l'alto del livello, ai quali si aggiungono pochi litici di natura scistosa, provenienti dal basamento. Le pomice hanno dimensioni medie di 2-

4 cm con una dimensione minima di 0.5 cm e una massima di 7 cm (Fig. 4.13b), hanno un colore molto chiaro e forme leggermente arrotondate. I litici juvenili hanno un colore grigio chiaro, mostrano superfici globose, che ne attestano la natura magmatica, e dimensioni confrontabili con quelle osservate per le pomice (Fig. 4.13a).

Come per l'UP di Nisyros anche in questo caso si ritrovano pomice striate che mettono in evidenza la coesistenza di due magmi diversi al momento dell'eruzione (Fig. 4.13c, d). Nel complesso il deposito si presenta piuttosto classato, massivo, con una stratificazione conferita presumibilmente da una litificazione differenziale (Fig. 4.12a). Nel complesso la matrice è scarsa, molto fine e di colore chiaro. Da questo livello campioniamo sia le pomice (NIS341) che i litici juvenili (NIS342).

Lo YUP si imposta al di sopra di un paleosuolo, legato ad un antico terrazzo marino, che chiude la sottostante sequenza piroclastica delle *Yali pumice breccia* (Allen e McPhie, 2000), o *Yali Lower Pumice* (Vougioukalakis, 1983), ed è chiuso al tetto da un paleosuolo neolitico (Vougioukalakis, comunicazione personale), definito da Allen e McPhie (2000) come un *pale brown massive tephra*, di circa 30 cm di spessore, che ne post-data la messa in posto.

Come evidenziato anche da Allen e McPhie (2000), al di sopra di questo ultimo paleosuolo, chiudono la sequenza stratigrafica dei livelli di materiale evidentemente rimaneggiato (Fig. 4.14) e fortemente pedogenizzato, separati tra di loro da sottili livelli pedogenizzati, simili a paleosuoli (genericamente definiti come orizzonti di *pale brown poorly sorted tephra* da Allen e McPhie (2000), (fig. 3.3 Capitolo 3). I due livelli da noi campionati, sono costituiti essenzialmente da pomice arrotondate, in una matrice cineritica, con una sottile stratificazione incrociata. Questi depositi possono essere definiti come delle epiclastiti ricche in pomice.

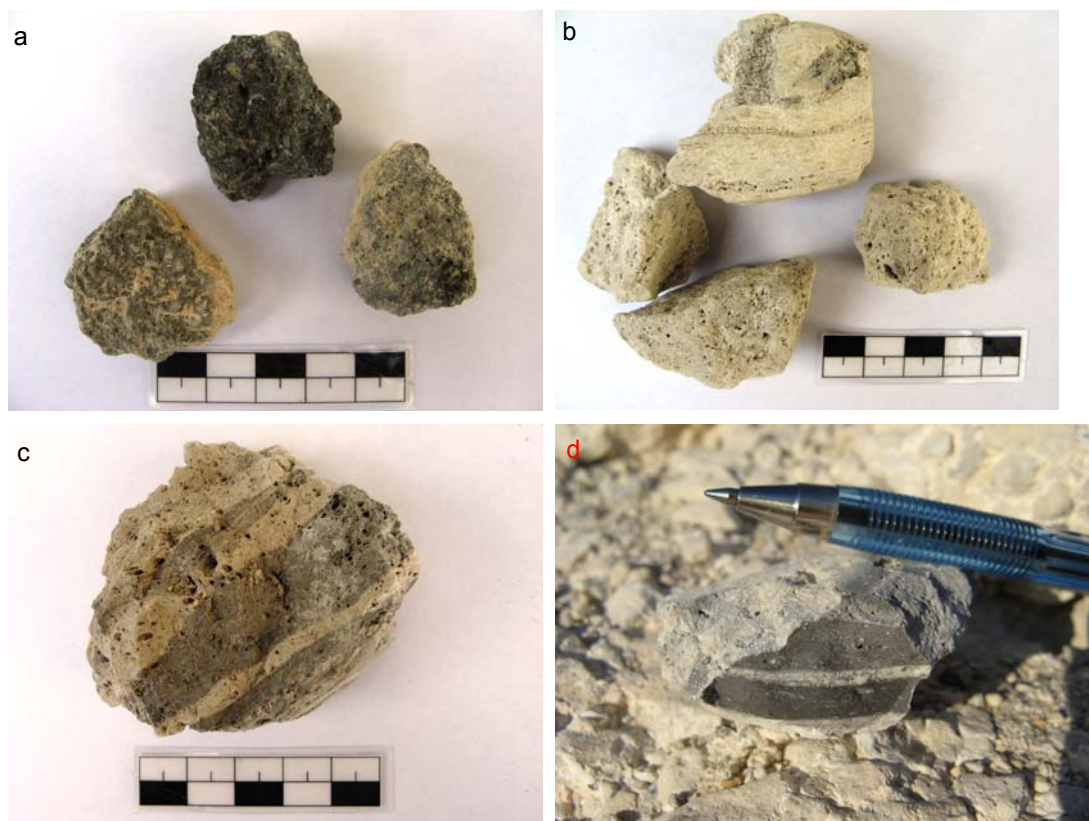


Figura 4.13 a: NIS342, litici juvenili; b: NIS341, pomice; c-d: due esempi di doppio juvenile a contatto

Il livello inferiore, da noi denominato *RInf* (individuato come *very thinly stratified pumice & lithic pebble gravel* di Allen e McPhie, 2000), è spesso circa 3 m e ha un aspetto finemente stratificato; il livello superiore, *RSup*, invece ha uno spessore molto inferiore, circa 1.5 m, visibile nella zona della cava.

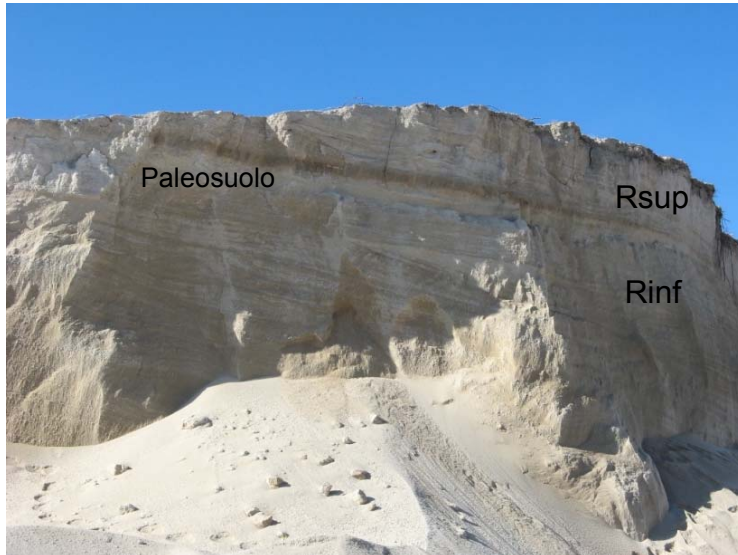


Figura 4.14 Livelli rimaneggiati nella parte alta del fronte di cava, nella parte SO dell'isola di Yali

Le pomice che compongono questi due livelli mostrano in entrambi i casi uno spinto arrotondamento e superfici evidentemente alterate, appaiono poco cristalline, quasi afiriche, dense e finemente vescicolare (fig. 4.15a). Le pomice che compongono il livello inferiore sono mediamente più grossolane con dimensioni che variano da 2 a 5-6 cm, mentre quelle del livello superiore sono più piccole e omogenee con dimensioni medie di circa 1 cm (fig. 4.15b).

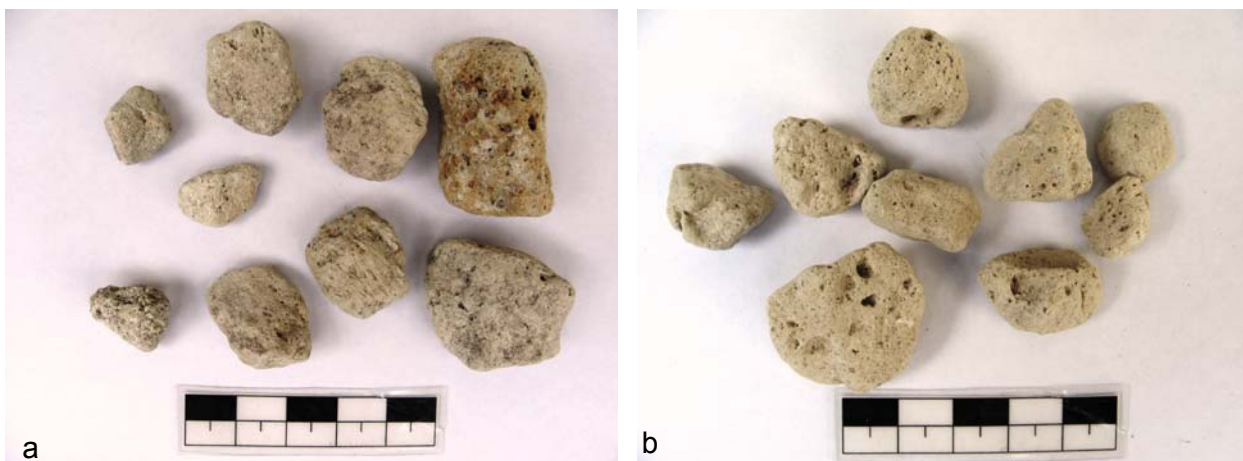


Figura 4.13 a: NIS339; b: NIS340

Tali osservazioni concordano con quanto riportato da Allen e McPhie (2000). Da entrambi i livelli sono state prelevati dei campioni di pomice NIS339 da RI e NIS340 da RII.

La presenza di questi due livelli di epiclastiti poste al tetto della sequenza piroclastica costituita dalle *Lower e Upper Pumice*, pone un quesito in merito alla loro provenienza.

L'estensione limitata e frammentaria degli affioramenti permette solo un'osservazione ristretta dei contatti e delle sovrapposizioni stratigrafiche; non è stato ritrovato inoltre alcun elemento che permetta la ricostruzione della posizione *in situ*, originaria di questo deposito e di conseguenza la possibilità di supporre una genesi precisa. Le pomice che compongono i due livelli rimaneggiati, per quanto notevolmente più arrotondate, presentano caratteristiche simili a quelle del livello di *fallout*, inoltre non si hanno prove di eventi esplosivi successivi a quello che ha generato lo YUP, neanche nei depositi presenti nella piccola isola di Ag. Antonios, prossima alle coste di Yali. Questo porterebbe a interpretare queste epiclastiti, dei livelli R-Sup e R-inf, come depositi di detrito, risedimentati da una porzione del deposito di YUP, originariamente situato su di un alto topografico e attualmente non più visibile. Questa ipotesi invoca la presenza di notevoli movimenti tettonici in un periodo molto recente, che coinvolgono la zona di Yali ribassando la parte NE dell'isola (dove attualmente troviamo i duomi e il tuff-ring, attribuiti alla fase più recente di attività) con un rigetto di almeno 100 m. Secondo quanto affermato da vari autori (Pe Piper e Piper, 1997; Pe Piper et al. 2002) l'area di Nisyros è stata interessata, in effetti, da un'imponente tettonica Quaternaria che potrebbe giustificare quest'interpretazione.

In questo senso, il campionamento da noi eseguito ha come obiettivo quello di tentare una indagine geochimico-isotopica che permetta di far luce sulla possibile provenienza di queste pomice rimaneggiate.

4.3.2 Tuff ring (YTR) e lave

Il tuff ring è un deposito piroclastico di attività freatomagmatica, costituito da alternati livelli di caduta e di surge, ben stratificati e ricchi di materiale juvenile, con litici centimetrici sparsi di varia natura (fig. 4.16) spesso caratterizzati da una spinta ossidazione. Questo deposito raggiunge fino a 10 m di spessore e occupa un'area limitata (circa 0.25 km²), ricoprendo parzialmente le sottostanti lave del duomo di Kamara. Lo juvenile presenta una spinta frammentazione e genera livelli di caduta ben classati massivi o gradati sia in maniera diretta che inversa, con matrice cineritica interstiziale. Numerosi frammenti di ossidiana si ritrovano in tutti i livelli, anche sottoforma di bombe che creano evidenti morfologie d'impatto. Il deposito è facilmente visibile lungo la strada che porta al secondo e più piccolo stabilimento di cava e recentemente è stato esposto in maniera estesa da un nuovo fronte di cava aperto nel lato. Da qui sono stati campionati i frammenti di materiale juvenile perlitico (NIS351) e alcuni litici di probabile natura juvenile (NIS344 e NIS352) (punto c in fig. 4.1b). La porzione perlitica presenta una morfologia piuttosto spigolosa, densa, con evidenti strutture di flusso accentuate spesso da una striatura di colore grigio chiaro-bianca, talvolta anche molto evidente. Sono campioni praticamente afirici con una vescicolazione molto fine e dimensioni variabili da 0.5 cm a 6-7 cm. I litici prelevati hanno un colore grigio e presentano delle superfici corrugate simili a una crenulazione, sono densi e mostrano una vescicolazione con vacuoli di 2-3 mm spesso allineati lungo quelle che sembrano linee di degassamento. Sono porfirici con fenocristalli di olivina e pirosseni ben evidenti.

Le lave sono state campionate lungo la strada che porta al tuff ring (punto b in fig. 4.1b) e vengono considerate come gli ultimi prodotti emessi dall'attività magmatica di Yali, probabilmente anche successivi al tuff ring, considerando le geometrie di campagna (Vougiokalakis, comunicazione personale).



Figura 4.16: a. Deposito di *tuff ring*, nella parte NE dell'isola di Yali; b-c: particolare del livello campionato

4.4 Considerazioni conclusive

Sulla base delle osservazioni raccolte in campagna è possibile trarre le seguenti conclusioni:

1. Morfologia dei duomi. La morfologia dei duomi è indicativa delle caratteristiche chimico-fisiche del magma e delle modalità di messa in posto (Fink e Griffin 1998; Lyman et al. 2002). Osservazioni di questo tipo possono essere utili soprattutto ai fini di considerazioni sulla fluidità e quindi anche sulla temperatura relativa che poteva avere il magma costituente i diversi sistemi. In generale, le morfologie *spiny* dei duomi più antichi indicano un magma più viscoso e meno fluido, che estrude dando luogo a un duomo a blocchi, mentre per i duomi più giovani, soprattutto Boriatico, le forme più allungate e piatte indicano un magma indubbiamente più fluido e caldo.

2. Presenza e caratteristiche degli inclusi. Le morfologie plastiche degli inclusi e la presenza di evidenti *chilled margin*, sono caratteristiche che permettono di affermare che la messa in posto all'interno del magma ospite avviene allo stato fluido e che le differenti caratteristiche chimico-fisiche dei due magmi, sono tali da impedire un mescolamento, favorendo, invece, un processo di *mingling*.

La variazione nelle dimensioni e nelle percentuali di inclusi presenti nella roccia ospite, rende conto, inoltre, dell'entità dei fenomeni di interazione tra questi due magmi nel tempo, ed apre, eventualmente, delle questioni sui volumi implicati in questo processo e sulle variazioni avvenute tra un sistema e l'altro. In considerazione del fatto che le stime percentuali effettuate in campagna sono soggette a un errore legato a una maggiore o minore rappresentatività delle superfici scelte, è possibile affermare che i dati ottenuti forniscono indicazioni non tanto in merito ad un maggiore o minore apporto (volumetrico) di magma mafico nel sistema nel tempo, quanto ad una variazione nelle dinamiche/entità dell'interazione tra i due magmi.

In considerazione delle osservazioni fatte e delle analisi eseguite, l'entità dell'interazione tra i due magmi, appare più intensa, procedendo verso i sistemi di duomo più giovani (Boriatico e Karaviotis, in particolare). In questi duomi si osserva, infatti, un lieve ma consistente

aumento percentuale degli inclusi, accompagnato da una diminuzione delle dimensioni medie ricorrenti, rispetto ai duomi più vecchi.

3. Depositi associati. La mancanza di depositi di *block and ash flow* indica una messa in posto relativamente tranquilla di questi duomi, priva di eventi di collasso o di esplosione che avrebbero potuto generare fenomeni di flusso o frane importanti. Da questo si potrebbe dedurre, quindi, che il tasso di emissione/estrusione del materiale lavico si è mantenuto più o meno stabile nel tempo, con una corrispondente costanza nel tasso di approvvigionamento di materiale dalla camera magmatica. Estendendo il concetto all'assetto tettonico si potrebbe pensare che, in tutto questo periodo, i condotti di uscita del magma o quanto meno della fase gassosa siano rimasti più o meno aperti impedendo un aumento della pressione nel sistema che avrebbe potuto portare a un'esplosione.

4. Volumi coinvolti. Il volume totale dei sei duomi, messi in posto nel corso dell'attività post-caldera, è stato da noi stimato essere circa 2.4 km^3 , per un'area totale di circa 9.5 km^2 . Questo volume risulta nettamente inferiore rispetto a quello stimato da Vroon (1986), che indicava un valore di 3.5 km^3 . Le nostre stime sono state effettuate su base topografica, attraverso una ricostruzione di solidi cilindroidi dalle curve di livello, secondo la formula delle sezioni ragguagliate.

Nello stesso modo si è tentato di calcolare anche i volumi emessi per ogni sistema di duomo. I contatti tra i duomi sono stati assunti sub-verticali e poi corretti in base alle sovrapposizioni ipotizzate, ricostruendo una topografia ipotetica in base dell'andamento delle curve di livello. È stata computata, inoltre, la porzione dei duomi al di sotto del detrito di riempimento della caldera, attribuendo al detrito uno spessore di circa 100 m, sulla base delle informazioni presenti in letteratura e delle perforazioni eseguite per indagini geotermiche (Geotermica Italiana, 1993). I risultati ottenuti sono riassunti in tabella 1 di figura 4.11 e mettono in evidenza che più della metà del volume totale emesso, è attribuibile ai duomi di Karaviotis e Profitis Elias, che mostrano volumi molto simili tra loro.

In tabella 2 viene mostrato anche il tasso di effusione (Q) e il tempo di messa in posto (t), minimi e massimi, calcolati per questi duomi. Il calcolo viene eseguito utilizzando la formula Fink e Griffith (1998) in cui vengono inseriti il volume ottenuto per ogni duomo, il parametro morfologico Ψ_B , minimo e massimo, ricavato da Fink e Griffith (1998), (Capitolo 1, fig. 1.1), sulla base della morfologia del duomo considerato, e parametri chimico-fisici, quali densità (ρ), stress interni (σ_0) e tempi di solidificazione superficiale del magma (t_s), attribuiti ad ogni duomo sulla base di valori di letteratura, per magmi di composizione analoga a quelli in questione (tabelle 3, 4 di figura 4.11). In particolare, per i duomi preistorici viene assunto che $T_e = T_g$; ovvero viene assunto che la temperatura del magma al momento della fuoriuscita (T_e) da cui dipende t_s (tempo necessario per la solidificazione), sia identica alla temperatura di formazione del vetro (T_g) che regola il trasferimento di calore e quindi a sua volta inciderebbe su t_s . I valori ottenuti per i tassi di effusione variano da un minimo di 0.65 a $7.5 \text{ m}^3/\text{s}$ per Profitis Elias, Sterna e Trapesina, poco superiori sono quelli di Nifios e Karaviotis, mentre aumentano notevolmente per il duomo più recente di Boriatico, da 2.5 a $25 \text{ m}^3/\text{s}$, in funzione della composizione meno evoluta e del fattore morfologico. Per il duomo Karaviotis è stata applicata, per confronto, anche la formula di Lyman et al. 2004, per la messa in posto di duomi su una superficie inclinata, valutando l'inclinazione del fianco SO di Nisyros di circa 30° .

Tabella 1

	Volume	Area
DUOMI	km ³	km ²
Profitis Elias	0.74	2.09
Sterna	0.17	0.67
Trapesina	0.33	1.21
Nifios	0.19	0.64
Boriatico	0.22	0.97
Karaviotis	0.79	3.98
Karaviotis**	0.79	3.98
Totale	2.44	9.55
Nisyros	8.51	
Nisyros pre-duomi	7.15	

Tabella 2

$$Q = \Psi_B / t_s * (\sigma_0 / g \Delta \rho)^3$$

DUOMI			SiO ₂	ρ	t_s	σ_0	Ψ_B Min	Ψ_B Max	Q	t (V/Q)
			wt%	kg/m ³	s	10 ⁵ Pa			m ³ /s	anni
Profitis Elias	Riolite	Spiny	70.13*	2400	32	3.0	0.01	0.12	0.65-7.76	36-3
Sterna	Riolite	Spiny	70.98	2400	32	3.0	0.01	0.12	0.65-7.77	8 - 258gg
Trapesina	Riolite	Spiny	69.70	2400	32	3.0	0.01	0.12	0.65-7.78	16-1
Nifios	Riodacite	Spiny-Lobate	68.26	2450	50	2.5	0.03	0.3	0.68-6.75	9 - 323gg
Boriatico	Dacite	Platy-Lobate	66.96*	2500	65	2.0	0.3	3.0	2.50-25.03	3 - 101gg
Karaviotis	Riodacite	Spiny-Lobate	69.43*	2450	50	2.50	0.03	0.3	0.68-6.75	37-4
Karaviotis**	Riodacite	Spiny-Lobate	69.43*	2450	50	2.50	0.04	0.11	0.90-2.47	28-10

Q= effusion rate

* = valori medi

** = stima effettuata con il metodo di Lyman et al., 2004

t=tempo di messa in posto

 ρ = densità t_s = tempo di solidificazione σ_0 = stress interni al flusso lavico

Tabella 3

Composizione	a	b	c	c
	SiO ₂ wt%	ρ kg/m ³	t_s s	σ_0 10 ⁵ Pa
Rhyolite	>68	2400	32	3.0
Rhyodacite		2450	50	2.5
Dacite	63-68	2500	65	2.0
Silicic andesite		2550	78	1.5
Andesite	57-63	2600	90	1.0
Basaltic andesite	52-56	2650	150	0.5

a = Cas and Wright, 1987

b = Griffiths and Fink, 1992 ; Murase and McBirney, 1973 Anderson and Fink, 1992

c = Fink and Griffiths, 1998

Tabella 4

	Te °C	Tg °C	t_s , s	σ , 10 ⁵ Pa
Rhyolite	820	670	32	3.0
Rhyodacite	885	685	50	2.5
Dacite	950	700	65	2.0
Silicic andesite	975	710	78	1.5
Andesite	1000	720	90	1.0

Fink and Griffiths, 1998

Figura 4.11: tabella riassuntiva dei risultati ottenuti per il calcolo dei volumi, dei valori del tasso di effusione e dei tempi di messa in posto per ogni duomo studiato. Le tabelle 2 e3 sottostanti riportano i valori di letteratura di parametri utilizzati. La formula per il calcolo di Q (=tasso di effusione) è evidenziata in grassetto nella prima tabella. T_e = temperatura del magma al momento della messa in posto; T_g = temperatura di transizione del vetro; t_s = tempo di solidificazione. I volumi totali dell'isola di Nisyros si riferiscono alla sola porzione subaerea. Il volume del duomo Karaviotis invece è stato stimato considerando anche la sua porzione sottomarina.

Il risultato di quest'ultima valutazione, fornisce una stima inferiore del coefficiente di effusione massimo che, di conseguenza, risulta in un tempo minimo di messa in posto più alto.

Il tempo di messa in posto è ottenuto in base al tasso di effusione calcolato, assumendolo costante nel tempo e ipotizzando un'attività continua, senza interruzioni. Questa assunzione è estremamente riduttiva di ciò che accade realmente, in quanto la messa in posto di duomi è spesso caratterizzata da momenti di stasi e da variazioni nel tasso di emissione del

magma, che di norma tende a diminuire nel tempo, ma può presentare fluttuazioni in funzione della dinamica del sistema di approvvigionamento. Ciò significa che la stima ottenuta fornisce solamente dei tempi indicativi, ma è comunque utile per avere un ordine di grandezza, specialmente in un contesto di questo tipo dove abbiamo duomi ormai inattivi. I tempi medi di messa in posto ottenuti sono confrontabili con quelli osservati per molti duomi attivi di analoga dimensione, composizione e forma; solamente Boriatico presenta un tasso di effusione massimo molto elevato, che potrebbe essere sovrastimato. Valori simili di Q sono comparabili comunque ad alcuni dei più alti tassi di effusione registrati per i duomi attivi in certe fasi della messa in posto (es. $40\text{m}^3/\text{s}$ sono stati registrati per un lobo del duomo del Mt. St. Hélens nel giugno del 1981, oppure $22\text{m}^3/\text{s}$ per il duomo andesitico di Lamington, formatosi nel 1951 in Papua Nuova Guinea). Il Q massimo di Boriatico potrebbe essere quindi interpretato come un valore rappresentativo di un periodo limitato, magari nel corso della fase iniziale di messa in posto.

5. Yali. Per quanto riguarda la vicina isola di Yali, possiamo affermare che l'attività recente che ha interessato il centro di Yali, si colloca in un periodo di tempo successivo alla formazione della caldera di Nisyros. Per quanto riguarda la fase di attività esplosiva, che ha portato alla formazione del deposito di YUP, è probabile che sia avvenuta nel periodo intercorso tra il collasso calderico e l'inizio della messa in posto dei duomi, in quanto, a Nisyros, si ritrovano affioramenti attribuibili allo YUP all'interno della caldera, ma non sui duomi. L'attività effusiva, ritenuta più recente, è invece probabilmente contemporanea alla fase di messa in posto dei duomi post-caldera di Nisyros. Questo indicherebbe un periodo relativamente recente in cui entrambi i centri eruttivi erano attivi.

In base alle osservazioni di campagna da noi condotte non è possibile stabilire se i livelli di epiclastiti presenti al tetto della sequenza piroclastica di SO siano legati alla rideposizione di porzioni del deposito di YUP situate su un alto morfologico attualmente scomparso oppure siano il risultato del rimaneggiamento di un successivo evento esplosivo. La somiglianza tra il materiale juvenile campionato, fatta eccezione per un diverso grado di alterazione e arrotondamento delle pomice, farebbe propendere per la prima ipotesi.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, S.R., McPhie, J., 2000 - *Water-settling and re-sedimentation of submarine rhyolitic pumice at Yali, eastern Aegean, Greece*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **95**, 285-307.
- Fink, J.H., Griffiths, R.W., 1998 - *Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models*. Journal of Volcanol. Geophys. Res., **103**, B1, 527-545.
- Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougioukalakis, E.G., Defant, M.J., Innocenti, F., Manetti, P., 1995 - *Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece*. Bull. Volcanol. **56**, 601-620.
- Gansek, C. A., 1991 - *Petrology of the domes and inclusions of Nisyros Volcano, Dodecanese Islands, Greece*. Bach. Thesis, Wesleyan University, Middletown, Connecticut.
- Hardiman, J.C., 1999 - *Deep sea tephra from Nisyros island, eastern Aegean Sea, Greece*. In: Firth, C.R., Mc Guire, W.J. (Eds.), *Volcanoes in the Quaternary*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 161, pp. 69-88.

- Keller, J., Reheren, T.H., Stadlbauer, E., 1990 – *Explosive volcanism in the Hellenic Arc: a summary and review*. In: *Thera and the Aegean World III*, Vol. 2. Earth Sciences, pp. 13-26
- Limburg, E.M., Varekamp, J.C., 1991 – *Young pumice deposits on Nisyros, Greece*. Bull. Volcanol. **54**, 68-77
- Lodise, L., 1987 – *Petrology and geochemistry of Nisyros volcano (Dodecanese, Greece)*. M.A. Thesis, Wesleyan University, Middletown CT USA, 245 pp.
- Lyman, A.W., Koenig, E., Fink, J.H., 2004 – *Predicting yield strenghts and effusion rates of lava domes from morphology and underlying topography*. J. Volcanol. and Geotherm. Reserch **129**, 125-138.
- Pe Piper, G., Piper, D.J.W., 2002 - *The igneous rocks of Greece, the anatomy of an orogen. Gebrueder Borntraege, Stuttgart*. pp.573
- Tibaldi, A., Pasquarè, F.A., Papanikolaou, D., Nomikou, P., 2008 - *Discovery of a huge sector collapse at the Nisyros volcano, Greece, by on-land and offshore geological-structural data*. J. Volcanol. Geotherm. Res.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F.A., Papanikolaou, D., Nomikou, P., 2008 - *Tectonics of the Nisyros island, Greece, by field and offshore data, and analogue modelling*. J. Struct. Geol.
- Varekamp, J.C., 1993 – *Some remarks on volcanic vent evolution during plinian eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **54**, 309-318.
- Volentik, A., Principe, C., Vanderkluyzen, L., Hunziker, J.C., 2005a – *Explanatory notes on the "Geological Map of Nisyros Volcano (Greece)"*. In: Hunziker, J.C., Marini, L., 2005 – *The Geology, Gochemistry and Evolution of Nisyros Volcano (Greece). Implications for the Volcanic Hazards*. Mèmories de Geologie (Lausanne) **44**, 26-66.
- Volentik, A., Vanderkluisen, L., Principe, C., 2002 – *Stratigraphy of the caldera walls of Nisyros volcano, Greece*. Eclogae Geol. Helvetiae, **95**, 223-235.
- Volentik, A., Vanderkluyzen, L., Principe, C., Hunziker, J.C., 2005b – *The role of tectonoic and volcano-tectonis activity at Nisyros Volcano (Greece)*. In: Hunziker, J.C., Marini, L., 2005 – *The Geology, Gochemistry and Evolution of Nisyros Volcano (Greece). Implications for the Volcanic Hazards*. Mèmories de Geologie (Lausanne) **44**, 67-78.
- Vougiokalakis, G.E., 1993 – *Volcanic stratigraphy and evolution of Nisyros Island*. Bull. Geol. Soc. Greece, **XXVII**, 239-258.

Capitolo 5

METODOLOGIE ANALITICHE

Gli 89 campioni prelevati sono stati tutti analizzati al microscopio ottico, mentre una selezione di essi (67 campioni) sono stati accuratamente ripuliti e preparati per le analisi geochimiche. Queste comprendono la determinazione degli elementi maggiori e in tracce, su tutto il set di campioni scelti, e l'analisi degli elementi delle Terre Rare (REE) e dei rapporti isotopici di Sr e Nd, su un numero ulteriormente selezionato di campioni.

Dalle osservazioni petrografiche sono stati poi individuati i campioni più significativi per le analisi mineralogiche.

Infine, su tre campioni di particolare interesse, è stata applicata la tecnica del *microdrilling*, attraverso la quale è stato realizzato un micro-campionamento per la determinazione dei rapporti isotopici dello Sr di porzioni localizzate sia di minerali che di massa di fondo.

5.1 Elementi maggiori e in tracce

I campioni selezionati per analisi sono stati granulati, inquartati (per ottenere almeno 50 g di roccia granulata) e infine polverizzati mediante un mulino a sfere di agata. Una parte della polvere (c.ca 2 g) è stata pressata su di un supporto di acido borico ottenendo delle pasticche circolari di c.ca 4 cm di diametro per le analisi di Fluorescenza a Raggi X (XRF).

Gran parte degli elementi maggiori (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO_{tot} , MnO, CaO, K_2O , P_2O_5) e in tracce (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, Th, U, Co, Cr, V, Ba, La, Ce, Nd, Ni, Cu e Zn) sono stati determinati tramite XRF utilizzando uno strumento del tipo *Philips PW 1480*, che impiega un anticatodo a Mo (a Rh per le tracce), presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze.

La determinazione degli altri elementi maggiori (MgO, Na_2O , FeO e LOI) è stata eseguita tramite i metodi chimici tradizionali per via umida. Le concentrazioni di MgO e Na_2O sono state determinate tramite Spettrofotometria di Assorbimento Atomico (AAS) su una soluzione ottenuta attaccando 0.2 g di polvere con acido perclorico, acido fluoridrico ed acido cloridrico (1:15:5). Il FeO è stato ottenuto mediante analisi volumetrica, titolando con $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ la soluzione ottenuta attraverso un attacco a tempo determinato di 0.5 g di campione in acido solforico e fluoridrico (10:5), secondo il metodo Shapiro & Brannock (1962). La concentrazione di Fe_2O_3 è stata poi calcolata per differenza dall' FeO_{tot} ottenuto per fluorescenza. La perdita alla calcinazione (LOI) è stata infine determinata tramite gravimetria.

Ai dati ottenuti per gli elementi maggiori tramite fluorescenza viene applicata una correzione per l'effetto matrice, secondo il metodo proposto da Franzini et al. (1972). Le concentrazioni degli ossidi vengono poi ricalcolate sulla base dei dati ottenuti per via chimica.

Per quanto riguarda gli elementi in traccia, le intensità ottenute tramite fluorescenza vengono corrette dall'effetto matrice utilizzando i coefficienti di assorbimento di massa calcolati da De Vries & Jenkins (1971). I valori di concentrazione sono infine ricavati per mezzo di rette di taratura costruite sulla base di una serie di standard internazionali per ogni elemento.

La precisione analitica è migliore del 5% per gli elementi maggiori e per la maggior parte degli elementi in tracce, del 10% per Nb, Y, La e U (Pecchioni et al. 2007).

Gli elementi appartenenti al gruppo delle Terre Rare sono stati determinati tramite Spettrometria di Massa accoppiata a Spettrometria al Plasma (ICP-MS) presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Perugia.

In particolare lo strumento utilizzato è del tipo *Thermo Electron X7* operante con un fascio di 80 μm , secondo il metodo descritto in Petrelli et al. (2007a).

Per questo tipo di analisi il campione viene preparato omogeneizzando 50 mg di polvere con tetraborato di litio in rapporto 1:3; da questa miscela vengono prelevati 20 mg e sottoposti a fusione a 1080° C in un dispositivo con elettrodo di grafite (Petrelli et al. 2007b).

La precisione analitica è migliore del 10% per gli elementi con concentrazioni superiori a 2 ppm ($\mu\text{g/g}$), con l'unica eccezione del Pb (~15%), mentre per gli elementi con concentrazioni inferiori a 2 ppm è del 15%. I valori di accuratezza sono sempre migliori del 10% ad eccezione del Pb.

5.2 Chimica dei minerali

La chimica dei minerali è stata determinata in dettaglio su 19 campioni mediante analisi alla microsonda elettronica (EPMA), presso il CNR IGG di Firenze. I campioni sono stati preparati su apposite sezioni lucide opportunamente metallizzate.

Lo strumento utilizzato è una microsonda a quattro spettrometri WDS del tipo *Jeol JXA - 8600 Superprobe* che opera con un voltaggio di 15 kv e una corrente con fascio di 10 nA, secondo le condizioni analitiche riportate in Vaggelli et al. (1999). Questo strumento permette di ottenere per ogni minerale la composizione relativamente agli elementi maggiori, con una eccellente risoluzione spaziale. Meno affidabile risulta l'indagine degli elementi in tracce.

L'accuratezza e la precisione delle misure sono state valutate utilizzando come standard alcuni minerali di riferimento dello *Smithsonian Institution* a composizione nota. Gli effetti della matrice sono stati corretti sfruttando il metodo di Bence & Albee (1968); gli errori analitici, che variano in funzione degli elementi analizzati, rientrano nei campi di variabilità riportati da Vaggelli et al. (1999).

5.3 Rapporti isotopici di Sr e Nd

Tutte le misure dei rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ sono state effettuate presso il Laboratorio di Geochimica Isotopica del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Firenze, per mezzo di uno Spettrometro di Massa a Ionizzazione Termica (TIMS), tipo *Triton-Ti®* della *ThermoFinnigan*.

Questo strumento è uno spettrometro multicollettore di ultima generazione progettato per operare in controllo remoto sia con ioni positivi che negativi. Le condizioni strumentali e di messa a punto specifiche sono riportate in Avanzinelli et al. (2005). Tutte le parti di cui è composto (sorgente, magnete e collettore) operano in condizioni di alto vuoto (10^{-7} - 10^{-9} mbar). Nella sorgente avviene il processo di ionizzazione termica, che provvede alla formazione del flusso di ioni carichi verso l'analizzatore. Il filamento sul quale viene caricato il campione è riscaldato elettricamente fino alla temperatura sufficiente a volatilizzare l'elemento in esame, la nuvola di atomi così formata viene poi ionizzata dall'alta

temperatura (1400-1750° C). Il magnete ha una dispersione effettiva di 810 mm, permette rapidi salti di massa ed è calibrato per discriminare masse in un intervallo da 1 a 280 a.m.u. con alto voltaggio a 10kV, oppure da 1 a 350 a.m.u. con alto voltaggio a 8 kV. Un dispositivo di *Zoom Optics* (lenti elettromagnetiche poste prima e dopo il magnete principale) permette di collimare il segnale in modo da ottenere una forma ottimale e un perfetto allineamento dei fasci delle masse nelle diverse gabbie di Faraday. Il sistema di acquisizione è dotato di 9 rivelatori Faraday, di cui 8 possono essere posizionati liberamente, in modo da raccogliere 9 masse diverse contemporaneamente, con il collettore centrale che rimane fisso. Il segnale collezionato da ogni singola gabbia viene poi raccolto da una serie di amplificatori, mantenuti sottovuoto a 36° C. L'assenza di una connessione fissa tra amplificatori e gabbie di Faraday permette di variare l'assegnazione di un amplificatore ad una determinata gabbia durante la misura. In questo modo tutte le gabbie di Faraday possono utilizzare a rotazione tutti gli amplificatori, minimizzando così gli errori nella calibrazione del *gain*¹ e la propagazione dell'errore.

L'effetto del frazionamento di massa sulle misure ottenute, generato dalla tendenza degli isotopi più leggeri a evaporare e ionizzarsi più velocemente di quelli più pesanti, viene corretto sulla base della legge esponenziale, come suggerito da Thirwall (1991) per strumenti a ionizzazione termica (Appendice IV).

Per la maggior parte delle applicazioni al TIMS è essenziale separare gli elementi chimici di interesse prima dell'analisi. Questo per minimizzare o eliminare le interferenze isobariche di altri elementi (i.e. ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr) e per ridurre le proporzioni degli altri costituenti del campione che potrebbero inibire la ionizzazione dell'elemento di interesse (i.e. Ce e Ba per Nd).

Tutti i campioni analizzati sono stati preparati presso il *Laboratorio di Chimica Fine* del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze utilizzando reagenti ad elevata purezza in condizioni di temperatura costante (c.ca 20° C) e sovrappressurizzazione. La preparazione dei campioni consiste nell'attacco acido di c.ca 50 mg di polvere con successiva separazione chimica e raccolta degli elementi tramite cromatografia ionica. Tale separazione avviene per mezzo di apposite resine a scambio cationico diverse in funzione dell'elemento interessato. I campioni preparati sono successivamente caricati su un filamento di Re e montati sulla torretta porta-campioni dello spettrometro. Per un maggiore dettaglio delle procedure di attacco, separazione dell'elemento e caricamento del campione, messe a punto nel laboratorio di Chimica Fine del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze, si rimanda a Avanzinelli et al. (2005).

Il bianco di questa procedura è stato testato attraverso uno *spike* di ⁸⁴Sr (~ 80%) preparato da un sale Sr(NO₃)₂ ad una concentrazione di 0.92 ppb, acquistato presso l'Oak Ridge Laboratory (Tennessee, USA). L'analisi dei bianchi relativi al periodo di lavoro hanno fornito per lo Sr valori di concentrazione compresi tra 60 pg e 550 pg, con una media di 270 pg.

Lo spettrometro di massa *Triton-Ti®* permette la determinazione dei rapporti isotopici sia in modalità statica che multidinamica.

I rapporti isotopici di Sr e Nd per i campioni selezionati sono stati misurati in modalità multidinamica (*Sr e Nd-tripolo*) secondo il metodo e le condizioni analitiche descritte in Avanzinelli et al. (2005).

La precisione interna ($2\sigma_m$), quella esterna (riproducibilità 2σ) e l'accuratezza del metodo di analisi sono state regolarmente controllate nel corso del periodo di analisi attraverso la misura di una serie di standard internazionali e interni. Per lo Sr è stato utilizzato lo

¹ Differenza tra le diverse risposte del sistema gabbia/amplificatore

standard internazionale NIST SRM987 (con una concentrazione di 124 ppm), per il Nd invece sono stati impiegati uno standard internazionale (LaJolla, con una concentrazione di 45 ppm) e uno interno (NdFi^{II}). I valori ottenuti dalle analisi dei suddetti standard rientrano nei campi di variabilità indicati da Avanzinelli et al (2005) per la messa a punto dello strumento. In particolare il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{triplo}}$ dello standard NIST SRM987 ha un valore medio di 0.710248 ± 13 (2σ , $n=86$), identico al valore raccomandato ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710248$, Thirwall, 1991) e rientra nell'intervallo di incertezza del valore medio. La precisione interna di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{triplo}}$ è ≤ 10 ppm. Il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dello standard LaJolla è di 0.511846 ± 7 (2σ , $n=67$), confrontabile con quello raccomandato ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511856 \pm 7$, Thirwall, 1991), mentre per NdFi il valore medio $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ è di 0.511468 ± 5 (2σ , $n=35$) con una precisione interna di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{triplo}}$ è ≤ 10 ppm.

Sr standard		$^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$2\sigma_m$	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$			n	
metodo		triplo			triplo						
SRM 987	Firenze (Sr Triplo)	8.213148		0.710248 ± 13		± 7	0.055833			86	
	Thirwall (1991)	8.375209		0.710248 ± 11 (427)			0.056492 ± 16 (73)				
Nd standard		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$2\sigma_m$	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{149}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	n
metodo		doppio		triplo			triplo				
LaJolla	Firenze	1.141841 ± 22		0.511846 ± 7		± 6	0.348403 ± 5		0.241574 ± 8		67
	Thirwall (1991)			0.511856 ± 7 (24)			0.348410 ± 12 (214)				
NdFi	Firenze	1.141837 ± 17		0.511468 ± 5		± 5	0.348404 ± 5		0.241574 ± 15		35

Figura 5.1: Rapporti isotopici di Sr e Nd misurati in modalità dinamica su standard internazionali per il periodo di riferimento delle analisi effettuate per il presente lavoro e confronto con i valori presenti in letteratura. La procedura di correzione attraverso legge esponenziale è descritta in Appendice I. I valori 2σ si riferiscono alle ultime cifre significative. I valori $2\sigma_m$ si riferiscono alla media dell'errore interno. I numeri tra parentesi indicano il numero di analisi effettuate per i dati ripresi dalla letteratura; n è il numeri di replicati eseguiti presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze nel periodo di analisi

BIBLIOGRAFIA

- Avanzinelli, R., Boari, E., Conticelli, S., Francalanci, L., Guarnieri, L., Perini, G., Petrone, C.M., Tommasini, S., Ulivi, M., 2005 – *High precision Sr, Nd and Pb isotopic analysis using the new generation Thermal Ionisation Mass Spectrometer ThermoFinnigan Triton-TI[®]*. Per. Mineral. **74**, 3, 247-266.
- Bence, A.E., Albee, A.L., 1968 – *Empirical correlation factors for the electron microanalysis of silicates and oxides*. J. Geol., **76**, 382-402.
- De Vries, J.L., Jenkins, R., 1971 – *Spettrometria a raggi X in pratica*. Biblioteca Tecnica Philips, pp. 193.
- Franzini, M., Leoni, L., Saitta, M., 1972 – *A simple method to evaluate the matrix effect in X-ray fluorescence analyses*. X-Ray Spectrom., **1**, 151-154.
- Pecchioni, E., Cantisani, E., Pallechi, P., Fratini, F., Buccianti, A., Pandeli, E., Rescic, S., Conticelli, S., 2007 – *Characterization of the Amphorae, stone ballast and stowage*

^{II} Lo standard interno NdFi è stato preparato nel laboratorio di chimica fine del Dipartimento di scienze della terra di Firenze da un ossido commerciale di Nd: Nd_2O_3 (neodymium III oxide) acquistato da Merck® con purezza >99.0% Concentrazione Nd nella soluzione madre è di 1909 ppm, concentrazione Nd nello standard NdFI è di 84 ppm.

- materials of the ships from the archeological site of Pisa-San Rossore, Italy: inferences on their provenance and possible trading routes. Archeometry* **49**, 1, 1-22.
- Petrelli, M., Perugini, D., Poli, G., Peccerillo, A., 2007 - *Graphite Electrode Lithium Tetraborate Fusion for Trace Element Determination in Bulk Geological Samples by Laser Ablation ICP-MS. Microchimica Acta*, **158 (3-4)**, 275-282.
- Petrelli, M., Perugini, D., Alagna, K.E., Poli, G., Peccerillo, A., 2007 - *Spatially resolved and bulk trace element analysis by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS).*
- Shapiro, L., Brannock, W.W., 1962 - *Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. Geol. Surv. Bull.*, **1144**, 1-5.
- Thirwall, M.F., 1991 - *Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.*, **94**, 85-104.
- Vaggelli, G., Olmi, F., Conticelli, S., 1999 - *Quantitative electron microprobe analysis of reference silicate mineral and glass samples. Acta Vulcanologica*, **11(2)**, 297-303.

Capitolo 6

MICRODRILLING

La notevole importanza delle analisi geochimiche e in particolare isotopiche applicate allo studio di sistemi magmatici, ha fatto sì che queste discipline si siano ampiamente sviluppate nel corso degli ultimi decenni raggiungendo gradi di dettaglio sempre più elevati. Tutto ciò ha comportato un progresso anche nelle esigenze analitiche, imponendo standard di acquisizione dei dati continuamente più competitivi in precisione e accuratezza. Le analisi su micro quantità di materiale, rappresentano oggi un aspetto di notevole interesse nell'indagine di sistemi complessi, poiché permettono di ottenere informazioni di dettaglio alla micro-scala.

Le tecniche di micro-campionamento, associate all'analisi geochimico-isotopica attraverso spettrometria di massa, hanno avuto pertanto, negli ultimi anni, un rapido e ampio sviluppo, e attualmente rappresentano un potente strumento nello studio petrochimico di sistemi complessi. Il campionamento di micro quantità di materiale su singoli cristalli per analisi isotopica, può fornire, infatti, importanti informazioni nello studio dei processi petrogenetici, delle relazioni tra magmi diversi nei processi di mescolamento e/o mingling, dei processi di contaminazione e metasomatismo (Siebel et al. 2006). Fenomeni di eterogeneità e disequilibrio possono essere in questo modo investigati fino alla micro-scala ottenendo informazioni di dettaglio, fondamentali alla comprensione e modellizzazione di processi complessi.

I minerali che compongono le rocce, infatti, possono essere visti come dei registratori dell'ambiente in cui si formano. Le eventuali variazioni composizionali e isotopiche, rilevate dal nucleo al bordo di un cristallo, possono essere, quindi, utilizzate per investigare le perturbazioni che avvengono all'interno di un sistema magmatico, durante la crescita del cristallo (come ad esempio fenomeni di contaminazione crostale o mescolamento), ma anche per tentare una identificazione dei componenti che costruiscono tale sistema, fino ad arrivare a una caratterizzazione dei termini estremi, dei serbatoi magmatici da cui questi provengono (es. Davidson et al, 1998, 2001, 2007; Francalanci et al, 1999 ; Siebel et al. 2005; Morgan et al. 2007). Tutto ciò è tanto più rilevante quando si parla di sistemi vulcanici attivi dove agiscono e si avvicendano nel tempo processi magmatici diversi con implicazioni dirette sull'attività del sistema e sulla sua evoluzione (Davidson et al., 2001; Francalanci et al, 1999).

Esistono principalmente due tipologie di micro-campionamento. La prima tipologia è quella di tipo meccanico o di micro-perforazione (MicroDrill o MicroMill), la seconda è quella di analisi *in situ* tramite laser (Laser Ablation). Il metodo meccanico costituisce probabilmente il sistema più preciso e conveniente per operare una caratterizzazione isotopica su micro-campioni. Questo perché, nonostante l'analisi attraverso ablazione laser sia uno strumento di misura efficace, e sicuramente più veloce rispetto all'uso del Micro-Mill, fornisce delle prestazioni più grossolane in termini di porzioni di materiale da prelevare (al fine di avere una risposta di segnale accettabile, dallo spettrometro collegato, è necessario asportare una buona quantità di materiale) e in termini di precisione della misura ($2\sigma \sim 50$ ppm per 1000 ng di campione). Inoltre, questa tecnica presenta tutta una serie di complicazioni strumentali legate alle interferenze che si sviluppano tra i vari elementi quando vengono immessi nello spettrometro; con micro quantità di campione questo effetto risulta ancora

più problematico. L'analisi isotopica per mezzo di uno spettrometro a ionizzazione termica come il TIMS, invece permette di ottenere risultati analitici privi di problemi di questo tipo in quanto il campione viene immesso nello spettrometro dopo un trattamento di laboratorio che seleziona solo l'elemento di interesse.

Per quanto riguarda il campionamento meccanico, esistono diversi strumenti che permettono l'estrazione di piccole quantità di campione, da sezioni petrografiche, per analisi chimica o isotopica (es. Rickwood, 1977). Il *MicroMill™*, costruito in esclusiva da *Merchantek-New Wave Research*, ne rappresenta l'ultima evoluzione e costituisce il più avanzato strumento di campionamento ad alta risoluzione attualmente disponibile. Questo metodo di campionamento, con uno strumento ad alta precisione come è il Micro-Mill, permette di raccogliere materiale, sottoforma di polvere, anche in piccolissime quantità (si possono prelevare quantità per contenuti dell'elemento di interesse anche inferiori di 5 ng) e sottoporlo a una procedura di attacco e di analisi simile a quella per roccia totale, con un'alta precisione e accuratezza di misura ($2\sigma \sim 15-20$ ppm per 5 ng di campione) attraverso l'uso del TIMS.

Si tratta di un sistema dotato di un supporto porta campioni, capace di effettuare spostamenti fino a 50 mm nelle direzioni XYZ, per mezzo di un controllo remoto, corredato da un dispositivo di perforazione in grado di estrarre campioni di materiale con una precisione spaziale dell'ordine del micron. Questo strumento possiede infatti un sistema di posizionamento e controllo automatico che consente una calibrazione precisa dei punti di perforazione e degli spostamenti, con una accuratezza di posizionamento XYZ di $1\mu\text{m}$. La perforazione viene effettuata per mezzo di apposite punte di foratura realizzate in acciaio diamantato o carburo di tungsteno capaci di perforare materiali cristallini anche ad elevata durezza, di forma conica, per operazioni di maggiore precisione, o cilindrica. Lo strumento è corredato di un microscopio ottico a luce sia riflessa che trasmessa (con ingrandimenti da 6.7X a 40X), di una video camera a colori ad alta risoluzione per la visualizzazione del campione in tempo reale su monitor (con ingrandimento fino a 3x e campo di immagine variabile da 24.5mm a 3.3mm) e di un PC collegato dotato di un software di gestione appositamente progettato. Un'altra importante caratteristica di questo sistema è la possibilità di impostare, per mezzo del software di gestione, traiettorie di campionamento predeterminate e specifiche per il campione in esame.

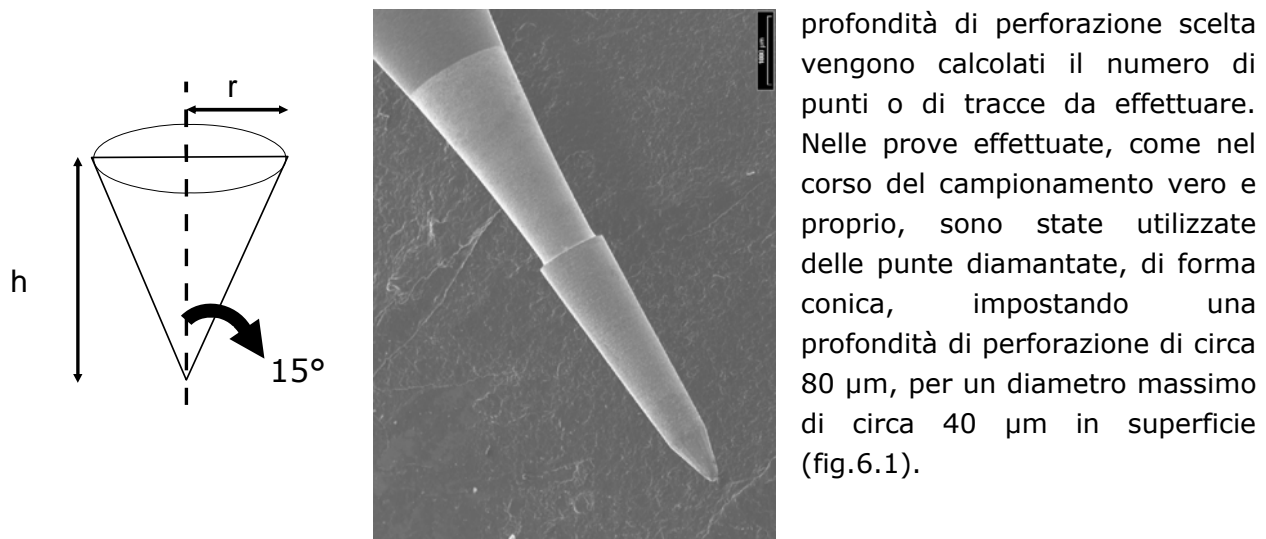
Lo strumento in dotazione al Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze è un dispositivo *MicroMill™* fornito dalla *Merchantek-New Wave Research*.

Il lavoro di messa a punto della procedura di perforazione e della preparazione e del metodo di analisi su micro-campioni viene di seguito illustrato.

6.1 Procedura di micro-campionamento

Per micro-analisi isotopiche con MicroMill vengono preparate appositamente delle sezioni spesse (circa $150\mu\text{m}$) dei campioni selezionati. Precedentemente al micro campionamento e dopo uno studio petrografico delle sezioni, vengono acquisite delle immagini al SEM dei minerali selezionati per analisi. Questo viene fatto per avere una mappa del minerale in fase di perforazione in modo da poter individuare accuratamente le zone appropriate per il campionamento, evitando, ad esempio, le zone fratturate. Vengono inoltre eseguite analisi alla microsonda elettronica per ottenere informazioni sulla composizione del minerale e una stima del contenuto di Sr nel cristallo selezionato. Il

contenuto, anche indicativo, di Sr è essenziale per poter stabilire la quantità di materiale necessaria da campionare per ogni zona del minerale. Questa quantità è ovviamente connessa al contributo del bianco di laboratorio: è importante infatti assicurarsi che il rapporto isotopico dello Sr che verrà misurato, non sia compromesso da un contributo significativo di bianco; lavorando con micro-quantità di materiale questo aspetto assume a maggior ragione notevole rilevanza. Il bianco di procedura deve essere, infatti, basso in confronto al contenuto di Sr nel campione prelevato (per lo meno $< 1\%$). La valutazione del livello di bianco di procedura, permette di decidere la quantità minima di Sr necessaria per far sì che questo risulti ininfluente e nessuna correzione debba essere applicata al risultato ottenuto. La quantità minima di elemento da prelevare viene quindi stabilita sulla base del valore del bianco preventivamente indagato, per la procedura in questione. In particolare, nel nostro caso, è stato visto che sono necessari almeno 15 ng di Sr. Il volume di materiale da prelevare (plagioclasio, massa di fondo ecc.) viene poi stabilito in base al contenuto di Sr specifico. Successivamente, in funzione della geometria della punta che verrà usata e della



profondità di perforazione scelta vengono calcolati il numero di punti o di tracce da effettuare. Nelle prove effettuate, come nel corso del campionamento vero e proprio, sono state utilizzate delle punte diamantate, di forma conica, impostando una profondità di perforazione di circa 80 μm , per un diametro massimo di circa 40 μm in superficie (fig.6.1).

Figura 6.1: Geometria conica della punta utilizzata per le perforazioni con MicroMill. Angolo della punta 30°. Il volume del cono ottenuto con la perforazione è calcolato come $1/3\pi r^2 h$.

La procedura di campionamento con MicroMill è stata accuratamente descritta in Charlier et al. (2005) e ripresa nelle sue linee principali anche per la messa a punto nel nostro laboratorio.

Lo strumento è posto in un ambiente di lavoro isolato, esterno al laboratorio di chimica fine, protetto da una apposita campana in plexiglass, in modo da limitare la contaminazione esterna (Fig. 6.2).

Prima di iniziare il campionamento lo strumento deve essere accuratamente calibrato. Queste calibrazioni includono una serie di parametri come il controllo del punto di perforazione, la posizione della superficie del campione, l'offset tra gli assi di riferimento del dispositivo di perforazione e quelli ottici del microscopio e la profondità di perforazione.

La sezione viene preparata per la perforazione tramite pulizia con acqua Milli-Q in vasca ultrasuoni per circa 5 minuti, questo viene fatto sia in fase iniziale che tra una perforazione e l'altra. Analogamente, le punte utilizzate per la perforazione vengono prima sciacquate con acqua Milli-Q, poste in un bagno di etanolo, in vasca ultrasuoni per circa 5 minuti, e lasciate a riposo in etanolo per una notte. Una volta pulita, la sezione viene montata sul

piatto porta campioni dello strumento, individuando l'area di analisi tramite il microscopio connesso.

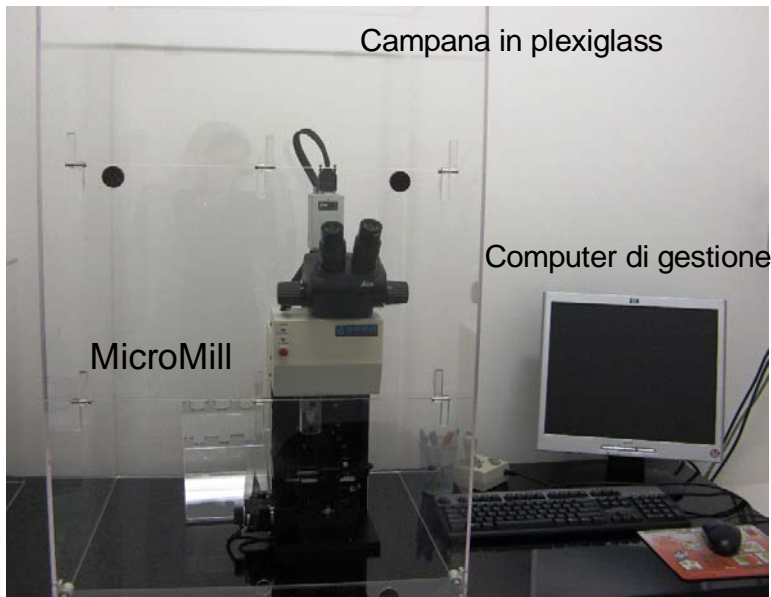


Figura 6.2 Dispositivo di *MicroMill™* prodotto da Merchantek-New Wave Research in dotazione del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze.

A questo punto può essere definito il percorso di perforazione, disegnando punti, linee oppure specifiche scansioni, tipo *raster* o *grid* (griglie di punti), tramite il software direttamente sull'area di interesse del cristallo selezionato. I percorsi definiti verranno visualizzati automaticamente sul monitor del computer e questo permette un accurato controllo della selezione effettuata, permettendo anche di disegnare forme specifiche in relazione alle caratteristiche dei cristalli di interesse. Il vantaggio di questo strumento consiste inoltre nel poter selezionare tutta una serie di parametri come la profondità e velocità di perforazione, la spaziatura tra punti e linee di perforazione e la velocità di scansione. La capacità del MicroMill di impostare percorsi ben precisi di perforazione di più punti lungo particolari zone di un cristallo a profondità anche molto superficiali lo rende particolarmente utile per analisi di dettaglio dove è richiesta una elevata risoluzione spaziale.



Figura 6.3: a - particolare del dispositivo di perforazione; b - fase di perforazione su sezione spessa

L'operazione di perforazione avviene in acqua Milli-Q in modo da raffreddare la punta nel corso della perforazione e di impedire alla polvere del campione perforato di disperdersi in

aria e sulla superficie della sezione. Tutto ciò inoltre facilita anche la successiva procedura di raccolta del campione. Prima di avviare la perforazione, intorno all'area interessata viene quindi applicato un pezzetto di Parafilm™ con un foro di circa 3 mm, pressandolo accuratamente per far sì che i bordi aderiscano alla sezione. Questo accorgimento serve per confinare la goccia di Milli-Q posta con una pipetta sopra l'area di perforazione (Fig.6.3).

Una volta che la perforazione è terminata il campione può essere prelevato utilizzando una pipetta di precisione per raccogliere la Milli-Q, che contiene, a questo punto, la polvere del campione. Al fine di raccogliere tutta la polvere la superficie viene ripetutamente sciacquata con qualche goccia di Milli-Q. Il materiale raccolto viene posto direttamente in un beacker di attacco in teflon PFA, da 3ml.

E' importante tenere conto anche di una eventuale perdita di materiale, dovuta a possibili schizzi della punta nel momento in cui entra nella goccia o a una raccolta poco efficace, che può essere stimata intorno al 20%.

In questa fase vengono realizzati dei bianchi di procedura tenendo una goccia di Milli-Q sulla superficie della sezione per un tempo analogo a quello di una perforazione ordinaria. La punta di perforazione, in questo caso, viene tenuta immersa nella goccia a qualche micron di distanza dalla superficie della sezione. La goccia viene poi raccolta con una pipetta, posta in un beacker di attacco e successivamente trattata come un normale campione. Questi bianchi vengono realizzati in doppio nel corso di ogni sessione di lavoro, al fine di monitorizzare il più accuratamente possibile il livello di contaminazione.

Al fine di avere un accurato controllo su altri eventuali elementi di contaminazione è stata prelevata e analizzata anche una porzione del vetrino porta-campione. Questa analisi ha fornito un valore del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pari a 0.70972.

6.2 Laboratorio di chimica fine e procedura di preparazione dei campioni

Le separazioni sono state effettuate nel Laboratorio di Chimica Fine del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze, seguendo una specifica procedura, messa a punto per campioni con bassi tenori di Sr, che prevede l'utilizzo di micro-colonne in quarzo, speciali resine a scambio ionico per la separazione e l'impiego di acidi ultrapuri (UpA).

Come illustrato precedentemente, lavorando con piccole quantità di materiale (generalmente tra 5 e 15 ng di Sr) il livello di contaminazione del bianco rappresenta un parametro di notevole importanza e deve essere accuratamente monitorizzato. Per avere un accurato controllo del bianco di procedura, la pulizia del laboratorio è stata progressivamente testata, così come ogni operazione di pulizia dei beakers e ogni fase di preparazione del campione. Tutte le operazioni che prevedono l'utilizzo di acidi, dalla pulizia dei beacker alla preparazione del campione, sono state condotte con reagenti ultrapuri (UpA), con gradi di purezza certificati <1 ppt per gran parte degli elementi (tra i quali anche lo Sr).

I beackers di raccolta utilizzati nel corso del campionamento vengono portati direttamente in laboratorio e posti su di una piastra per far evaporare la Milli-Q utilizzata per la raccolta del campione.

I campioni vengono sottoposti ad attacco acido per mezzo dell'aggiunta di 10 µl di HNO₃ 69% UpA e di 200 µl HF 49% UpA. La dissoluzione avviene a caldo, su piastra scaldante, a una temperatura di 140° C per una notte. La soluzione ottenuta viene portata a secco, facendo evaporare l'eccesso di HF e di SiF₄. Il residuo solido viene di nuovo portato in

soluzione con altri 10 μl di HNO_3 69% UpA e tenuto a caldo a 120° C per un'ora, dopo di che si porta di nuovo a secco; queste ultime due operazioni vengono ripetute una seconda volta. Il residuo solido finale viene infine disciolto in 0.2 ml HCl 6N UpA e tenuto a caldo a 120° C per un giorno.

La soluzione madre così ottenuta viene infine portata a secco e il residuo solido così ottenuto è pronto per essere opportunamente diluito con HNO_3 3N UpA per il passaggio in colonna.

La diluizione viene fatta in questo caso 1:1 aggiungendo 1 ml di acido in modo da caricare tutto il campione per la separazione dello Sr.

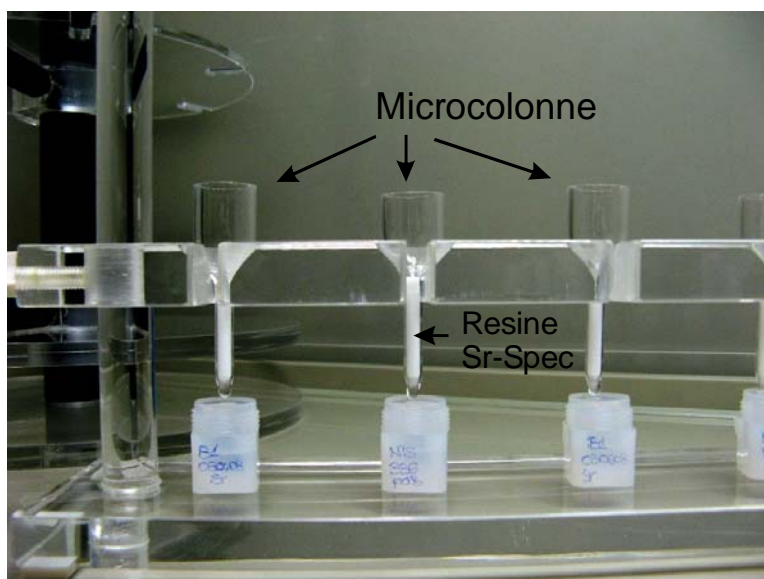
La procedura di separazione e raccolta dello Sr avviene per Cromatografia in colonne di quarzo (volume colonna: 0.14 ml) per mezzo di speciali resine a scambio ionico usa e getta Sr-Spec (Horwitz et al., 1992), con particolato da 100-150 μm (Eichrom®, Parigi).

Le micro colonne vengono preventivamente pulite con HCl 6N UpA e sciacquate con Milli-Q prima dell'uso, alla base viene sistemata una piccola quantità di lana di quarzo che permette di trattenere la resina.

La resina, prima di essere utilizzata, viene ripetutamente pulita con HNO_3 2N UpA, in modo da risultare omogenea e priva della porzione più fine (floccolato). Questa procedura è inoltre fondamentale per togliere eventuali residui di Sr che potrebbero contribuire alla contaminazione del campione. La purezza di queste resine è stata testata attraverso una serie di bianchi di solo passaggio in colonna ottenendo risultati <20 pg. Successivamente alla pulizia, la resina viene più volte sciacquata con Milli-Q e, dopo ulteriore omogeneizzazione, viene inserita, con una pipetta, nella micro colonna (c.ca 150 μl).

La procedura di passaggio in colonna prevede una prima fase di ulteriore pulizia della resina attraverso aggiunte di 1.4 ml di HNO_3 3N UpA e 1.4 ml di Milli-Q, alternativamente per tre volte consecutive per eliminare lo Sr e altri elementi matrice eventualmente presenti. Il condizionamento avviene successivamente tramite l'aggiunta di 0.7 ml di HNO_3 3N UpA.

Il caricamento del campione viene effettuato in 1 ml di HNO_3 3N UpA.



I passaggi successivi prevedono 5 aggiunte consecutive di 0.2 ml di HNO_3 3N UpA seguite da 2 aggiunte di 1 ml di HNO_3 3N UpA e di nuovo 0.2 ml di HNO_3 3N UpA, in modo da eluire gli altri elementi presenti. Lo Sr viene raccolto, in un beacker in teflon da 3 ml, tramite il passaggio di 2 ml totali di Milli-Q suddivisi in tre fasi di aggiunta consecutive da 0.5 ml, 0.5 ml e 1 ml (Fig. 6.4).

Figura 6.4 fase finale di separazione in colonna: raccolta del campione in backers di teflon da 3 ml.

Ai bianchi preparati in fase di perforazione sono stati aggiunti dei bianchi di attacco e di solo passaggio in colonna per testare le condizioni di ogni singola operazione.

Ogni bianco è stato testato attraverso una soluzione di *spike* dell'isotopo ^{84}Sr (~ 80%) preparato da un sale $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$ ad una concentrazione di 0.92 ppb, analogo a quello utilizzato per campioni di roccia totale. I bianchi vengono trattati come normali campioni per l'intera procedura di attacco e passaggio in colonna aggiungendo c.ca 0.15-0.18 g di *spike* prima del passaggio in colonna.

6.3 Metodo di misura al TIMS

Per analisi al TIMS, i campioni di micro-Sr, opportunamente eluiti in 1 μl di acido HNO_3 2N UpA, vengono caricati su un filamento singolo di Re.

Nel caso specifico di campioni di micro-Sr tutto il campione raccolto viene caricato sul filamento ottenendo quantità variabili di Sr in funzione della quantità di materiale che è stato possibile campionare in fase di perforazione (per le analisi eseguite la quantità di Sr analizzata varia tra 20-25 ng).

Il caricamento di campioni di Sr su filamento, prevede in generale l'impiego di un attivatore di Ta e di $\text{H}_3\text{PO}_4^{\text{I}}$, caricati in opportune quantità uno dopo l'altro e fatti evaporare parzialmente prima del caricamento del campione vero e proprio.

Questa procedura è ampiamente descritta in Avanzinelli et al. (2005) per campioni di roccia totale, quindi con contenuti di Sr rilevanti.

Nel nostro caso, lavorando con micro-quantità, prima di passare all'analisi vera e propria dei campioni, sono state eseguite varie prove di caricamento e misura utilizzando uno standard internazionale (SRM987) opportunamente diluito (circa 10 ng di Sr in 1 μl). Questo per individuare la procedura di caricamento ottimale, dal momento che le quantità di attivatore e stabilizzatore, la loro concentrazione, insieme al metodo di evaporazione, sono determinanti per avere una buona risposta del segnale in misura. L'attivatore ha infatti la funzione di aumentare l'efficienza della ionizzazione dell'elemento, alterandone la forma chimica e incrementandone la temperatura di ionizzazione. Lo stabilizzatore (H_3PO_4) per contro ha la funzione di mantenere basso il frazionamento. Per piccole quantità di elemento il bilanciamento di questi due effetti è di notevole importanza ai fini di ottenere una buona misura.

Charlier et al. (2005) propongono un metodo di caricamento a *sandwich*, che prevede l'utilizzo di una piccola quantità di attivatore sia precedentemente che successivamente al caricamento del campione, facendo evaporare lentamente la goccia sul filamento.

Le nostre prove hanno compreso tentativi di caricamento con quantità diverse di attivatore, poste prima e dopo il campione, e di stabilizzatore, con concentrazioni variabili. Sono state fatte inoltre altri tentativi con metodi diversi di evaporazione del campione e, infine, delle verifiche di caricamento con il metodo semplice (senza *sandwich*), utilizzato per i campioni di roccia totale. Le quantità di attivatore utilizzate rispecchiano quelle indicate da Charlier et al. (2005), nel nostro caso tuttavia è stato utilizzato un attivatore del tipo $\text{TaCl}_5^{\text{II}}$ (anziché TaF_5), impiegato anche nella procedura di roccia totale, previa verifica del grado di purezza. È stato visto che l'impiego di una piccola quantità di H_3PO_4 (0.5 μl) permette di migliorare le condizioni di stabilità della misura, vantaggio che viene meno se si impiega una soluzione

^I H_3PO_4 (2%) funziona come stabilizzatore del frazionamento nel corso della misura e è ottenuto per semplice diluizione dall'acido commerciale H_3PO_4 85% Fluka.

^{II} TaCl_5 è un attivatore che permette di migliorare l'efficienza della ionizzazione dello Sr in fase di riscaldamento. La soluzione è stata preparata presso il laboratorio di Chimica Fine del Dipartimento di Scienze della Terra di Firenze da una polvere di TaCl_5 Aldrich 99.99%, cloruro di tantalio (V), ad una concentrazione di 10 $\mu\text{g}/\mu\text{l}$.

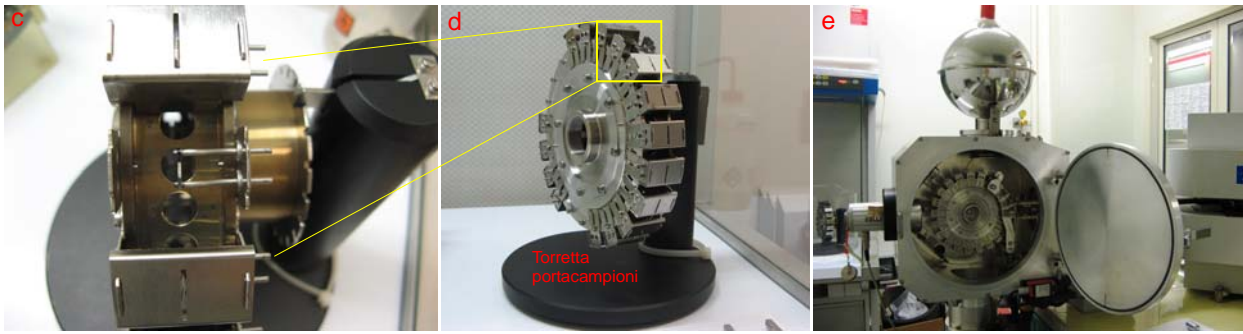
più concentrata (> 2%). E' stato verificato inoltre che è preferibile un metodo di asciugatura con un unico passaggio del filamento "al rosso" in modo da non frazionare troppo il campione. Il metodo di caricamento classico, invece, ha dato risultati contrastanti fornendo, da un lato, un frazionamento migliore, più basso, ma contemporaneamente una misura molto instabile.

Le diverse prove effettuate hanno messo in evidenza che il metodo a *sandwich* permette quindi di avere un buon segnale, con un andamento piuttosto stabile nel corso della misura. Su questa base è stata quindi stabilita una procedura per il caricamento dei campioni: precedentemente al caricamento del campione, il filamento viene scaldato applicando una corrente di circa 2.3 A e del Parafilm™ viene fuso sulla superficie laterale del filamento, lasciando una finestra centrale di circa 1 mm. Questo permette di caricare il campione in maniera ben localizzata e avere una omogeneizzazione efficiente che ottimizzi la ionizzazione e quindi il segnale in fase di misura.

Dopo l'applicazione del Parafilm™, la corrente nel filamento viene portata fino a 0.5 A e viene aggiunta una quantità pari a 0.5 μl di TaCl_5 . A questo punto la corrente viene portata a 0.8 A e, prima che la goccia di attivatore sia evaporata, vengono caricati 0.5 μl di H_3PO_4 . Prima che la goccia evapori viene infine caricato il microlitro di campione. La corrente viene alzata a 0.9 A e la goccia lasciata evaporare completamente. Una volta che il campione è essiccato la corrente nel filamento viene gradualmente portata fino a circa 2.2 A per eliminare il Parafilm™ e successivamente aumentata fino a circa 3 A, portando il filamento al rosso per qualche secondo. A questo punto il *sandwich* viene completato riabbassando la corrente a 0.8 A e applicando ancora 0.5 μl di TaCl_5 . Quest'ultima goccia di attivatore si spande sul campione formando una sottile pellicola che viene fatta lentamente evaporare. Tutte queste operazioni vengono eseguite all'interno di una cappa a flusso laminare che consente di evitare fenomeni di contaminazione in questa fase finale di trattamento del campione. Concluso il caricamento la corrente viene spenta e il filamento direttamente caricato sulla torretta porta campioni nello spettrometro di massa (Fig. 6.5 a, b, c, d, e).



Figura 6.5 a: cappa a flusso laminare dove vengono eseguite le operazioni di caricamento del campione su filamento; b: dispositivo utilizzato per fornire corrente al filamento nel corso del caricamento del campione; c: posizionamento del filamento con il campione nella torretta porta campioni (particolare); d: torretta porta campioni; e: torretta porta campioni montata all'interno dello spettrometro di massa



Le misure di micro-Sr sui campioni preparati sono state eseguite per mezzo dello Spettrometro di Massa a Ionizzazione Termica (TIMS) *Triton-Ti®* presso il Dipartimento di Scienze della Terra in un periodo di 4 mesi, da giugno a ottobre 2008.

Anche in questo caso sono state eseguite tutta una serie di prove sullo standard internazionale SRM987, opportunamente diluito, al fine di individuare il metodo di misura più conveniente per le caratteristiche dei campioni in esame.

Come ampiamente discusso in Avanzinelli et al. (2005) il metodo dinamico è considerato il migliore per analisi con uno spettrometro di massa come il *Triton*.

Le prime prove sono state, quindi, condotte con questo metodo creando un programma di misura organizzato in 20 blocchi da 10 misure per un totale di 200 rapporti, con tempi di integrazione di 4". Il segnale è stato mantenuto intorno ai 3V, riscaldando il filamento anche nel corso della misura. Il tempo impiegato da una misura in dinamico, completa di focalizzazione del segnale e centratura dei picchi, è di 1h15'. I risultati di queste prove (fig. 6.5) hanno fornito dati molto buoni in termini di riproducibilità e precisione, con una accuratezza della misura accettabile.

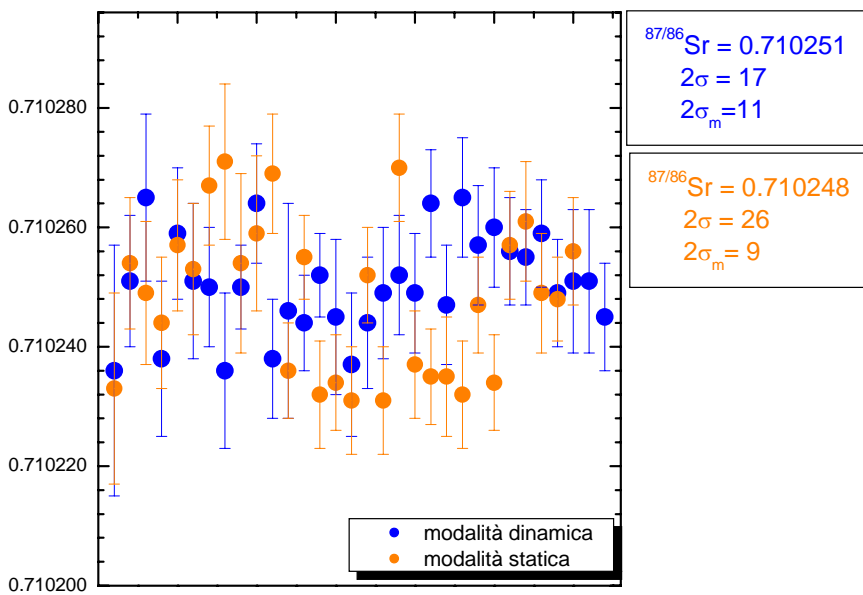


Figura 6.6: valori dei rapporti isotopici, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, misurati in modalità dinamica a confronto con quelli misurati in modalità statica

Il valore medio ottenuto per lo standard è di 0.710251 ± 17 (precisione esterna), su 32 misure effettuate, con un errore medio di 16 ppm.

Il programma di misura statico è stato messo a punto invece con 300 misure organizzate in 15 blocchi da 20 rapporti, con tempi di integrazione di 8". Le condizioni di misura del campione sono state mantenute identiche alla procedura in dinamico. Si è visto che con questo metodo si hanno errori sulla singola misura mediamente più bassi rispetto al dinamico (mediamente pari a 13 ppm), ma la precisione esterna risulta invece più alta. E' stato visto, tuttavia, che i tempi di misura inferiori consentiti da questo metodo, permettono di avere un frazionamento medio migliore e un comportamento più stabile del segnale nel corso della misura. Trattandosi di campioni particolari, dove il poco materiale disponibile non permette misure ulteriori, e per i quali una misura troppo lunga potrebbe portare ad analisi incomplete, è stato deciso di optare per il metodo di misura in statico.

Le misure vengono quindi effettuate in statico, utilizzando lo schema di configurazione delle gabbie riportato nella tabella di figura 6.7, lavorando a una temperatura di circa 1400-1450° C e con un segnale della massa di riferimento ^{88}Sr di circa 3.0 – 3.2 V per 3100-3300 A iniziale di corrente fornita al filamento. I diversi rapporti isotopici sono stati misurati in 15 blocchi da 20 misure, con tempo di integrazione di 8 secondi, per un totale di 300 misure. Il tempo di analisi, compresi focalizzazione del segnale (iniziale e a metà misura), centratura dei picchi e definizione della *baseline*, è di circa 50 minuti; la procedura di riscaldamento impiega circa 30 minuti.

Gabbia	L4	L3	L2	L1	C	H1	H2	H3	H4
Isotopo			^{84}Sr	^{85}Rb	^{86}Sr	^{87}Sr	^{88}Sr		

Figura 6.7: schema di configurazione delle Gabbie di Faraday per l'analisi dei rapporti isotopici dello Sr in modalità statica per analisi di micro-Sr.

Sia per gli standard che per i campioni è stato necessario mantenere un riscaldamento molto lento in misura per permettere al segnale di rimanere stabile.

E' noto che il frazionamento isotopico rappresenta un parametro molto importante ai fini di ottenere analisi qualitativamente attendibili, dal momento che può produrre errori fino all'1% sui rapporti isotopici misurati. Questo vale, a maggior ragione, per micro-campioni, dove si hanno minori quantità di materiale a disposizione. E' necessario quindi avere un controllo del valore del frazionamento in misura sulla base del quale è applicata una correzione analogamente ai campioni di roccia totale (correzione esponenziale, come descritto in Appendice IV). Nel corso delle analisi eseguite, il frazionamento isotopico presenta valori di $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pari a 8.33-8.34, nelle fasi iniziali della misura, che salgono fino a 8.40, nelle fasi finali, con una media di 8.37. Tali valori sono mediamente più alti rispetto a quelli riscontrati nei campioni di roccia totale, ma rimangono all'interno del campo di tolleranza (Thirwall 1991; Avanzinelli et al. 2005).

I valori dei rapporti isotopici dello standard di riferimento SRM987 (10 ng) misurati nel corso del periodo di analisi sono riportati in tabella di figura 6.8; il valore medio misurato è di 0.710248, la precisione interna ($2\sigma_m$) è ± 9 e la quella esterna è ± 26 per un totale di 30 analisi.

Sr standard metodo		$^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ statico	2σ	$2\sigma_m$	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ statico	n
SRM 987	Firenze (Sr Static) Thirwall (1991)	8.377517 8.375209		0.710248 0.710248	± 26 ± 11 (427)	± 9	0.056493 ± 28 0.056492 ± 16 (73)	30

Figura 6.8: Rapporti isotopici di Sr misurati in modalità statica sullo standard internazionale SRM987 (diluito 1:10, per ottenere circa 10 ng di Sr su filamento) per il periodo di riferimento delle analisi effettuate per il presente lavoro e confronto con i valori presenti in letteratura. La procedura di correzione attraverso legge esponenziale è descritta in Appendice I. I valori 2σ si riferiscono alle ultime cifre significative. I valori $2\sigma_m$ si riferiscono all'errore interno medio. I numeri tra parentesi indicano il numero di analisi effettuate per i dati ripresi dalla letteratura; n è il numero di replicati eseguiti presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze nel periodo di analisi.

L'analisi dei bianchi è stata effettuata in modalità statica e ha fornito valori medi di concentrazione dello Sr di 36 pg, per il bianco di solo laboratorio (minimo 13 pg, massimo 60 pg, per un totale di 6 prove), con 230 pg di bianco totale (minimo 101 pg, massimo 430 pg, per un totale di 20 bianchi analizzati).

Inoltre è stata effettuata una misura del rapporto isotopico per gli acidi utilizzati nel corso dell'attacco e del passaggio in colonna; i risultati hanno fornito dei valori di $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ pari a 0.7062 per l'acido nitrico e 0.7125 per l'acido cloridrico, che viene usato comunque in misura molto limitata nel corso dell'attacco. Questi due valori possono essere tenuti in conto per avere un'idea del valore del rapporto isotopico del bianco, tuttavia, nel caso in esame, le quantità operative con cui di fatto abbiamo lavorato, permettono di trascurare il contributo del bianco. Per quantità che variano da 20 a 25 ng di Sr infatti i bianchi ottenuti risultano <1% e non rappresentano, per tanto, un problema in termini di correzione dei dati.

Un'eventuale correzione potrebbe essere necessaria in casi di minori quantità di materiale disponibile o per valori isotopici molto diversi da quelli del bianco.

Nel caso specifico, quindi sapendo che ho un bianco di 230 pg, devo campionare almeno 23 ng di materiale; assumendo un contenuto di Sr medio nei plagioclasti analizzati di circa 1000 ppm e considerando una perdita totale di materiale del 20% nel corso della raccolta e del passaggio in colonna, posso stabilire che occorrono almeno 0.011 mm³ di materiale. In base alla geometria della punta scelta, nel nostro caso conica, con un angolo di 30°, impostando una profondità di perforazione di 80µm, sono necessari circa 290 punti di perforazione oppure un *raster* formato, ad esempio, da 17 righe di 250µm di lunghezza (quest'ultimo caso ovviamente deve essere configurato in base alla forma del cristallo caso per caso).

Le quantità effettive di materiale prelevato sono state poi ricalcolate, per ogni perforazione, in base alle dimensioni specifiche impostate (vedi tabella di capitolo 10).

BIBLIOGRAFIA

- Avanzinelli, R., Boari, E., Conticelli, S., Francalanci, L., Guarnieri, L., Perini, G., Petrone C.M., Tommasini, S., Ulivi, M., 2005 – *High precision Sr, Nd, and Pb isotopic analyses using the new generation Thermal Ionisation Mass Spectrometer ThermoFinnigan Triton-TI®*. *Per. Mineral.* **74**, 3, 147-166.
- Charlier, B.L.A., Gimbre, C., Morgan, D., Nowell, G.M., Pearson, D.G., Davidson, J.P., Ottley, C.J., 2005 – *Methods of microsampling and high-precision analysis of*

- strontium and rubidium isotopes at single crystal scale for petrological and geochronological applications.* Chem. Geol. **232**, 144-133.
- Davidson, J.P., Morgan, D.J., Charlier, B.L.A., Harlou, R., Hora, J.M., 2007. *Microsampling and isotopic analysis of Igneous Rocks : implications for the study of magmatic systems.* Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett. **35**, 273-311.
- Davidson, J.P., Tepley III, F.J., Knesel, K.M., 1998 – *Crystal isotope stratigraphy ; a method for constraining magma differentiation pathways.* Eos, **79**, 185, 189, 193.
- Davidson, J.P., Tepley III, F.J., Palacz, Z., Meffan-Main, S., 2001 – *Magma recharge, contamination, and residence times revealed by in situ laser ablation isotopic analysis of feldspars in volcanic rocks.* Earth Planet. Sci. Lett. **184**, 427-442.
- Francalanci, L., Tommasini, S., Conticelli, S., Davies, G.R., 1999. *Sr isotope evidence for short magma residence time for the 20th century activity at Stromboli volcano, Italy.* Earth Planet. Sci. Lett. **167**, 61-69.
- Horwitz, E.P., Chiarizia, R., Deitz M.L., 1992 – *A novel strontium-selective extraction chromatographic resin.* Solv. Extr. Ion Exch. **10**, 313-336.
- Morgan, D.J., Jerram, D.A., Chertkoff, D.G., Davidson, J.P., Pearson, D.G., Kronz, A., Nowell, G.M., 2007. *Combining CSD and microanalysis: magma supply and mixing processes at Stromboli Volcano, Aeolian Islands, Italy.* Earth Planet. Sci. Lett.
- Rickwood, P.C., 1977 – *A technique for extracting small crystals from thin sections.* Am. Mineral. **62**, 382-384.
- Siebel, W., Reitter, E., Wenzel, T., Blaha, U., 2005 – *Sr isotope systematics of K-feldspars in plutonic rocks revealed by the Rb-Sr microdrilling technique.* Chem. Geol. **222**, 183-199.
- Thirwall, M.F., 1991 – *Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis.* Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect., **94**, 85-104.
- www.new-wave.com

Capitolo 7

CLASSIFICAZIONE E PETROGRAFIA

7.1 Classificazione

I campioni studiati sono costituiti da lave, pomici e litici juvenili. Le prime provengono principalmente dal sistema duomi-inclusi post-caldera (solo un campione di lava perlitica proveniente dal duomo di Yali), gli altri dai depositi piroclastici dell'UP e dello YUP.

Trattandosi di materiali vulcanici, la classificazione delle rocce studiate è stata eseguita su base chimica, per mezzo del diagramma TAS (contenuto totale in alcali verso silice), secondo le indicazioni della commissione IUGS (Le Bas et al., 1986). A questo è stato affiancato il diagramma Potassio-Silice di Peccerillo & Taylor (1976). I valori di silice, potassio e alcali utilizzati in questi diagrammi sono valori anidri, cioè ricavati ricalcolando l'analisi della roccia a 100%, una volta eliminata la LOI%. La LOI, infatti, è un parametro che fornisce un primo e approssimativo indice chimico del grado di alterazione di una roccia, oltre a dar conto del contenuto di H₂O di cristallizzazione e di altre sostanze volatili contenute nei reticoli cristallini dei minerali primari e del vetro. Valori di LOI superiori al 2% vengono comunemente considerati come possibile indizio di alterazione di un campione. La LOI, associata all'osservazione macroscopica del campione a mano e allo studio petrografico, consente quindi di individuare quei campioni eventualmente alterati e quindi poco rappresentativi dal punto di vista geochimico. Tale indicazione permette di decidere se procedere a un'eventuale eliminazione di questi campioni da ulteriori indagini o, in ogni caso, una loro diversa considerazione nel quadro interpretativo. Nel presente studio valori di LOI superiori al 2% sono rilevati esclusivamente nelle pomici dei depositi piroclastici di Nisyros (NIS315 dell'UP) e in particolare nei campioni di Yali (NIS339, NIS340, NIS341).

Ciò indica che quei campioni prelevati dai duomi Sterna e Profitis Elias, caratterizzati dal colore spiccatamente rosso, per i quali poteva esserci un sospetto di alterazione, sono da considerarsi freschi. Tale colorazione è quindi da attribuire a condizioni di ossidazione del ferro nel magma dell'incluso.

In base a questi diagrammi la maggior parte dei prodotti campionati risulta nettamente sub-alkalina, con una affinità seriale calco-alkalina, caratteristica tipica di prodotti associati a magmatismo di arco. Nei prodotti più evoluti (pomici del deposito piroclastico dell'UP e dello YUP) si riscontra, tuttavia, una tendenza verso caratteristiche più alcaline, con una affinità calco-alkalina alta in potassio. Complessivamente si osservano composizioni che vanno da andesiti basaltiche fino a rioliti (Fig.7.1). In tutti i tre sistemi studiati si osserva una corrispondenza diretta tra l'andamento della silice e quello del potassio e degli alcali.

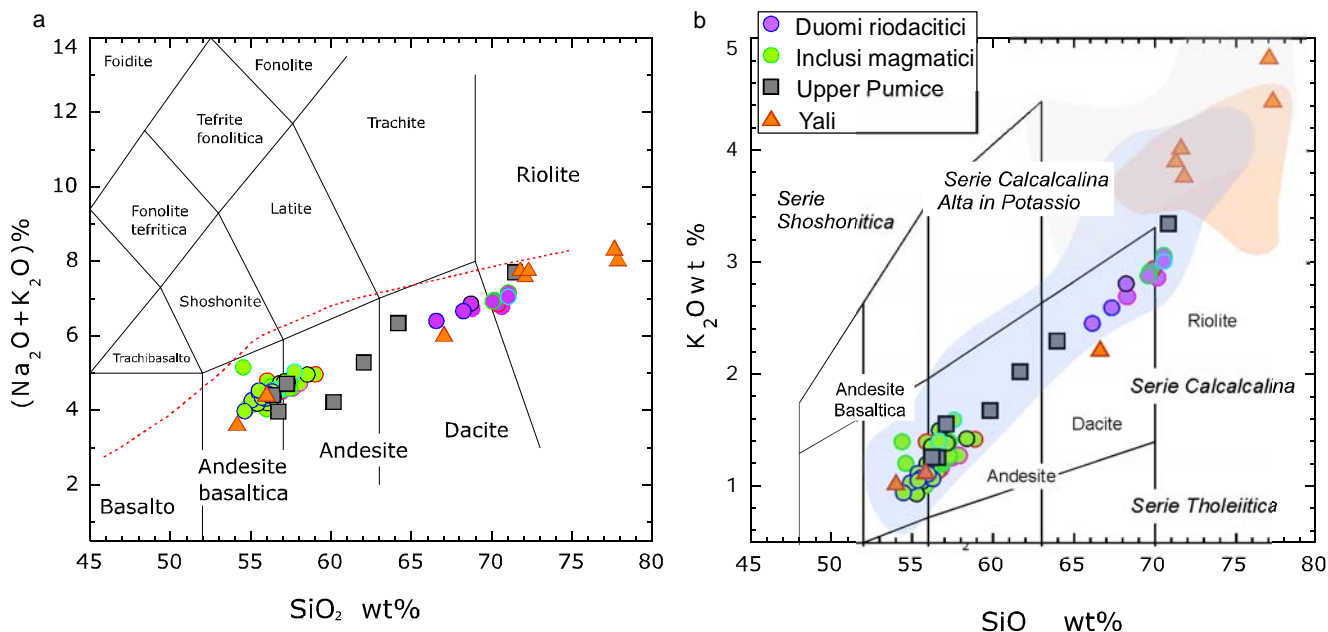


Figura 7.1: a: diagramma di classificazione alcali-silice (LeBas et al. 1986), la curva in tratteggio rosso separa i campi alcalino e sub-alcalino (Irvine & Baragar, 1971); b: diagramma di classificazione K₂O vs SiO₂ (Peccerillo e Taylor, 1976), il campo azzurro individua la variabilità composizionale dei prodotti di Nisyros, mentre il campo arancio indica quella dei prodotti di Yali, secondo dati di letteratura in Francalanci et al., 2005. Le composizioni si intendono anidre.

In particolare, le piroclastiti dell'*Upper Pumice* mostrano un ampio campo composizionale ricoprendo l'intero intervallo da andesiti, al limite con le andesiti basaltiche (NIS312-313), a rioliti (NIS315), con prodotti intermedi dacitici (NIS316c). Il potassio mostra un progressivo aumento con l'aumentare della silice, più accentuato nei termini evoluti (Fig. 7.2a).

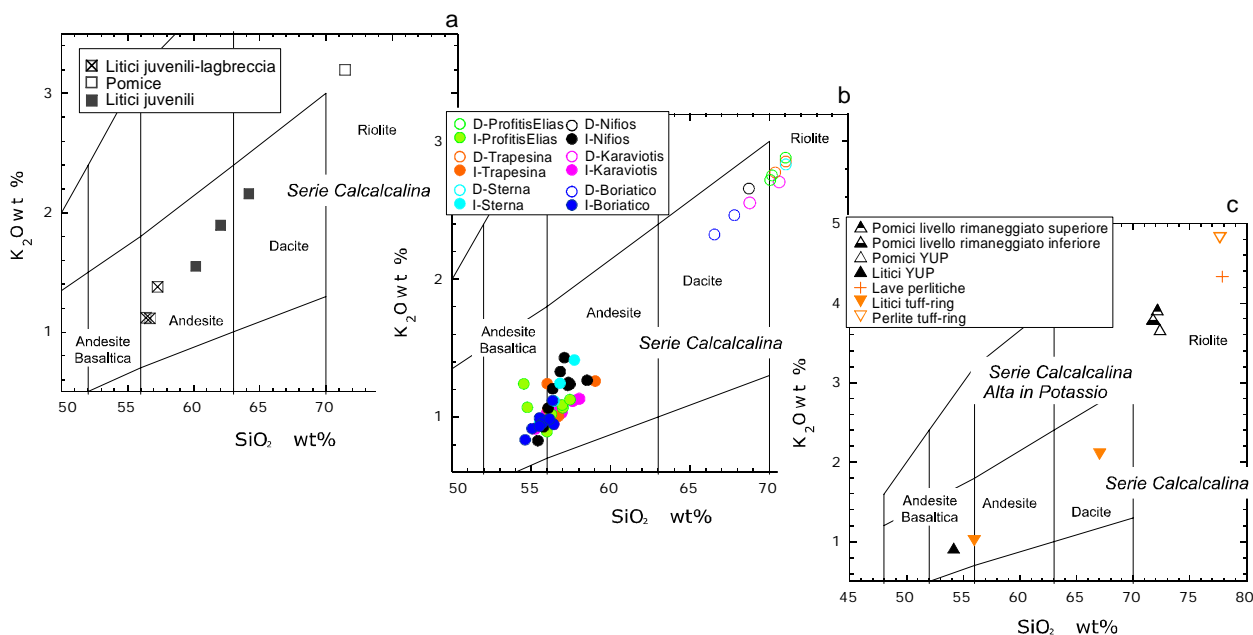


Figura 7.2: a: diagramma classificativo specifico per i campioni dell'UP; b: diagramma classificativo specifico dei campioni appartenenti al sistema post-caldera (PC); c: diagramma classificativo specifico per il sistema di Yali. Le composizioni si intendono anidre.

Questi andamenti evidenziano che i prodotti stratigraficamente più alti, in depositi normalmente interpretati come correlati al momento di acme dell'eruzione, sono quelli che mostrano la composizione meno evoluta, anche rispetto alla parte litica juvenile campionata dal deposito di caduta basale.

I campioni di duomo e relativi inclusi magmatici, invece, definiscono due campi composizionali ben distinti, con un intervallo pari a 7% di SiO_2 e circa 1% di K_2O e alcali. I duomi variano in composizione da daciti a rioliti, passando da contenuti di SiO_2 di circa 66%, per un campione di duomo del Boriatico, fino a 71% nei campioni di duomo appartenenti ai sistemi più vecchi Trapesina, Sterna e Profitis Elias. Il potassio, analogamente, varia da poco più del 2% fino a quasi il 3%.

Gli inclusi magmatici hanno invece una composizione variabile da andesiti-basaltiche ad andesiti, con una variazione nella silice da circa 55% a 59%. I valori di potassio variano invece da 0.8% a 1.5%. Gli alcali mostrano differenze meno accentuate. Anche nel caso degli inclusi, il sistema che presenta le composizioni più primitive è quello di Boriatico, mentre i più evoluti appartengono a Nifios e Trapesina (Fig. 7.2b).

I campioni appartenenti ai prodotti di Yali, infine, mostrano un ampio intervallo composizionale con caratteristiche estreme: si passa infatti da composizioni riolitiche (per le pomice e le lave) ad andesiti basaltiche (per i litici juvenili), (Fig. 7.2c).

Confrontando i dati ottenuti con quelli presenti in bibliografia si osserva che i campioni analizzati ricadono interamente all'interno dei campi di variabilità definiti per Nisyros e Yali (Fig.7.1b).

7.2 Caratteristiche petrografiche

Trattandosi di rocce calco-alcaline di magmatismo di arco, possiamo anticipare che la fase mineralogica di gran lunga dominante e caratterizzante è il plagioclasio, che mostra tutta una serie di tessiture peculiari ed è presente in tutte le classi composizionali da macrocristalli a microliti in massa di fondo.

Dal momento che i campioni prelevati appartengono a tre sistemi diversi, sia per tipo di attività che li caratterizza, che per collocazione spazio-temporale, in questo capitolo verranno esposte le caratteristiche petrografiche dei diversi prodotti sistema per sistema. Per quanto riguarda il sistema duomi-inclusi, in particolare, questo verrà trattato descrivendo separatamente i campioni delle lave dei duomi da quelli degli inclusi. Questo per permettere di comprendere i caratteri che accomunano e contraddistinguono nel complesso questi due tipi di magmi, dettagliando le caratteristiche di ogni componente. A questo primo quadro generale seguirà una descrizione delle particolarità, differenze e variazioni che distinguono i diversi apparati tra di loro, mettendoli a confronto. Tutto questo nel tentativo di analizzare nel dettaglio questo sistema, estremamente articolato, dove i due componenti principali (i duomi e gli inclusi) sono a loro volta composti da tutta una serie di elementi e componenti che interagiscono tra loro generando una vasta gamma di caratteristiche specifiche.

L'analisi petrografica è stata eseguita su un totale di 128 sezioni sia lucide che sottili; di queste una selezione di 19 sezioni lucide è stata accuratamente scelta per analisi mineralogiche esplorative e di dettaglio alla microsonda elettronica. Questo aspetto verrà esposto in dettaglio nel Capitolo 8.

Nella descrizione dei minerali e dei vari componenti che costituiscono i campioni analizzati, relativamente alle loro dimensioni, si farà riferimento a quanto riportato nella tabella sottostante. In questa tabella sono state definite cinque classi dimensionali, in modo da raccogliere l'intera variabilità osservata:

mm	nome	fase
2 - 5	macro-cristallo	plg+qz+rari px
0.6 - 2	fenocristallo	plg+opx+qz+rari cpx
0.4 - 0.6	micro-fenocristallo	plg+cpx+opx+olv+ox+rarianf
0.1 - 0.2	microlito	plg+cpx+olv+anf+ox
<0.1	cripto-cristallo	plg+px?

Tabella 1: classi dimensionali in cui sono state suddividere le varie fasi mineralogiche osservate. In seguito faremo riferimento alle medesime denominazioni e classi dimensioni per la descrizione dei diversi componenti del duomo e degli inclusi.

7.2.1 Piroclastiti dell'Upper Pumice

La porzione pomicea (NIS315) ha una composizione nettamente riolitica, con una paragenesi dominata da plagioclasio (come fenocristalli sparsi), con subordinati clinopirosseno, ortopirosseno e ossidi (principalmente come micro-fenocristalli).

La struttura è debolmente porfirica (circa 5% di fenocristalli), con una massa di fondo vetrosa, fortemente vescicolata e caratterizzata da evidenti strutture di flusso, che conferiscono al campione un aspetto fibroso in sezione. I fenocristalli di plagioclasio hanno un habitus da euedrale a subedrale, sono fortemente fratturati e spesso frammentati. Queste fasi, presentano geminazioni e zonature di vario tipo (normali e inverse, maculate e concentriche), talvolta ampie tessiture a setaccio al nucleo e bordi generalmente netti. Le fasi femiche possiedono, nella maggior parte dei casi, habitus subedrale, con bordi riassorbiti e sono spesso associate a microliti di ossidi. Il vetro appare opacizzato.

La porzione litica juvenile (NIS316), di composizione variabile da andesitica a dacitica, raccolta nel medesimo livello di caduta delle pomice, è composta da una popolazione di clasti con densità, cristallinità e contenuto in femici molto variabile. Come anticipato nel Capitolo 4, queste caratteristiche sono state utilizzate per suddividere in sottogruppi il campione totale (da NIS316a a NIS316h).

La paragenesi mineralogica di questi litici juvenili è dominata dalla presenza del plagioclasio, sia come microlito che come micro-fenocristallo e fenocristallo. Quest'ultimi presentano spesso bordi e/o nuclei a setaccio. Questa tessitura diviene spesso molto sottile e pervasiva, tale da creare un effetto opacitico in bande più o meno spesse. Subordinatamente, si osservano pirosseno (orto e clino), anfibolo e olivina, presenti sia come fenocristalli che come micro-fenocristalli, spesso aggregati tra loro. I pirosseni e l'olivina, mostrano spesso bordi in disequilibrio: opacitici o ricristallizzati ad anfibolo. Gli ossidi sono ampiamente presenti come microliti, distribuiti nella massa di fondo o aggregati alle fasi femiche (in questi casi possono presentare dimensioni maggiori, fino a fenocristalli).

Nel dettaglio, i campioni prelevati sono stati suddivisi in 8 sottogruppi: la porzione 'a' presenta una struttura molto particolare: vacuolare, con micro-fenocristalli di plagioclasio e anfibolo, circa equigranulari, formati chiaramente per una intensa fatturazione di cristalli di dimensioni maggiori. Il vetro è presente come sottili filamenti tra i cristalli e

intorno ai vacuoli. Questo campione mostra, nel complesso un aspetto, granulare. Simili, anche se più dense, sono le porzioni 'g' e 'f'. La porzione 'b' è nettamente più cristallina, con una struttura di microliti di plagioclasio e anfibolo, allungati, e una tessitura debolmente porfirica (3-4%). Anche in questo caso, il vetro è scarso, presente negli interstizi tra i cristalli, i vacuoli si presentano arrotondati e di dimensioni dell'ordine dei micro-fenocristalli. Si osservano aggregati di minerali femici sparsi, prevalentemente di clinopirosseno, in netto disequilibrio, con bordi riassorbiti, ricristallizzati ad anfibolo o opacitici. Simili, sono le porzioni 'd' (meno ricca in femici), 'h' (con microcristalli più piccoli) e 'c' (con microcristalli ancora più piccoli). La porzione 'e' presenta caratteristiche diverse da tutte le altre, con un aspetto più pomiceo, una massa di fondo vetrosa, molto vacuolare (qui forse intorno al 50%) e pochi fenocristalli sparsi di plagioclasio. Quest'ultima tipologia, non presenta, in sezione, caratteristiche tipiche di litico juvenile, ma sembrerebbe più appartenere alla porzione evoluta del sistema, tuttavia i cristalli di plagioclasio possiedono caratteristiche simili ai micro-fenocristalli osservati all'intero degli inclusi juvenili, piuttosto che a quelli della pomice.

I litici juvenili, di composizione andesitica (NIS312-313-314), presentano caratteristiche molto più omogenee, con una struttura sub-afirica, caratterizzata da una massa di fondo microcristallina (con tessitura tendente a dictitaxitica) costituita da plagioclasio e anfibolo, con micro-fenocristalli di pirosseno (generalmente clinopirosseno, parzialmente o completamente ossidato), plagioclasio (spesso organizzati in aggregati raggiati) e ossidi. Il vetro è scarso ed essenzialmente interstiziale. Nel complesso, questi litici assomigliano molto ai campioni di incluso, che si ritrovano all'interno dei duomi post-caldera.

Tra campione e campione, si possono osservare soltanto alcune differenze nelle caratteristiche di vacuolarità e dimensioni dei microcristalli: NIS313 è il campione più denso, con una massa di fondo costituita da cristalli di dimensioni più piccole, rispetto agli altri; NIS312 mostra, invece, il maggiore vacuolarità, con dimensioni intermedie dei cristalli della massa di fondo e femici in disequilibrio; NIS314 possiede una struttura microcristallina con cristalli di dimensioni più grossolane e una vacuolarità intermedia.

7.2.2 Duomi rio-dacitici

I duomi rio-dacitici presentano nel complesso caratteristiche comuni e omogenee; tutti mostrano una struttura porfirica e glomeroporfirica, seriatata, con una massa di fondo da vetrosa a cripto-cristallina, estremamente ricca in microliti. Evidenti strutture di flusso possono essere osservate grazie all'allineamento dei microliti, soprattutto intorno ai grandi fenocristalli di plagioclasio e al contatto con gli inclusi (struttura fluidale o eutassitica). Il corpo del duomo è formato da vetro (fino al 50%), vacuolare (3%-20%), all'interno del quale sono disperse le diverse fasi mineralogiche, aggregati mafici o gabbroidi, di dimensioni variabili da macro-cristalli a microliti in massa di fondo e micro-inclusi magmatici di dimensioni variabili da micro-fenocristalli a microliti. Le fasi mineralogiche possono essere singole o in aggregato, talvolta frammentate. La paragenesi mineralogica è dominata dal plagioclasio e subordinatamente da ortopirosseno, ossidi (magnetite prevalentemente), clinopirosseno, quarzo, olivina, anfibolo e apatite, come minerale accessorio. Le vescicole hanno dimensioni variabili, con dimensioni medie paragonabili a quelle dei micro-fenocristalli, con forme generalmente ovoidali, talvolta allineate lungo direzioni di degassamento. Una concentrazione di

vescicole maggiore si osserva in corrispondenza dei fenocristalli più grandi di plagioclasio e intorno agli inclusi magmatici. A nicols paralleli in molti casi queste tracce di degassamento sono marcate da una patina opacitica, di colore marroncino, tipica di alterazione idrotermale da passaggio di gas. Generalmente queste rocce possiedono una massa di fondo chiara e limpida, a nicol paralleli, tuttavia tali caratteristiche sono fortemente influenzate dalle condizioni locali e frequentemente si possono osservare zone con masse di fondo fortemente opacizzate. Queste variazioni locali, all'interno di un unico corpo di duomo, sono legate principalmente al passaggio dei gas, dalle porzioni interne del duomo verso l'esterno, in funzione anche della dinamica di messa in posto. Comunemente si osserva che le porzioni di tetto, quindi quelle che vengono emesse prima e rimangono più superficiali, sono quelle che presentano una maggiore struttura scoriacea, a differenza di quelle interne che hanno un aspetto più denso.

Il sistema duomo si presenta quindi estremamente complesso e variegato, con proprietà e caratteristiche soggette a variazioni locali anche importanti, come una grande miscela multicomponente.

La tabella sottostante, riassume schematicamente le caratteristiche di ogni duomo in riferimento ai componenti che lo caratterizzano.

Sistema	porfiricità	microliti nella massa	inclusi magmatici		aggregati femici	qz
			microliti	micro- fenocristalli	feno- macro	feno-macro
	%					
Profitis Elias	20-25	+++	**	**	**	**
Trapesina	20-30	++	**	**	**	**
Sterna	30	+	*	*	**	**
Nifios	20	++	*	*	**	**
Karaviotis	25-30	da+ a++++	**	***	*	**
Boriatico	15	+++++	****	****	**	*
		Fig. 7.3	Fig. 7.4 a	Fig. 7.4 b		

mdf=massa di fondo

feno-macro=dimensioni complessive come fenocristalli o macro-cristalli

Tabella 2: componenti principali presenti nelle lave dei duomi, corredati da una stima qualitativa della loro abbondanza e ricorrenza nei diversi sistemi. La dicitura "microlito" indica quei micro-inclusi magmatici di dimensioni appartenenti alla classe dimensionale definita per i microliti, analogamente per micro-feno si intendono micro-inclusi magmatici di dimensioni analoghe ai micro-fenocristalli, per feno-macro quelle definite per i fenocristalli e per i macro-cristalli. I simboli: da + = bassa a +++++ = molto alta; * = sporadici, ** = occasionali, *** = frequenti, **** = molti.

I duomi possiedono una struttura estremamente seriatata, anche procedendo verso dimensioni dei cristalli più piccole, e la variabilità osservata ricopre tutte le cinque classi dimensionali precedentemente definite.

La classe dei macro-cristalli, che comprende cristalli di dimensioni maggiori di 2 mm, visibili anche a occhio nudo, è costituita prevalentemente di plagioclasio, che possono essere sia singoli che aggregati tra loro, con cristalli compenetrati, talvolta distinguibili solo a nicols incrociati. Talvolta rientrano in questa classe anche i più grossi cristalli di quarzo.

Fenocristalli e micro-fenocristalli sono le due classi composizionali rappresentative della maggioranza delle fasi mineralogiche: plagioclasio, ortopirosseno, quarzo, olivina, clinopirosseno, talvolta ossidi e anfibolo. Rientrano in questi intervalli dimensionali anche gli aggregati femici e parte dei micro-inclusi magmatici.

La classe dei micro-fenocristalli e quella dei microliti appaiono nettamente distinte da un piccolo intervallo dimensionale, cosa che invece non accade per tutta la popolazione dei cristalli più grandi, dove si osserva una spiccata gradazione dimensionale. I micro-inclusi magmatici variano in dimensioni da micro-fenocristalli, ricoprendo l'intervallo dimensionale suddetto, fino a costituire piccole porzioni di materiale, assimilabile alla classe dei microliti. Quest'ultima classe composizionale comprende tutti quei cristallini che si trovano dispersi nella massa di fondo e ne determinano in qualche modo la cristallinità, definendone spesso la struttura fluidale. Questi microliti sono principalmente aghetti di plagioclasio, ma ci possono essere anche pirosseni, anfibolo e ossidi, raramente olivina. In questa classe rientrano quei cristalli che si formano per cristallizzazione finale, sin-eruttiva, del magma (secondo la definizione di Swason et al., 1989; Gibson & Naney, 1992), ma anche tutti quei cristalli che potrebbero provenire dalla disgregazione della massa di fondo cristallina degli inclusi magmatici. Frequentemente infatti si possono osservare fenomeni di questo tipo al contatto duomo-incluso, soprattutto quando quest'ultimo non possiede un *chilled margin* continuo; in questi casi ci sono tratti di bordo che si slabbrano e chiaramente si possono osservare scie di microliti che si sgranano dalla struttura microcristallina disperdendosi nel corpo del duomo. Una volta dispersi questi cristalli sono indistinguibili dagli altri.

Infine, con il termine cripto-cristalli si vuole indicare la presenza di una massa di fondo non puramente vetrosa, ma cristallizzata, cripocristallina appunto. Questa massa di fondo non appare infatti totalmente nera a nicol incrociati, ma presenta evidenza di una cristallizzazione finale del magma che compone il duomo, risultante dal raffreddamento nel corso o successivamente la messa in posto (Lofgren, 1971). Nel caso in esame la popolazione dei cripto-cristalli è stata interpretata come composta prevalentemente da plagioclasii.

I diversi componenti che sono stati riconosciuti all'interno del duomo, schematizzati in Tabella 2, vengono di seguito illustrati al fine di chiarire a cosa si fa riferimento con le denominazioni utilizzate in questo capitolo, denominazioni che potrebbero essere riprese in seguito, in quelli successivi.

Per porfiricità si intende una stima percentuale della quantità di cristalli presente all'interno dei duomi, nell'intervallo composizionale da macrocristalli a micro-fenocristalli. La fase che principalmente concorre a definire questa percentuale sono i plagioclasii. Questo indice di porfiricità varia localmente, si possono infatti osservare zone con un maggiore accumulo di cristalli rispetto ad altre meno porfiriche, probabilmente in funzione dei regimi di flusso all'interno della lava che stava estrudendo. Complessivamente questo parametro può essere comunque considerato costante, con un valore medio di circa il 20% rispetto alla massa totale. Boriatico appare il sistema meno porfirico (con una stima intorno al 15%), Sterna, Karaviotis e Profitis Elias appaiono invece tendenzialmente più ricchi in macro e feno-cristalli con una porfiricità fino al 30%.

La seconda colonna della tabella di figura 7.4 definisce una stima, qualitativa, dell'abbondanza di microliti (sia come cristalli singoli che aggregati) osservabili in massa di fondo, la quale è costituita da vetro e cripto-cristalli in proporzioni variabili (fig. 7.3). Variazioni nella percentuale di questi microliti nella massa di fondo sono piuttosto difficili da stimare e possono variare da un campione di base a uno di tetto (come osservato nei campioni di Karaviotis). Tuttavia i campioni di duomo di Boriatico appaiono evidentemente più ricchi di microliti in massa di fondo, soprattutto presentano la maggior quantità di microliti femici, insieme ai plagioclasii, rispetto a tutti gli altri sistemi. Seguono

Trapesina e Profitis Elias. I campioni di duomo di Nifios e Sterna presentano, invece, una massa di fondo cripto-cristallina, mentre Boriatico appare complessivamente più ricco in vetro. Quest'ultima evidenza è probabilmente una conseguenza della dinamica di messa in posto di questo duomo, caratterizzata da una portata nettamente più alta (vedi Capitolo 4) rispetto a tutti gli altri, ciò provoca un più rapido raffreddamento del magma e quindi la formazione di vetro in misura più abbondante.

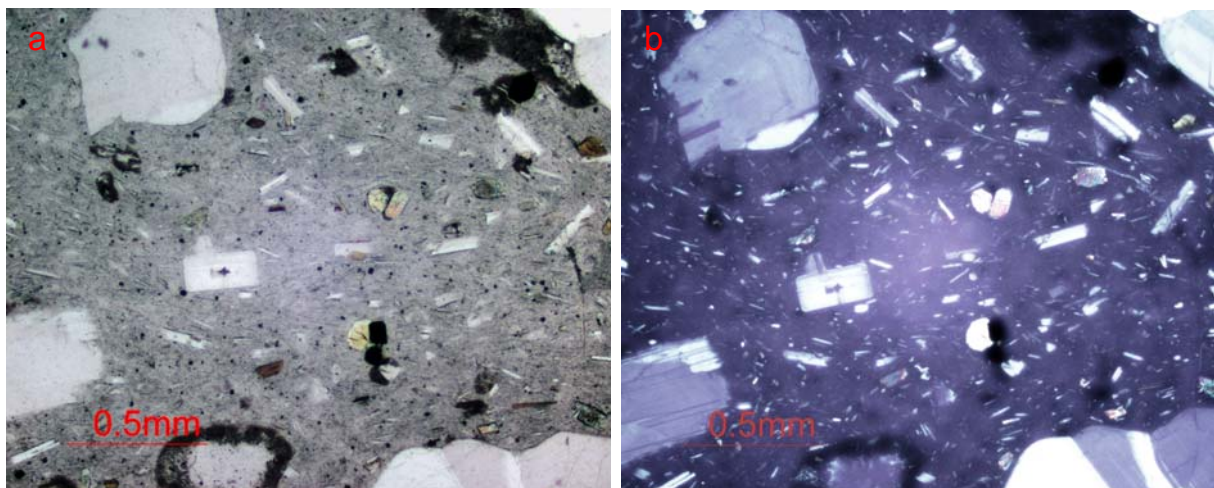


Figura 7.3: immagine rappresentativa dell'abbondanza di microliti nella massa di fondo in un campione di duomo. Si osservano microliti di plagioclasio, femici e ossidi. Immagine a nicols paralleli (a) e incrociati (b).

Per aggregati mafici si intende aggregati di fenocristalli di ortopirosseno e ossidi, clinopirosseno e ossidi e/o olivina, orto- e clino-pirosseno e ossidi, con dimensioni assimilabili ai fenocristalli e macrocristalli. La fase femica si presenta da euedrale a subedrale con frequenti segni di riassorbimento, gli ossidi, talvolta anche come micro-fenocristalli, sono spesso presenti anche come fase di ricristallizzazione lungo i bordi delle fasi femiche. La loro presenza all'interno dei duomi è piuttosto ricorrente e omogenea tra i diversi sistemi analizzati.

Oltre a questi aggregati esclusivamente mafici, presenti in tutti i sistemi e in tutti i campioni di duomo prelevati, si possono osservare anche aggregati, appartenenti alla stessa classe dimensionale, con contorni arrotondati, composti prevalentemente da plagioclasio, spesso subedrali e anedrali, quarzo, sempre riassorbito, occasionalmente clinopirosseni e ossidi. Questi aggregati non possono essere a prima vista attribuibili alla disgregazione di un incluso magmatico, in quanto possiedono una tessitura e struttura diversa, con cristalli a contatto ed eventualmente materiale interstiziale nei vacuoli. Limitatamente alla fase plagioclasio, il loro aspetto è simile a quello illustrato in fig. 4.7c. Aggregati di questo tipo non si ritrovano frequentemente, ma sono stati osservati sporadicamente in alcuni campioni di duomo (NIS277, NIS299, NIS287).

Per micro-inclusi magmatici si intendono piccole porzioni di materiale aggregato, che hanno come caratteristica fondamentale la presenza di plagioclasio, e formano un'entità distinta all'interno della massa di fondo. I cristalli che li compongono appartengono tutti alla classe dei microliti. Sulla base di caratteristiche come l'associazione mineralogica, la struttura e l'aspetto generale, possono essere attribuiti alla disgregazione degli inclusi magmatici più grandi all'interno del duomo (fig. 7.4a-b).

Le dimensioni di questi micro-inclusi sono variabili dalla classe dei microliti, fino a quella dei micro-fenocristalli.

I più piccoli possono essere principalmente di tre tipi:

1) aggregati più o meno raggiati di soli microliti di plagioclasio con habitus aciculare (fig.7.4a,1);

2) aggregati di microliti di plagioclasio, con habitus aciculare o tabulare, intorno a microliti, generalmente singoli, di minerali femici, come olivina o pirosseni (fig.7.4a,2-3); Questi micro-inclusi, date le loro dimensioni, vengono inevitabilmente computati nella stima della quantità di microliti della massa di fondo.

Gli altri, si riconoscono invece in quanto mantengono la struttura dictitaxitica dell'incluso originario. Anche questi possono essere di due tipi: afirici o porfirici:

1) quelli afirici sono piccole porzioni di materiale costituite esclusivamente da anfiboli e plagioclasti, aciculari o tabulari (fig.7.4b,1-2);

2) quelli porfirici contengono anche micro-fenocristalli di minerali femici (olivina e ossidi/pirosseni e ossidi) singoli o aggregati (fig.7.4b,3-5).

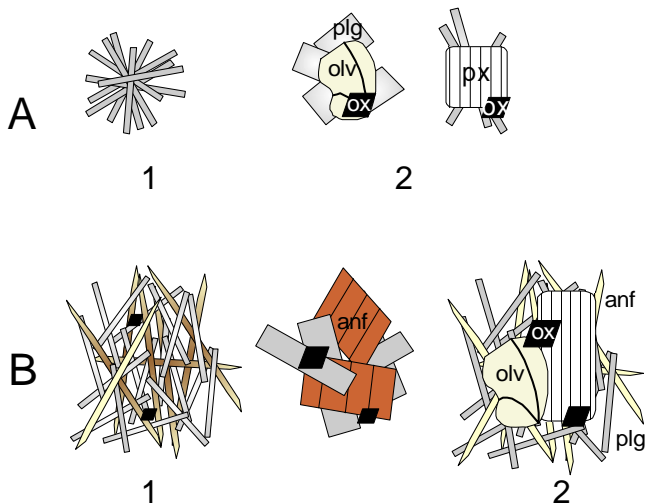


Figura 7.4: rappresentazione schematica delle diverse tipologie di micro-inclusi osservabili all'interno dei duomi. A: micro-inclusi di dimensioni attribuibili alla classe dimensionale dei microliti, 1- aggregato raggiato di plagioclasti; 2- aggregato di minerali femici (olivina -olv- o pirosseni -px- con ossidi -ox-) con plagioclasti (plg) tabulari o aciculari; B: micro-inclusi di dimensioni attribuibili alla classe dimensionale dei micro-fenocristalli, 1- afirici, con cristalli aciculari o tabulari di plagioclasio e anfibolo (anf); 2- porfirici.

Questi micro-inclusi possono essere visti, quindi, come piccole porzioni di magma mafico (lo stesso che genera gli inclusi visibili alla macro-scala) che si emulsiona all'interno di quello più acido costituente il duomo.

L'abbondanza di questi micro-inclusi è un'altra caratteristica variabile all'interno dei sistemi studiati. Nei campioni di duomo del Boriatico, ancora una volta si osserva la situazione più interessante, con un'alta quantità di micro-inclusi magmatici che coprono l'intera variabilità dimensionale. Questa caratteristica farebbe pensare che nel caso del Boriatico sono presenti fenomeni di emulsione tra i magmi riolitici del duomo e quelli basaltico-andesitici degli inclusi molto importanti, anche alla micro scala. Questo implicherebbe un aumento dell'entità dei processi di interazione nel sistema più recente.

Anche nei duomi Profitis Elias e Karaviotis si osservano molti micro-inclusi, ma in maniera meno accentuata rispetto al Boriatico. Sterna e Nifios appaiono invece quei sistemi con

un contenuto nettamente inferiore di questi micro-inclusi. Il duomo Trapesina sembra mostrare una situazione intermedia.

Segue una descrizione di dettaglio delle diverse fasi mineralogiche presenti.

7.2.2.1 Plagioclasio

Il plagioclasio è la fase mineralogica di gran lunga più importante, presente in percentuali fino al 20%, come macro-cristallo, fenocristallo, che come microcristallo e microlito in massa di fondo.

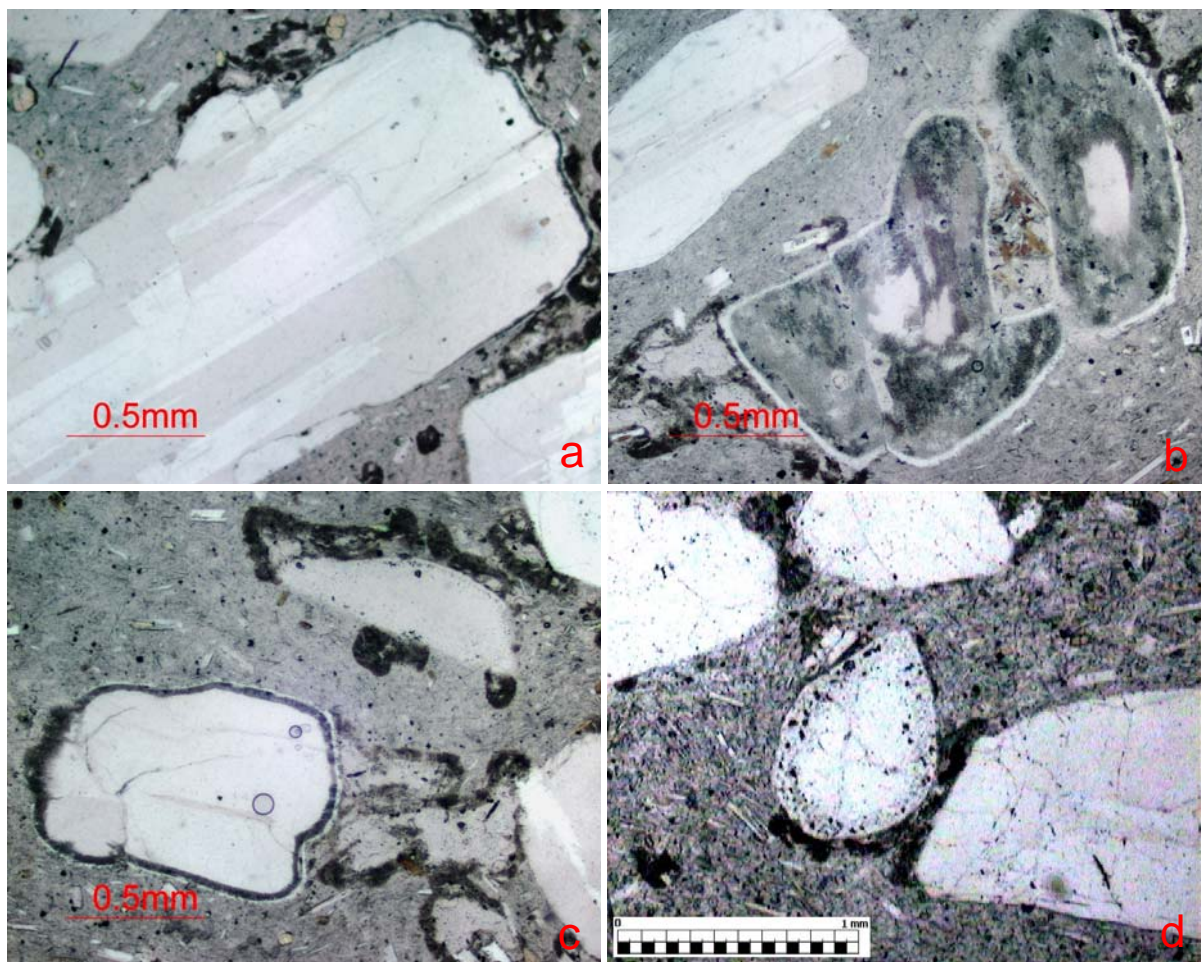


Figura 7.5: immagini rappresentative di plagioclasio come macro-cristalli e fenocristalli presenti nei duomi. a: macrocristallo zonato e geminato, con bordi arrotondati e sottile bordo a setaccio; b: aggregato di macrocristalli con un'ampia zona con tessitura a setaccio estremamente sottile da opacizzare il cristallo, bordo esterno chiaro riequilibrato con il duomo; c: esempio di fenocristallo con sottile bordo a setaccio e bordo esterno chiaro riequilibrato con il duomo, sopra a questo fenocristallo è presente un esempio di frammento di fenocristallo di plagioclasio con bordo a setacci; d: fenocristallo di plagioclasio arrotondato con bordo a setaccio.

I macro-cristalli possono raggiungere dimensioni anche notevoli, di qualche millimetro, visibili a occhio nudo e si presentano come cristalli singoli o più spesso come aggregati di più cristalli (feno o macro) compenetrati tra loro. Tutti i plagioclasii osservati all'interno dei campioni di duomo, da macro-cristalli a micro-fenocristalli, possiedono caratteristiche analoghe (fig.7.5): habitus subedrale, con spigoli arrotondati (fig.7.5a), intensa fatturazione del cristallo, geminazioni singole o multiple e zonature, anche in bande sottili, quasi sempre concentriche, sia normali che inverse. Quasi tutti (fanno eccezione

certi micro-fenocristalli totalmente limpidi) presentano tessiture a setaccio nei nuclei e/o al bordo (fig. 7.5d). Spesso questa tessitura è così sottile e che le bande appaiono praticamente opacizzate e in alcuni casi caratterizzano l'intero cristallo fatta eccezione per un sottile bordo esterno di ricristallizzazione (fig. 7.5b). Questo sottile bordo è praticamente sempre presente anche nei casi in cui è possibile osservare delle anse di riassorbimento.

Le caratteristiche appena descritte rientrano nella generale casistica di tessiture di disequilibrio descritte da Hibbard (1991) per sistemi magmatici soggetti a processi di mescolamento.

Non tutti i cristalli, tra quelli presenti nei campioni di duomo studiati, appartenenti alle classi dimensionali appena descritte, sono cristalli integri: esistono tutta una serie di frammenti (es. fig. 7.5c) provenienti dalla disgregazione di un cristallo più grande, in cui le fratture si sono allargate, provocandone la completa rottura. Si tratta di una caratteristica molto comune in sistemi di questo tipo, come descritto anche da Allen & McPhie (2003), e da luogo diverse morfologie caratteristiche, come mostrato in figura 7.6.

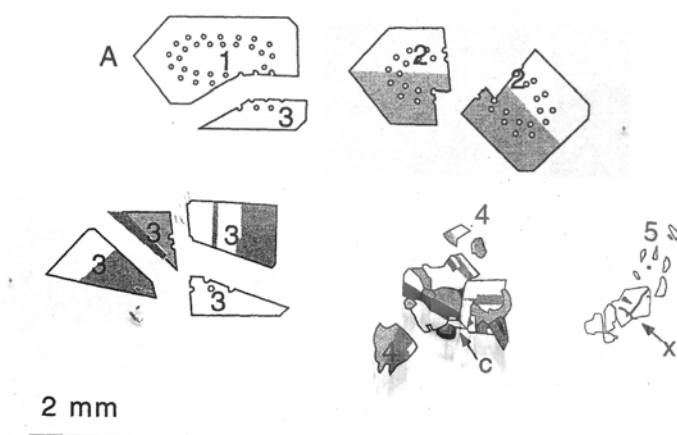


Figura 7.6: disegno schematico rappresentativo della casistica di frammenti di plagioclasio che si possono ritrovare in posizioni diverse all'interno dei duomi. 1) cristallo fondamentalmente euedrale con solo una piccola ansa a testimonianza della parte mancante; 2) frammenti di cristallo subedrale con bordi spezzati in maniera irregolare o netta; 3) piccoli frammenti triangolari, come angoli mancanti di un più grande cristallo o parti di esso variamente ri-orientate nel corpo del duomo; 4) frammenti anedrali separati da un cumulo. Modificato da Allen & McPhie (2003).

Questi frammenti probabilmente si originano in risposta alla decompressione di inclusioni fluide di grandi dimensioni che generano una fratturazione del cristallo (Tait, 1992). Le fratture si impostano, infatti, preferenzialmente lungo le zone di maggiore debolezza del cristallo, come allineamenti di inclusioni fluide, piani di clivaggio o di geminazione. Gli sforzi di taglio che si sviluppano all'interno del flusso lavico, nel corso della risalita o della messa in posto, possono provocare, successivamente, lo smembramento vero e proprio del cristallo e, se prolungati nel tempo, possono portare alla frammentazione completa, con l'allontanamento e rotazione dei singoli frammenti (Allen & McPhie, 2003).

Soltanto alla scala dei microliti è possibile osservare habitus euedrali dei cristalli di plagioclasio. I microliti appaiono infatti generalmente limpidi, con habitus tabulare, più o meno allungato, talvolta con geminazioni.

7.2.2.2 Le fasi femiche

Le fasi femiche sono costituite da pirosseni, olivina e anfibolo.

I pirosseni si ritrovano sia come orto- che clinopirosseno, i primi sono presenti frequentemente come fenocristalli, da euedrali a subedrali, singoli o in aggregato con ossidi, talvolta presentano bordi ricristallizzati a clinopirosseno, più spesso appaiono

riassorbiti. Il clinopirosseno è più frequente come micro-fenocristallo o microlito in massa di fondo, a meno che non si trovi in aggregato con plagioclasio e ossidi.

L'olivina è presente, quasi esclusivamente, come micro-fenocristallo, talvolta come microlito, sempre in disequilibrio e con bordi riassorbiti o opacitici. Hanno forma rotondeggiante e colore chiaro.

L'anfibolo è raramente presente, essenzialmente come microlito, di forma allungata. Si può presentare singolo, disperso nella massa di fondo, oppure, più spesso, in aggregato con plagioclasio e altri minerali femici a formare micro-inclusi.

7.2.2.3 Gli ossidi

Gli ossidi sono presenti principalmente come micro-fenocristalli in corrispondenza o associati alle fasi femiche in aggregato. Inoltre costituiscono con i plagioclasii la fase più comune dei microliti della massa di fondo.

7.2.2.4 Il quarzo

Il quarzo si presenta essenzialmente come fase interstiziale o come macro-cristallo e fenocristallo, fortemente riassorbito. Talvolta si presenta in aggregato con fenocristalli di plagioclasio o orto- e clino- pirosseno.

7.2.2.5 Minerali accessori

Tra i minerali accessori si riconosce l'apatite, presente come microlito, di forma allungata aciculare, nella massa di fondo o incluso all'interno di cristalli di plagioclasio.

7.2.3 Inclusi magmatici

Gli inclusi presentano tutti una struttura ipoialina con massa di fondo microcristallina (caratterizzata da una certa variazione dimensionale tra incluso e incluso), vacuolare, porosa, con vetro interstiziale, in quantità variabili nei diversi campioni di incluso.

La paragenesi mineralogica è dominata di nuovo dal plagioclasio, presente in tutte le classi dimensionali, da microlito a macro-cristallo, seguito da anfibolo, olivina, ossidi, pirosseni (sia ortopirosseno che clinopirosseno) e raramente quarzo, sempre riassorbito. Come nei duomi, anche negli inclusi sono presenti dei componenti come aggregati mafici, porzioni di materiale evoluto di probabile provenienza dal duomo e inclusi magmatici secondari con caratteristiche distinte.

Il grado di porfiricità degli inclusi è variabile (2-10%). Alcuni sono praticamente afirici, altri invece estremamente porfirici, con grossi fenocristalli di plagioclasio e aggregati femici. La maggior parte presenta una porfiricità stimabile intorno al 2-3%, con rari casi di inclusi fortemente porfirici (~10%), come nei sistemi Boriatico e Trapesina (NIS278 e NIS327). Talvolta, sono presenti evidenti interdigitazioni con il materiale del duomo costituite da vetro con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e talvolta aggregati femici. Altre volte si osservano vere e proprie porzioni di questo materiale del duomo isolate all'interno dell'incluso. Al contatto con queste porzioni si osserva spesso una

maggiore vacuolarità dell'incluso e una dimensione minore dei microliti della massa di fondo.

La massa di fondo è composta prevalentemente da cristalli di anfibolo e plagioclasio, di dimensioni variabili tra la classe dimensionale dei microliti a quella dei micro-fenocristalli. Questi cristalli si presentano generalmente allungati, fino ad assumere habitus aciculare, ma possono mostrare anche habitus più tabulari o prismatici.

La caratteristica più importante di questa massa di fondo consiste nel fatto che determina un "reticolo microcristallino", dando luogo ad una struttura dictitaxitica (Fig. 7.7a). Come precedentemente illustrato nel Capitolo 1, questa struttura dictitaxitica è tipica di rocce che si formano in seguito al raffreddamento veloce di un magma e consiste in un fitto intreccio di cristalli allungati e sottili (aciculari o scheletrici), con vacuoli interstiziali, definiti dalle pareti delle facce cristalline, che possono contenere del vetro residuale.

I due diversi habitus osservati (aciculare o tabulare), corrispondono generalmente a diverse dimensioni dei cristalli: l'habitus aciculare è tipico di una granulometria più piccola (con cristalli della dimensione dei microliti), mentre quello tabulare o prismatico contraddistingue gli inclusi a granulometria più grossolana. Questa variazione è nettamente più evidente per i cristalli di anfibolo, piuttosto che per quelli di plagioclasio, in virtù delle loro caratteristiche cristallografiche.

La variabilità, nelle dimensioni dei cristalli che compongono la massa di fondo, non è automaticamente correlata alle dimensioni dell'incluso stesso, tuttavia fornisce un'informazione sull'entità del raffreddamento che ha subito il magma mafico o alternativamente della temperatura relativa che esso possedeva in confronto al magma nel quale si è intruso.

Zone a diversa cristallinità, porzioni con diversa abbondanza di una fase rispetto all'altra (ovvero variazioni nel rapporto plagioclasio/anfiboli nella massa di fondo), con diverso orientamento dei cristalli, oppure caratterizzate dalla coesistenza di microliti allungati e tabulari, determinano un'ampia variabilità di caratteristiche della massa di fondo. A questo proposito, bisogna sempre tenere presente che ciò che vediamo risente dell'effetto del taglio della sezione, combinato con l'eventuale isorientamento dei cristalli, legato alla presenza di regimi di flusso nel magma dell'incluso. Molti inclusi a granulometria fine, presentano comunque evidenti strutture di flusso con microcristalli allineati e isorientati, talvolta secondo linee di flusso che paiono intrecciarsi. Questa caratteristica è, in ogni caso, sicuramente indicativa del fatto che il magma dell'incluso era effettivamente fluido al momento dell'interazione con la rio-dacite dei duomi.

La vacuolarità complessiva degli inclusi di Nisyros è stata stimata variabile tra 5 e 25% (Gansek, 1991). Questa stima comprende sia i vacuoli della struttura dictitaxitica, presenti negli interstizi tra i cristalli, che quelli di segregazione (*segregation vesicules*) di forma generalmente ovoidale, più o meno allungata, e dimensioni assimilabili a quelle dei micro-fenocristalli. Quest'ultimi si concentrano generalmente presso il contatto con il duomo o nella parte centrale dell'incluso.

Il vetro è generalmente presente in piccole proporzioni, come fase interstiziale, presentando comunque una certa variabilità. Globalmente, si stima una percentuale variabile tra 2 e 15%, ma la maggior parte dei casi osservati mostra contenuti di vetro di circa 5%. Sono stati osservati comunque alcuni inclusi (es. NIS283, NIS284 nel Trapesina, NIS291 nel Nifios, NIS309 nel Boriatico) con una percentuale di vetro maggiore. In questi casi, si osserva che la struttura dictitaxitica non si è formata del tutto e il reticolo microcristallino presenta maglie più aperte. Questa caratteristica potrebbe far

pensare ad un raffreddamento ancora più rapido, capace di congelare il liquido con conseguente formazione di abbondante vetro. Tuttavia, questi inclusi sono quelli che presentano le granulometrie maggiori, con microliti di plagioclasio in particolare ben formati.

Una caratteristica frequentemente osservata negli inclusi di Nisyros, è la presenza di un *chilled margin*, più o meno continuo, con spessori variabili da pochi millimetri a 1-1.5 cm (Fig. 7.7b). Questo bordo di raffreddamento è talvolta molto vetroso, vacuolare (spesso ricco di vacuoli di degassamento rotondeggianti) e costituito prevalentemente da microliti di plagioclasio, sottili e allungati. La caratteristica principale che lo contraddistingue dal corpo dell'incluso è la dimensione evidentemente più piccola dei cristalli e generalmente l'assenza di microliti di anfibolo. Nei casi in cui questi sono presenti mostrano un evidente stato di disequilibrio, con bordi opacitici o tessiture *sieved*. Il *chilled margin* può essere anche visto, in un sistema di questo tipo, come un'intercapedine più o meno "permeabile" tra il sistema duomo e il sistema incluso. In generale, questa struttura preserva dal mescolamento i due magmi che vengono in contatto, tuttavia, nei casi indagati, è stato possibile osservare tutta una serie di fenomeni di passaggio attraverso il *chilled margin*: si osservano fenocristalli, o megacristalli, del duomo in ingresso verso l'incluso oppure piccole porzioni di materiale dell'incluso che si stanno separando. Talvolta, in corrispondenza del *chilled margin*, i microcristalli della massa di fondo mostrano una disposizione isorientata, secondo linee di flusso convesse verso il bordo.

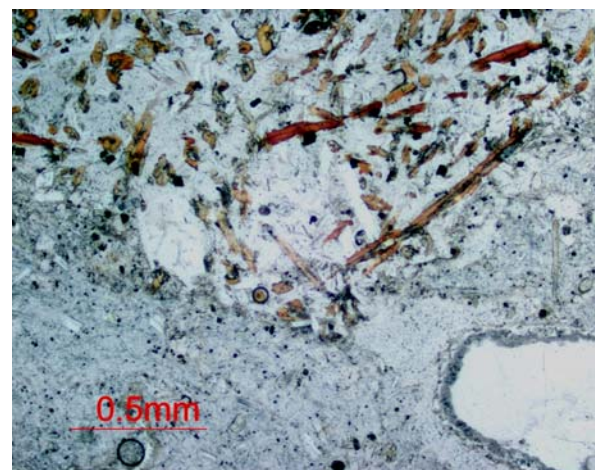
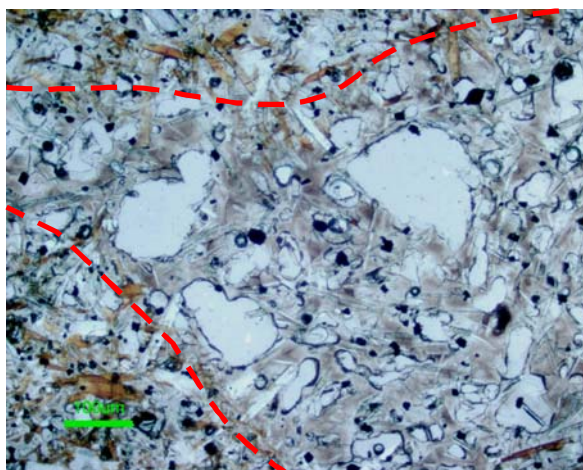
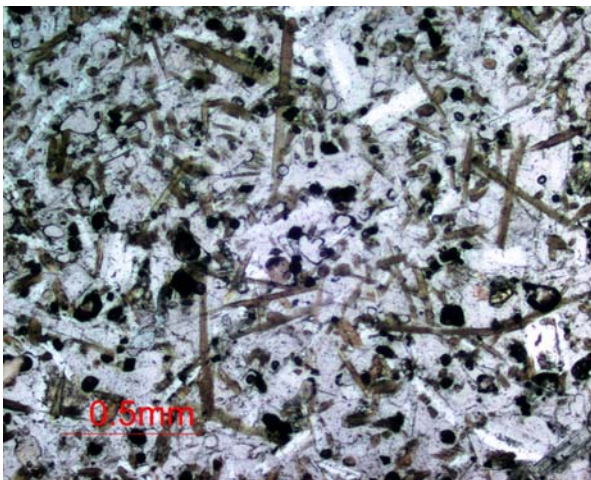


Figura 7.7: a: tessitura dictitaxitica in un incluso a granulometria fine, con microliti aciculari di anfibolo e microliti allungati e tabulari di plagioclasio; b: *chilled margin* vetroso e vacuolare con microliti sottili e allungati di plagioclasio e microliti romboidali di ossidi; c: contatto netto duomo-incluso privo di *chilled margin*, il bordo appare netto e forma un angolo piuttosto squadrato.

Gli aggregati femici sono caratterizzati da orto-pirosseno e ossidi, o da clinopirosseno, olivina e ossidi, e appaiono del tutto analoghi a quelli osservati nei duomi. In molti casi, tuttavia, la fase femica presenta iddingsitizzazione (specialmente per le olivie), bordi opacitici, riassorbiti o ricristallizzati ($opx \rightarrow cpx$, $cpx \rightarrow anf$, $opx \rightarrow anf$, $olv \rightarrow cpx$, $olv \rightarrow anf$).

Questi fenomeni di ricristallizzazione di una fase su di un'altra, possono avvenire anche nei cristalli di olivina, ortopirosseno, clinopirosseno che non fanno parte di aggregati, ma sono dispersi nel corpo dell'incluso. Analogamente, ma in misura inferiore, si osservano casi di ricristallizzazione di anfiboli della massa di fondo a clinopirosseni, generalmente aciculari. In questo caso tali processi sono da mettere in relazione a condizioni variabili di P, T, fO_2 e contenuto in volatili, cui vanno incontro i magmi degli inclusi.

In molti inclusi, si osservano anche altri tipi di aggregati costituiti da plagioclasio e olivine, con occasionale clinopirosseno. I cristalli che li compongono hanno dimensioni variabili tra fenocristalli e micro-fenocristalli. Questi aggregati si distinguono dai precedenti per la presenza di plagioclasio, che appare generalmente limpido, con un habitus euedrale, tabulare, con bordi netti e geminazioni. Le fasi femiche possono essere iddingsitizzate o con bordi opacitici, l'olivina, in particolare, si può presentare all'interno di questi aggregati con un habitus prismatico e un anomalo pleocroismo verde. Questi aggregati possono avere dimensioni anche maggiori della classe macro (fig. 7.8), tali da apparire anche come veri e propri inclusi secondari all'interno dell'incluso, ma mostrano spesso una tendenza a disgregarsi; in questi casi, le diverse fasi che li compongono possono dar luogo a raggruppamenti e ammassi locali di cristalli ancora ben individuabili, oppure disperdersi separatamente nella massa di fondo cristallina.

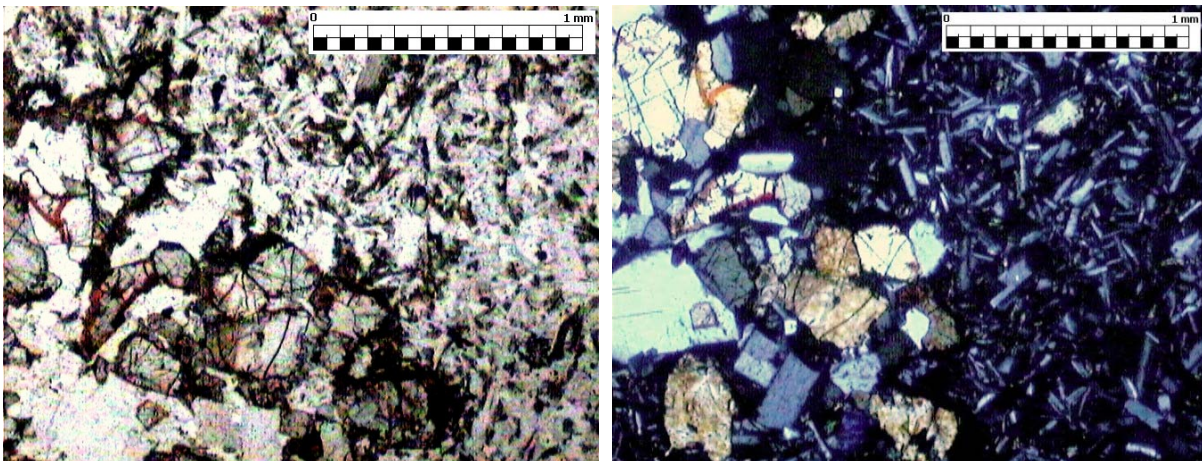


Figura 7.8: immagini rappresentative, rispettivamente a Nicols paralleli e nicols incrociati, di un aggregato con olivine iddingsitizzate e opacizzate, e plagioclasio tabulari all'interno di un incluso.

Come anticipato dall'osservazione di campagna sono presenti inoltre tutta una serie di inclusi nell'incluso. Sulla base delle caratteristiche osservabili in sezione questi corpi potrebbero essere suddivisi in due gruppi: quelli magmatici s.s. (ovvero originatisi per l'intrusione di magma allo stato fuso in un altro magma, come in NIS266, NIS338 e NIS278) e quelli di probabile origine di cumulo (ovvero originatisi per una

crystallizzazione di parete nei condotti superficiali, e successivamente strappato nel corso della risalita del magma).

I primi presentano caratteristiche generali analoghe a quelle dell'incluso ospite (struttura, paragenesi ecc.) e in alcuni casi un evidente *chilled margin*, questo attributo ne assicura la provenienza da porzioni di materiale allo stato fuso con caratteristiche reologiche diverse da quelle dell'incassante (fig. 7.9a). La possibilità che si formino questi inclusi nell'incluso è quindi probabilmente legata alla presenza di magmi mafici di analoga natura, ma con caratteristiche reologiche distinte, che vengono in contatto precedentemente all'intrusione con le lave dei duomi, in un contesto probabilmente più profondo.

Gli altri "inclusi", sono invece dei grandi "aggregati" di fenocristalli e micro-fenocristalli di clinopirosseno, plagioclasio, olivina e ossidi oppure di olivina, orto pirosseni, ossidi e plagioclasio. Sono generalmente olocristallini, a grana grossolana, con cristalli a contatto tra loro, poco vacuolari, (Fig. 7.9b). Gli interstizi tra cristalli sono generalmente riempiti di materiale vetroso o cripto-cristallino, ma talvolta ospitano dei veri e propri vacuoli segno che del gas era presente al momento della loro cristallizzazione. Gli ossidi sono prevalentemente concentrati intorno o in corrispondenza delle fasi femiche, il plagioclasio mostra evidenti ed estese tessiture a setaccio, l'olivina può presentare gradi variabili di iddingsitizzazione o di ricristallizzazione, così come le altre fasi femiche ($ol \rightarrow cpx$, $opx \rightarrow cpx$). Talvolta è presente una ricristallizzazione successiva di anfibolo, sia come bordo di fasi femiche, che come cristalli singoli. E' inoltre frequente, in questi inclusi, una particolare fratturazione ad angolo retto che coinvolge tutte le fasi che lo compongono, in particolare nei casi osservati nel sistema di Karaviotis. Questi "inclusi-aggregati" si sono probabilmente generati per processi di cumulo di cristalli, sulle pareti della camera magmatica o nei condotti, in una condizione semisuperficiale, e successivamente ripresi dal magma in risalita. La fratturazione si forma probabilmente in seguito al riscaldamento dei cristalli di plagioclasio, per il contatto con il magma mafico, caldo.

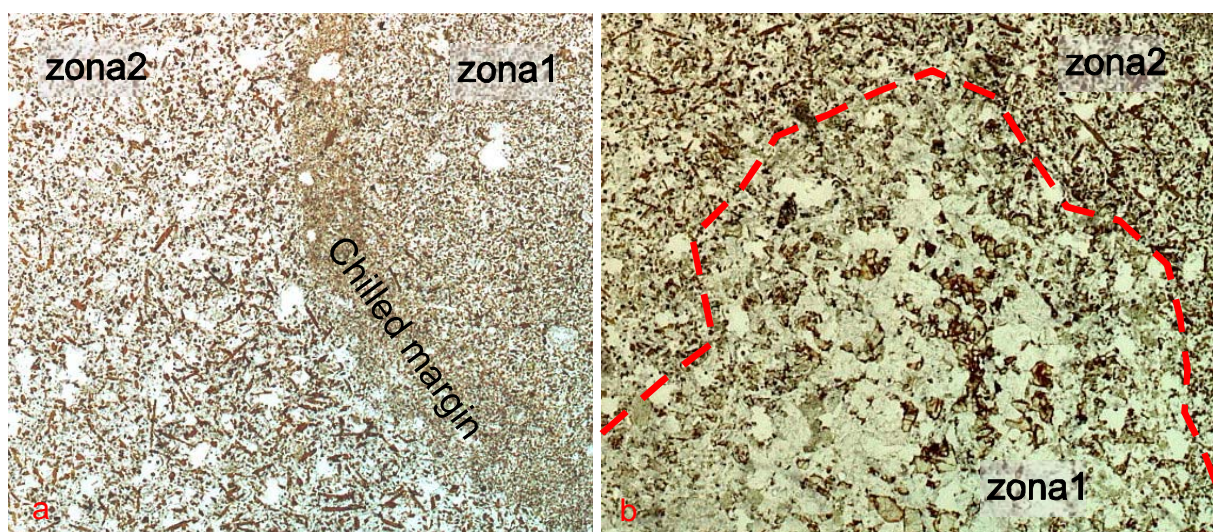


Figura 7.9: Sezioni sottili del campione NIS268 che contiene entrambe le tipologie di inclusi secondari: a: *chilled margin* nell'incluso magmatico secondario (zona1) al contatto con l'incluso incassante (zona2); b: incluso di tipo cumulitico, (zona1) con granulometria maggiore e diversa tessitura rispetto al corpo dell'incluso (zona2) con contatto privo di *chilled margin* o caratteristiche che ne possano testimoniare la messa in posto in condizioni fluide.

Tutti questi elementi indicano che non solo i duomi, ma anche i magmi mafici che costituiscono gli inclusi, sono soggetti fenomeni di mingling. Appare inoltre evidente che esistono fenomeni di ulteriore mingling tra magmi mafici, nel corso della risalita. Ciò implicherebbe l'esistenza di magmi mafici diversi che entrano in contatto tra loro, probabilmente prima dell'interazione con la dacite.

La tabella 3, riassume le caratteristiche degli inclusi nei diversi sistemi osservati; un dettaglio maggiore relativamente ai singoli inclusi, sistema per sistema, è presentato in Appendice V.

Sistema	tot inclusi	Colore			Granulometria	Porfiricità	Inclusi nell'incluso		Aggregati
		grigi	rossicci	rossi	f/g	a/p	tipo1	tipo2	
Profitis Elias	10	4	5	1	6/4	0/10	0	0	frequenti (+AG)
Trapesina	6	3	3	0	4/2	2/3	1	0	sporadici
Sterna	5	2	0	3	2/3	0/5	0	0	frequenti (+AG)
Nifios	10	4	6	0	3/7	4/6	1	1	frequenti (+AG)
Karaviotis	15	5	10	0	15/0	5/10	2	4	sporadici
Boriatico	11	8	3	0	8/3	3/8		1	frequenti (AG-MG)

Tabella 3: schema riassuntivo delle principali caratteristiche presentate dagli inclusi campionati nei diversi sistemi- f= fine (0.2-0.4 micron); g = grossolana (0.4-0.5 micron); a =afirici; p = porfirici; tipo1 = inclusi magmatici s.s. nell'incluso; tipo2 = inclusi cumulitici nell'incluso; AG = aggregati gabbroidi con femici e plagioclasti; AM = aggregati mafici con pirosseni e ossidi.

In merito al colore, possiamo dire che la suddivisione effettuata riflette le caratteristiche della massa di fondo, in parte per il colore assunto dall'anfibolo (bruno o verde, vedi tabelle appendice V), in parte la sua abbondanza relativa rispetto al plagioclasio o in favore del clinopirosseno, in parte per lo stato di ossidazione che caratterizza le fasi femiche. Gli inclusi rossi, sono quelli che presentano una spinta ossidazione di queste fasi fino alla loro obliterazione completa. Inclusi di questo tipo sono stati osservati prevalentemente nei duomi più vecchi di Sterna e Profitis Elias. La ricorrenza di inclusi grigi e rossicci non sembra avere una sistematicità particolare tra i sistemi più vecchi, mentre Karaviotis e Boriatico presentano una netta prevalenza di inclusi rispettivamente rossicci e grigi. Nel sistema inclusi di Boriatico, questa caratteristica riflette una tendenza maggiore verso la stabilità della fase clinopirosseno a spese di quella ad anfibolo.

Anche la granulometria, insieme alle caratteristiche della struttura cristallina, forniscono indicazioni interessanti: gli inclusi appartenenti al Nifios sono quelli che presentano di gran lunga la granulometria maggiore della massa di fondo cristallina, con una struttura dictitaxitica spesso non del tutto formata. La stessa caratteristica si osserva anche negli inclusi a granulometria grossolana appartenenti al Boriatico e in questi casi la struttura dictitaxitica è ancora meno formata rispetto a quelli di Nifios, con un contenuto di vetro molto maggiore. Il Karaviotis è il sistema che, in assoluto, presenta la maggiore quantità di inclusi a granulometria fine, con nette strutture di flusso. Queste caratteristiche di solito vengono correlate con le dimensioni degli inclusi (inclusi più grandi-granulometria maggiore, inclusi più piccoli-ganulometria minore) o con la differenza di temperatura tra i due magmi (contrasto di temperatura maggiore-velocità di nucleazione maggiore-granulometria minore). Per tanto si potrebbe dedurre che Karaviotis è caratterizzato da inclusi mediamente più piccoli, oppure costituiti da un magma mafico con un contrasto di temperatura, rispetto al magma evoluto, molto più elevato rispetto a Nfios e a Boriatico.

La maggior parte degli inclusi appare debolmente porfirica. Inoltre, quegli inclusi con granulometria maggiore della massa di fondo (specialmente nel Nifios e Boriatico) appaiono caratterizzati da una struttura seriatata piuttosto che realmente porfirica. Il sistema Karaviotis inoltre è quello che presenta, nel complesso il grado più basso di porfiricità, con la maggior parte degli inclusi debolmente porfirici.

Una caratteristica importante che contraddistingue nettamente il sistema Karaviotis dagli altri è la presenza, piuttosto ricorrente, di inclusi secondari all'interno degli inclusi campionati di entrambe le tipologie precedentemente illustrate. Questa caratteristica indicherebbe l'esistenza di interazioni anche tra diversi magmi mafici e tra magmi e materiale di cumulo superficiale, precedentemente all'intrusione con la rio-dacite dei duomi. Nifios, Proftis Elias e Boriatico, invece, mostrano la presenza di una grande quantità di aggregati composti da plagioclasti e prevalentemente olivina, all'interno degli inclusi.

Infine, riveste una grande importanza l'osservazione di tutta una serie di fenomeni di ricristallizzazione osservati per le fasi dei vari inclusi (vedi specifiche nelle tabelle in Appendice V). Riassumendo, si può dire che, se si escludono i casi in cui le varie fasi femiche si presentano opacizzate o ossidate, ci possono essere principalmente due situazioni: la prima dove è stabile la fase ad anfibolo, l'altra dove questa fase comincia ad essere fuori dal campo di stabilità e viene sostituita dal clinopirosseno. Quest'ultimo caso può essere incipiente fino ad arrivare ad una totale assenza di anfibolo. Quello che è emerso è che le ricristallizzazioni ad anfibolo e la sua generale stabilità nella massa di fondo, rappresentano il caso più comune in tutti i sistemi. Tuttavia, in particolare per Nifios e Boriatico, si osservano diversi esempi di incluso in cui il clinopirosseno appare la fase femica stabile sostituendo l'anfibolo nella massa di fondo (quindi non solo come fase di ricristallizzazione dei fenocristalli o micro-fenocristalli femici).

Segue una descrizione di dettaglio delle caratteristiche delle singole fasi mineralogiche osservate.

7.2.3.1 Plagioclasio

Per questa fase si stima un'abbondanza percentuale variabile dal 30 al 50%, rispetto alle altre fasi presenti.

I macro-cristalli osservati negli inclusi presentano caratteristiche analoghe a quelli presenti nei campioni di duomo. Sono sub-edrali, con angoli arrotondati e spesso intensamente fratturati (ad angolo retto). Presentano geminazioni e zonature spesso mascherate da un'estesa tessitura *sieved*, specialmente nei nuclei; bande *sieved* e/o opacizzate si osservano anche nelle zone più esterne del bordo, spesso caratterizzato da un ulteriore, sottile bordo esterno di riequilibrio (fig. 7.15d). In alcuni casi, è possibile, inoltre, osservare microliti di anfibolo che ricristallizzano in corrispondenza delle zone del cristallo (il nucleo generalmente) caratterizzate da una estesa e sottile tessitura *sieved*.

Questi macro-cristalli provengono presumibilmente dal duomo, in quanto ne ricalcano esattamente le caratteristiche essenziali, e sono numerosi gli esempi dove si osserva il diretto passaggio di un macro-cristallo dal duomo all'incluso attraverso il contatto tra i due corpi.

I fenocristalli e i micro-fenocristalli possono essere di due tipi: analoghi ai macro-cristalli, oppure euedrali, con bordi netti e angoli squadrati, con habitus tabulare o prismatico.

Questi cristalli sono generalmente limpidi, geminati, raramente presentano evidenti zonature, ma possono mostrare un nucleo con una tessitura *sieved*, o riassorbita, comunque mai pervasiva da risultare opacitica (fig.7.15a). Un'osservazione di dettaglio, ha messo in evidenza per alcuni di questi cristalli, bordi sfumati o con piccole anse di riassorbimento. Sulla base di queste osservazioni petrografiche, possiamo affermare che esistono due distinte generazioni di fenocristalli e micro-fenocristalli: una di probabile provenienza dal duomo, con forme sub-edrali e evidenti tessiture a setaccio, l'altra di cristallizzazione dal magma dell'incluso.

Le tre classi dimensionali appena descritte (macro-cristalli, fenocristalli e micro-fenocristalli), sono quelle che concorrono a definire la porfiricità dell'incluso e assumono notevole importanza in termini interpretativi: un incluso porfirico, la cui porfiricità è costituita essenzialmente da cristalli interpretabili come xenocristalli, in realtà è un incluso praticamente afirico che ha iniziato a cristallizzare solo al momento dell'interazione con il duomo. Al contrario, un incluso realmente porfirico, deriverebbe da un magma che ha cominciato a cristallizzare prima dell'interazione, probabilmente più in profondità.

I microliti hanno habitus euedrale con forme da tabulari a prismatiche, più o meno allungate, fino ad assumere caratteri aciculari o scheletrici; mostrano comunemente bordi e angoli netti, geminazioni singole e sono privi di zonature (es. in fig.7.15b-c).

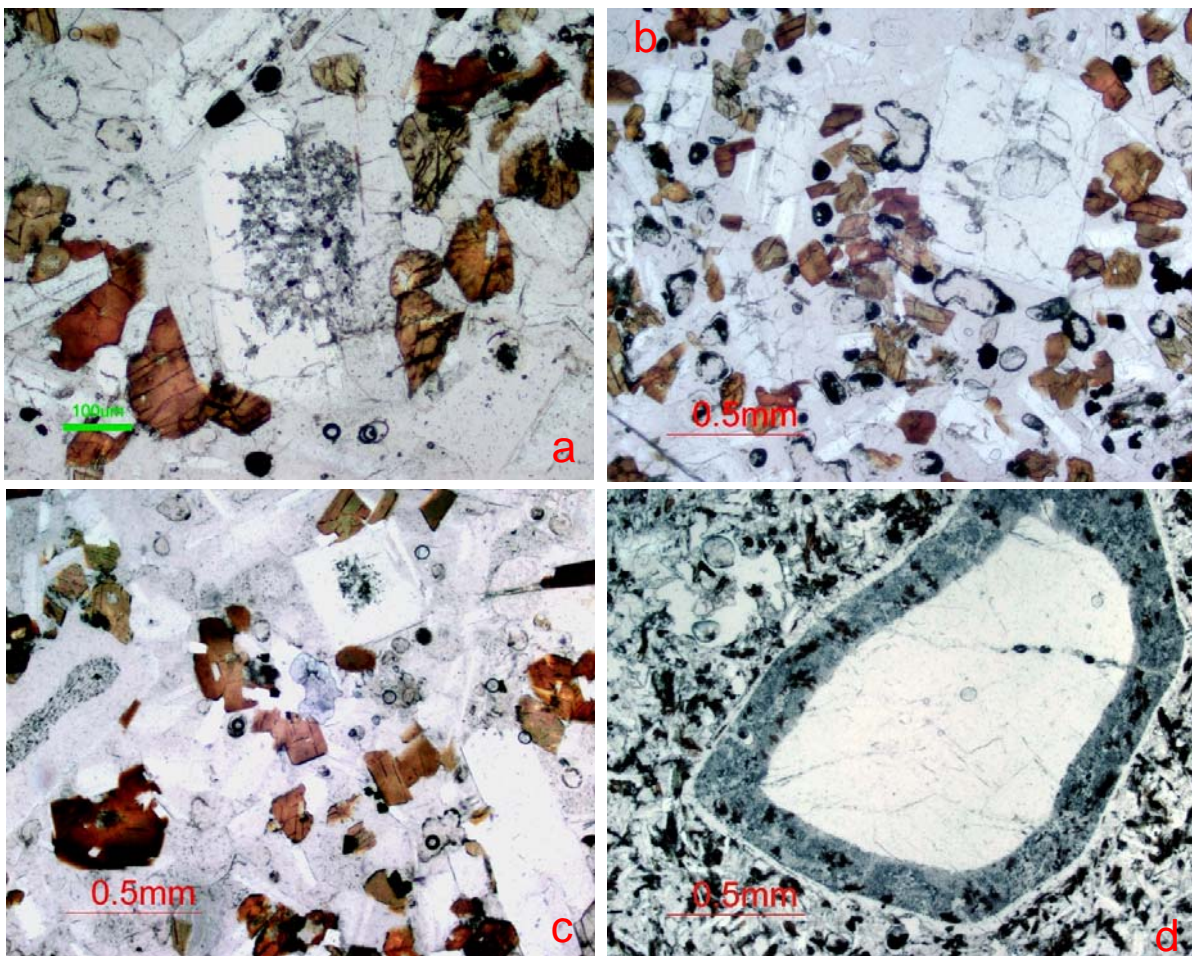


Figura 7.10: Immagini a ncols paralleli, rappresentative della casistica dei plagioclasio presenti negli inclusi. a-b-c: fenocristalli e micro-fenocristalli di plagioclasio con habitus euedrale, bordi netti e nuclei riassorbiti in una massa di fondo microcristallina dicitaxitica, costituita da microliti di plagioclasio allungati, con habitus euedrale,

limpidi, e anfiboli tabulari; d: mega-cristallo di plagioclasio ad habitus subedrale, con bordo interno a setaccio e sottile bordo esterno di riequilibrio.

In alcuni casi, questi plagioclasti, possono presentare una tessitura a setaccio anche spinta. In particolare questo avviene in due campioni (NIS278 e NIS282) appartenenti al sistema Trapesina, dove si osserva anche una abbondante cristallizzazione di microliti di ossidi in corrispondenza e tutto intorno ai microliti di plagioclasio. Questa caratteristica è importante perché indicativa di condizioni di disequilibrio che si vengono a creare in uno stadio successivo all'intrusione e alla conseguente cristallizzazione del magma mafico nella dacite.

7.2.3.2 Fasi femiche

Le fasi femiche presenti negli inclusi sono anfibolo, pirosseni e olivina.

L'anfibolo può essere classificato su base petrografica come orneblenda bruna o verde. Nel complesso, l'anfibolo è presenti in un incluso in percentuali variabili dal 5 al 40%, salvo alcuni casi in cui sono del tutto assenti (es. NIS278 appartenente al sistema Trapesina). Principalmente, l'anfibolo si presenta come microlito, costituente la struttura microcristallina della massa di fondo insieme al plagioclasio, ma può raggiungere dimensioni maggiori formando fenocristalli allungati. A nicols paralleli mostra una colorazione bruno-rossiccia o verde con colori di pleocroismo variabili da bruno a rosso-paglierino o da verde oliva a verde-paglierino. Può presentare zonature, con bordi più chiari rispetto ai nuclei, specialmente nei cristalli più grandi, come i micro-fenocristalli. Raramente possiede bordi riassorbiti o ricristallizzati, mentre è comune osservarlo come fase di ricristallizzazione per gli altri minerali femici (specialmente pirosseni, ma anche olivina). Frequentemente, è caratterizzato da opacizzazione o ossidazione lungo i bordi, che può divenire pervasiva se si verificano condizioni di disequilibrio spinte (es. NIS301, NIS302, NIS303, NIS336, NIS350), o da cristallizzazione di microliti di ossidi intorno ai bordi dei micro-fenocristalli. In alcuni casi, l'anfibolo, cristallizza come microlito, in corrispondenza delle zone a setaccio dei macro-cristalli di plagioclasio, oppure negli inclusi di cumulo.

L'olivina è presente negli inclusi di tutti i sistemi anche se non in tutti i campioni prelevati. Si trova generalmente come fenocristallo, ma anche come micro-fenocristallo e talvolta microlito nella massa di fondo. Nella maggior parte dei casi si presenta come cristalli isolati, altre volte in aggregato. Generalmente l'olivina presenta un bordo di riassorbimento, a volte opacitico, altre volte con una corona di ricristallizzazione a pirosseno o ad anfibolo, oppure con ossidi microcristallini. Spesso, si presenta iddingsitizzata, raramente mostra nuclei riassorbiti. Un'osservazione di dettaglio ha messo in evidenza che l'olivina è presente prevalentemente come fenocristalli negli inclusi del Profitis Elias, Trapesina e Nifios, mentre in quelli di Karaviotis e Boriatico si presenta in prevalenza come micro-fenocristallo e microliti. Gli inclusi dello Sterna sono quelli che sembrano contenere meno olivina, ma tale valutazione è spesso ostacolata dalla presenza di una spinta ossidazione del campione.

L'osservazione petrografica di questa fase ha messo in luce la presenza, in alcuni campioni (in particolare NIS293, NIS279, NIS349 appartenenti al sistema Profitis Elias, subordinatamente NIS324 nel sistema Boriatico, NIS301 Sterna, Trapesina e Nifios), di

cristalli di olivina particolari, con habitus prismatico, colori a nicols paralleli da verde oliva al classico colore chiaro, limpido, debole birifrangenza, fratture trasversali, spesso iddingsitizzati. Questi cristalli, si presentano principalmente come fenocristalli, talvolta anche come micro-fenocristalli, generalmente in aggregati, insieme a plagioclasti tabulari, squadrati e limpidi. La mancanza di vacuoli interstiziali tra i cristalli di questi aggregati, farebbe pensare ad una origine intrusiva, cumulitica; tuttavia, talvolta è possibile osservare fenocristalli o microfeno-cristalli isolati. I colori di interferenza sono variabili dal giallino chiaro, di secondo ordine, al blu, tipico di fasi mineralogiche di alterazione come il serpentino o la clorite.

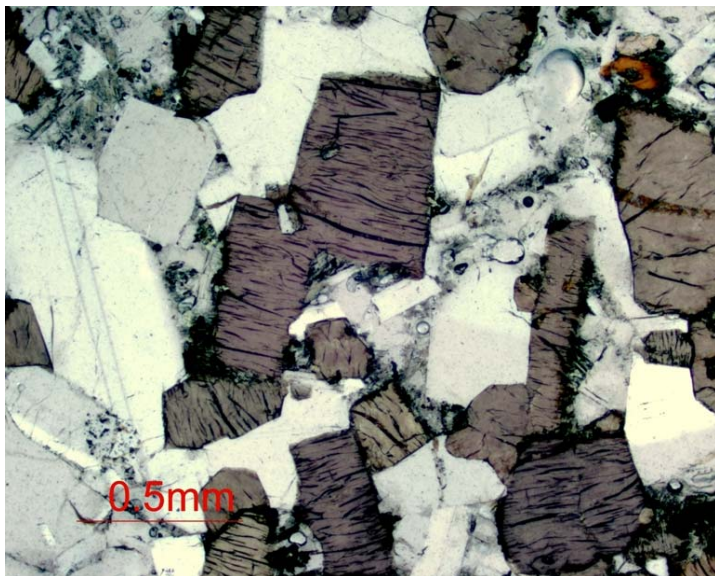


Figura 7.11: NIS293: fenocristalli di olivina prismatica verde in aggregato con fenocristalli di plagioclasio, immagine a nicol paralleli.

Il campione NIS293 (fig.7.11), presenta la configurazione tipica, con numerosi grandi aggregati analoghi a quelli appena descritti, mentre in altri campioni si osservano cristalli singoli sparsi o piccoli aggregati, come se ci fosse un fenomeno di disgregazione di quelli più grandi. Nel campione NIS349 si osservano alcuni esempi di passaggio tra le due tipologie di olivina, con una serie di situazioni intermedie. Questo farebbe pensare, in effetti, ad una natura secondaria di queste olivine "colorate" a spese di quelle limpide con habitus arrotondato.

I pirosseni sono sia ortopirosseno che clinopirosseno. L'ortopirosseno si presenta come fenocristallo e micro-fenocristallo, sempre associato a ossidi, talvolta in aggregato. In alcuni casi, è soggetto a ricristallizzazione di clinopirosseno o anfibolo. L'ortopirosseno è un componente importante negli aggregati femici e negli inclusi di cumulo. A volte può essere presente come microlito nella massa di fondo.

Il clinopirosseno, è presente come micro-fenocristallo e come microlito nella massa di fondo. In quest'ultimo caso si presenta con forme allungate talvolta in aggregati raggianti, soprattutto quando sostituiscono altre fasi (come l'anfibolo) o quando ne rappresentano il bordo di ricristallizzazione (come nell'ortopirosseno). Il clinopirosseno sostituisce, in alcuni inclusi, l'anfibolo nella massa di fondo cristallina (NIS278 in Trapesina, NIS306, NIS325 in Boriatico), relegando l'anfibolo a fase accessoria o in alcuni casi totalmente mancante.

7.2.3.3. Ossidi

Gli ossidi sono presenti principalmente come microliti euedrali distribuiti nel corpo dell'incluso. Si ritrovano spesso come micro-fenocristalli, euedrali o subedrali, associati alle fasi femiche o come microliti nei bordi di ricristallizzazione. Questa fase è presente in tutti gli inclusi con percentuali variabili tra il 5 e 10%.

7.2.3.4 Quarzo

Fenocristalli di quarzo sono presenti anche negli inclusi magmatici, come xenocristalli fortemente riassorbiti. Spesso sono circondati da un'aureola di microliti di anfibolo o clinopirosseno. Questi fenocristalli possono trovarsi in aggregati con vetro e fenocristalli di plagioclasio, di probabile provenienza dal duomo. Microcristalli di quarzo possono inoltre cristallizzare all'interno delle vescicole di segregazione come fase finale.

7.2.3.5 Minerali accessori

Come nei duomi, anche negli inclusi si osserva una cristallizzazione di apatite sottoforma di microliti molto allungati e sottili, con alto rilievo, nella massa di fondo microcristallina.

7.2.4 Yali

I campioni prelevati a Yali si suddividono essenzialmente in pomici e lave, di composizione evoluta, riolitica, e litici juvenili, di composizione basaltico-andesitica (fig. 7.1).

Yali Upper Pumice

Le pomici prelevate dal livello piroclastico di caduta dello YUP, presentano una spinta vescicolazione e bassa porfiricità, con micro-fenocristalli di plagioclasio, che rappresenta la fase mineralogica dominante, immersa in una massa di fondo vetrosa. All'interno della sezione esaminata è stato osservato anche un piccolo incluso, di materiale microcristallino composto da microliti di plagioclasio e anfibolio, contenente un aggregato di fenocristalli di olivina, clinopirosseno e plagioclasio. Questo, sembra testimoniare la presenza di fenomeni analoghi a quelli osservati a Nisyros anche nel sistema di Yali, se pur in proporzioni diverse.

In questo campione si osserva, inoltre, la presenza di calcite, secondaria, limitatamente ai bordi di alcuni vacuoli.

I litici juvenili, prelevati dallo stesso livello di caduta delle pomici, presentano invece una struttura microcristallina, quasi dictitaxitica, lievemente porfirica. La paragenesi mineralogica è costituita da plagioclasio, orto- e clino-pirosseno, olivina, anfibolo e ossidi. I pirosseni e l'olivina sono micro-fenocristalli e fenocristalli, spesso in aggregato. La massa di fondo è costituita da microliti di plagioclasio e anfibolo, parzialmente ossidato in corrispondenza dei bordi. La porfiricità è di circa il 7% ed è conferita principalmente dai fenocristalli di plagioclasio e dagli aggregati mafici. Il vetro è scarso e interstiziale.

Le pomice dei livelli rimaneggiati R-Inf (NIS339) e R-Sup (NIS340) presentano tessiture praticamente afiriche, con scarsi micro-fenocristalli (<2%) di plagioclasio e subordinatamente anfibolo. Sono contraddistinte da una spiccata vescicolazione, con locali strutture di flusso. In tutti i campioni esaminati, di entrambi i livelli, è presente una spinta alterazione a calcite, in alcuni è più circoscritta, in corrispondenza dei vacuoli, in altri è pervasiva in tutto il campione. Questa caratteristica confermerebbe ulteriormente la loro natura rimaneggiata.

Duomi lavici e tuff-ring

Le lave perlitiche (NIS343) campionate dal duomo nella parte NE dell'isola, confermano la loro natura prevalentemente vetrosa e afirica già visibile in campagna. Si possono osservare solo pochi frammenti di plagioclasio e ossidi.

Il campione NIS344, è un litico juvenile proveniente dalla parte basale del tuff-ring, sovrastante il duomo di Kamara (sempre nella parte NE dell'isola). Possiede caratteristiche del tutto analoghe al campione NIS342 con una grana microcristallina ancora più fine e una porfiricità inferiore (<5%) legata soprattutto alla presenza di fenocristalli di plagioclasio e olivina, con subordinati pirosseni e ossidi. In questo caso l'olivina è particolarmente abbondante e non appare in disequilibrio.

Il campione NIS350, rappresenta un altro litico proveniente dal tuff-ring come NIS344. A differenza del precedente, questo campione presenta una composizione dacitica (fig.7.1), con caratteristiche simili a quelle dei duomi di Nisyros, sia per quanto riguarda la struttura, che la paragenesi. La porfiricità è di circa il 10%, con cristalli di plagioclasio come fenocristalli, micro-fenocristalli e microliti e una massa di fondo vetrosa, dalle caratteristiche analoghe a quelle descritte per i duomi post-caldera di Nisyros. Questo campione, rappresenta probabilmente una parte del sottostante duomo di Kamara, campionato nel corso dell'eruzione esplosiva, che ha condotto alla formazione del tuff-ring. Non sembrerebbe avere quindi una natura di tipo juvenile, all'interno di questo deposito.

Infine, la perlite che costituisce lo juvenile principale del tuff ring (NIS351) presenta caratteristiche del tutto analoghe ai campioni di pomice descritti per lo YUP, salvo che per l'assenza totale di alterazione. Sono campioni praticamente vetrosi più o meno striati, per la presenza di vescicole, e strutture di flusso con pochi micro-fenocristalli di plagioclasio (<2%).

7.3 Considerazioni conclusive

Considerando le osservazioni fatte in base all'analisi petrografica, possiamo trarre alcune deduzioni e conclusioni:

1 – Le caratteristiche petrografiche delle porzioni juvenili che costituiscono il sistema dell'*Upper Pumice*, indicano la presenza di differenti magmi (rappresentati dai litici juvenili e dalle pomice) che interagiscono all'interno della camera magmatica. In particolare, la porzione rappresentata dai litici juvenili con grado evolutivo intermedio, mette in evidenza una ampia variabilità di caratteristiche tessiturali, che lascia intuire una estrema complessità di questo sistema. Apparentemente, tuttavia, sembra che l'interazione tra i due (?) magmi, sia circoscritta ad un contatto pre-eruttivo, con

formazione di pomici striate e limitati interscambi di fasi e porzioni di magma tra i due sistemi a diverso grado evolutivo (pomici e litici juvenili).

2 - Il sistema post-caldera di Nisyros è altrettanto complesso e variegato, con fenomeni di *mingling*, che dalla macro-scala si estendono anche alla meso e micro-scala, coinvolgendo piccole porzioni di magma o singole fasi mineralogiche. Ciò, implica che l'evento di interazione tra il magma mafico degli inclusi e quello evoluto del duomo da luogo a condizioni fluido-dinamiche, in camera magmatica, che favoriscono la dispersione del magma basico all'interno della rio-dacite, con un tempo di interazione sufficiente a dare luogo a tutti questi fenomeni, in un ambiente relativamente superficiale, precedentemente alla messa in posto.

3 - I duomi in senso stretto, mantengono globalmente le stesse caratteristiche di base, con una omogeneità complessiva dei componenti che li costruiscono. Nel dettaglio però emergono delle differenze tra i diversi sistemi, soprattutto in merito alla presenza di micro-inclusi magmatici e alla densità dei micro-cristalli nella massa di fondo. Riassumendo quanto schematizzato in tabella 2 e successivamente ampiamente descritto, possiamo dire che, tra tutti i duomi analizzati, Boriatico, cioè il duomo ritenuto più giovane, è quello che presenta una maggiore quantità di micro-inclusi magmatici, soprattutto di quelli con dimensioni più piccole, insieme a una maggiore densità dei microliti nella massa di fondo e un indice di porfiricità leggermente minore tra tutti i duomi osservati; la massa di fondo di Boriatico si presenta, inoltre, più ricca in vetro. Caratteristiche simili, ma molto meno accentuate, sono osservabili anche per Karaviotis e, tra i duomi più vecchi, Profitis-Elias. Queste caratteristiche potrebbero far pensare ad un aumento dell'interazione tra i due diversi magmi nel tempo, con il sistema Boriatico rappresentativo di una fase finale in cui l'interazione tra i due magmi diviene maggiore.

4 - Gli inclusi mostrano caratteristiche che, nel dettaglio, rivelano un'ampia variabilità di condizioni. Se, da un lato, si ha la conferma che, nel complesso, gli inclusi presenti a Nisyros sono prevalentemente inclusi ad anfibolo, con una struttura microcristallina e porfiricità variabile (data da macro- e fenocristalli di plagioclasio), si osservano anche una serie di particolarità specifiche. Prima di tutto, la presenza di inclusi secondari negli inclusi di Karaviotis e Trapesina, potrebbe indicare la presenza di più input distinti, che alimentano il sistema, anche in una fase intermedia della messa in posto dei duomi. Ciò, potrebbe aver generato un aumento dell'apporto di materiale mafico nel tempo, che di conseguenza potrebbe aver provocato una maggiore efficienza dell'interazione, generando le caratteristiche osservate in Boriatico. Questo potrebbe anche essere il motivo per cui molti inclusi di Boriatico presentano una struttura non propriamente dictitaxitica: l'apporto mafico maggiore, riscaldando la porzione di magma evoluto presente in camera magmatica, provocherebbe un minor contrasto di temperatura tra i due magmi e quindi un sottoraffreddamento meno ingente per il magma degli inclusi. Inoltre, la presenza di ricristallizzazioni a clinopirosseno degli anfiboli, potrebbero indicare lo stazionamento di questi inclusi in un ambiente superficiale e con una pressione dei fluidi inferiore, che rende instabile l'anfibolo in favore del clinopirosseno.

5 - Tra duomi e inclusi esiste un intenso interscambio reciproco di fasi mineralogiche e porzioni di magma. L'aspetto più eclatante è sicuramente l'ingressione di macro- e

fenocristalli di plagioclasio, dal duomo all'interno degli inclusi. Tuttavia si osservano anche: ingressione di fasi femiche, come fenocristalli di orto- e clinopirosseno, dal duomo verso l'incluso, interdigitazioni di porzioni di duomo negli inclusi, disgregazione di porzioni di incluso nei duomi, disgregazione dei microliti della massa di fondo degli inclusi nei duomi. Queste caratteristiche, rendono il sistema presente in camera magmatica nella fase post-caldera di Nisyros, estremamente articolato ed eterogeneo, e indicano che i due magmi sono soggetti a processi di interazione allo stato solido molto spinti. Inoltre, è evidente che entrambi i sistemi, quello rappresentato dai magmi del duomo e quello rappresentato dai magmi degli inclusi, sono dei sistemi multicomponenti formati da porzioni che costituiscono dei veri e propri xenoliti, rispetto al magma parentale, implicando un percorso evolutivo complesso.

6 - Prendendo in considerazione l'intero sistema Nisyros-Yali, l'aspetto più importante che può essere messo in luce è che in questa fase di attività i fenomeni di interazione tra due diversi magmi, risultanti in processi di *mingling*, sono comuni a entrambi i centri eruttivi. Il sistema di Nisyros presenta evidenza dell'esistenza di questi processi sia nei prodotti associati ad attività esplosiva sin-caldera, che in quelli derivanti da processi di messa in posto estrusiva, nei duomi post-caldera. Inoltre, in questo sistema, si può anche rilevare una intensificazione di queste dinamiche di interazione nel tempo, con i duomi più giovani che presentano indizi di una maggiore emulsione tra i due magmi, anche alla microscala. Al contrario nel sistema di Yali e questi fenomeni appaiono limitati in corrispondenza degli eventi esplosivi più importanti. Questa distinzione è probabilmente legata a dinamiche diverse nel sistema profondo di alimentazione della camera magmatica.

BIBLIOGRAFIA

- Allen, S.R., McPhie, J., 2003 – *Phenocryst fragments in fhyolitic lavas and lava domes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **126**, 263-283.
- Francalanci, L., Vougioukalakis, G.E., Perini, G., Manetti, P., 2005 – *A West-East Traverse along the magmatismo f the south Aegean volcanic arc in the light of volcanological, chimica and isotope data*. In: Fytikas, M., Vougioukalakis, G.E. (ed.) *The south aegean active volcanic arc, present knowledge and future perspectives*, Developmenst in Volcanology, vol.7, 65-111.
- Ganseki, C.A., 1991 – *Petrology of the domes and inclusions of Nisyros Volcano, Dodecanese Islands, Greece*. Bachelor Thesis, Wesleyan University, Middletown, Connecticut.
- Gibson R.G., Naney, M.T., 1992 – *Textural development of mixe, finely porphyritic silicic volcanic rocks, Inyo Domes, estern California*. J. Geophys. Res., **97**, 4541-4559.
- Hibbard M.J., 1991 – *Petrography e petrogenesis. Part 5. Rocks formed by magmatic processes, mixed magma rocks*. pp. 242-260. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971 - *A guide to the chemical classifcation of the common volcanic rocks*. Canadian Journal Earth Sciences **8**, 523-548.
- Le Bas M.J, LeMaitre R.W., Strekeisen A. e Zanettin B., 1986 - *A chemical classification of volcanic rock on the Total Alkali-silica diagram*. J. Petrol. **27**, 745-750
- Lofgren, G.E., 1971 – *Esperimentaly produced devitrification textures in natura rhyolite glass*. Geol. Soc. Am., Bull. **82**, 111-124.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976 - *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol. **58**, 63-81.
- Swason, S.E., Naney, M.T., Westroch, H.R., Eichelberger, J.C., 1989 - *Crystallization history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California*. Bull. Volcanol. **51**, 161-176.
- Tait, S., 1992 - *Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocrysts*. Am. Mineral. **77**, 146-155.

Capitolo 8

COMPOSIZIONE CHIMICA DEI MINERALI

L'analisi chimica degli elementi maggiori e minori delle fasi mineralogiche presenti nei campioni di Nisyros e Yali è stata effettuata su 19 sezioni selezionate, rappresentative dei campioni prelevati. Le analisi sono state condotte per microsonda elettronica, presso i laboratori CNR-IGG di Firenze.

I campioni selezionati sono di seguito riportati:

#	Sistema	Campione	Litologia	Composizione	SiO ₂ wt%	Note
Nisyros						
1	UP	NIS315	pomice	riolite	69.27	
2	UP	NIS316e	pomice	no analisi		
3	Karaviotis	NIS 264b	duomo	dacite	68.38	porfirico
4	Karaviotis	NIS 266c	incluso	andesite basaltica	55.86	afirico
5	Karaviotis	NIS 267b	incluso	andesite basaltica	55.92	porfirico
6	Trapesina	NIS 278a	incluso	no analisi		porfirico
7	Trapesina	NIS 278b	incluso	no analisi		porfirico inclusi nell'incluso
8	Trapesina	NIS 283	incluso	no analisi		afirico
9	Trapesina	NIS 286a	duomo	riolite	69.75	porfirico
10	Nifios	NIS 288	duomo/incluso	dacite	68.26	afirico
11	Profitis Elias	NIS 287b	duomo	riolite	69.82	porfirico
12	Profitis Elias	NIS 293a	incluso	andesite basaltica	55.82	porfirico chilled margin
13	Profitis Elias	NIS 297	incluso	no analisi		afirico
14	Sterna	NIS 299b	duomo/incluso	riolite	70.98	afirico/afirico
15	Boriatico	NIS 304b	duomo	dacite	66.13	porfirico
16	Boriatico	NIS 310b	duomo e incluso	andesite	55.92	porfirico
17	Boriatico	NIS 324	incluso	no analisi		afirico no chilled margin
Yali						
18	R-Inf	NIS 339d	pomice	riolite	67.79	
19	YTR	NIS 344	litico juvenile	andesite basaltica	55.48	

Tabella 1: riepilogo delle sezioni selezionate per analisi di microsonda, con relative specifiche del grado evolutivo e caratteristiche petrografiche rilevanti del campione di appartenenza.

Le analisi effettuate sono riportate nelle tabelle 1-6 in appendice VI.

Le proporzioni molari dei cationi sono state calcolate sulla base di 4 ossigeni per l'olivina, 4 cationi per i pirosseni, 8 ossigeni per il plagioclasio, 13 cationi per l'anfibolo e 3 cationi per i minerali opachi.

Nei pirosseni la quantità di ferro ferrico è stata ricalcolata su basi stechiometriche. La quantità di Al in posizione reticolare tetraedrica è stata ottenuta uguagliando a 2 la somma di Si+Al ed assegnando l'eventuale alluminio in eccesso alla posizione ottaedrica. Nei casi in cui la quantità di Al non è sufficiente a saturare la posizione tetraedrica, anche Ti è stato assegnato alla posizione tetraedrica. Per le ilmeniti e le magnetiti, la

ripartizione tra ferro ferrico e ferro ferroso è stata ottenuta sempre su base stechiometrica, normalizzando a tre la somma dei cationi presenti. Per il ricalcolo degli anfiboli sono stati utilizzati i fogli di calcolo Amph-Class (Esawi, 2004) e Prob-Anf (Tindle e Webb, 1994), per dati ottenuti con analisi di microsonda elettronica, entrambi realizzati sulla base delle linee guida generali raccomandate dall'Associazione Mineralogica Internazionale (IMA1978-1997). Le proporzioni molari dei cationi vengono calcolate sulla base di 23 ossigeni, determinando le quantità di ferro ferrico e ferro ferroso attraverso un bilanciamento delle cariche su 13 cationi (per anfiboli calcici, con $Ca+Na>1.34$) escludendo $Ca+Na+K$. Nel caso in cui $Ca+Na<1.34$, il bilanciamento delle cariche viene invece fatto su 15 cationi.

In questo capitolo verranno illustrate le composizioni delle diverse fasi mineralogiche sistema per sistema e fase per fase.

Nei diagrammi verranno impiegati simboli diversi per le diverse classi dimensionali, colori diversi verranno assegnati per distinguere tra sistema e sistema, mentre per indicare le diverse zone di un cristallo analizzato, verranno utilizzati motivi di riempimento diversi all'interno del simbolo.

8.1 Piroclastiti dell'*Upper Pumice*

Le due sezioni analizzate appartengono entrambe ad un campione di pomice (NIS315), e ad uno appartenente alla popolazione dei litici juvenili (NIS316e), prelevati dal livello di *fallout* basale, insieme alla pomice. Quest'ultimo campione, in fase di campionamento e preparazione dei campioni, era stato incluso tra la popolazione dei litici juvenili, sulla base dell'aspetto più denso, meno vescicolato e più ricco in cristalli, rispetto alle pomici vere e proprie; tuttavia, non è da considerare veramente rappresentativo di questo sistema mafico. NIS316e (di cui non disponiamo di analisi di roccia totale) presenta, infatti, caratteristiche petrografiche e composizionali più simili ad una pomice evoluta, che a un vero e proprio litico juvenile: possiede una struttura poco porfirica, vacuolare, massa di fondo vetrosa, vetri di composizione evoluta e valori del rapporto FeO/MgO confrontabili con quelli della poimice.

8.1.1 Pirosseni

I pirosseni sono una fase mineralogica comune a tutti i campioni osservati dell'*Upper Pumice* e si presentano principalmente come micro-fenocristalli, isolati o in aggregati, con composizioni molto omogenee.

I cristalli di ortopirosseno, sono essenzialmente enstatiti (fig.8.1) con valore di $Mg\#$, ($Mg\# = Mg_{mol} / (Mg_{mol} + Fe^{2+}_{mol})$) compreso tra 0.50 e 0.60. In particolare, quelli analizzati nel campione NIS315, mostrano un valore costante, di 0.59, con zonature praticamente assenti. Nel campione NIS316e, invece, l' $Mg\#$ registra valori leggermente più bassi, pari a 0.53-0.54, indicando una composizione meno ricca in MgO .

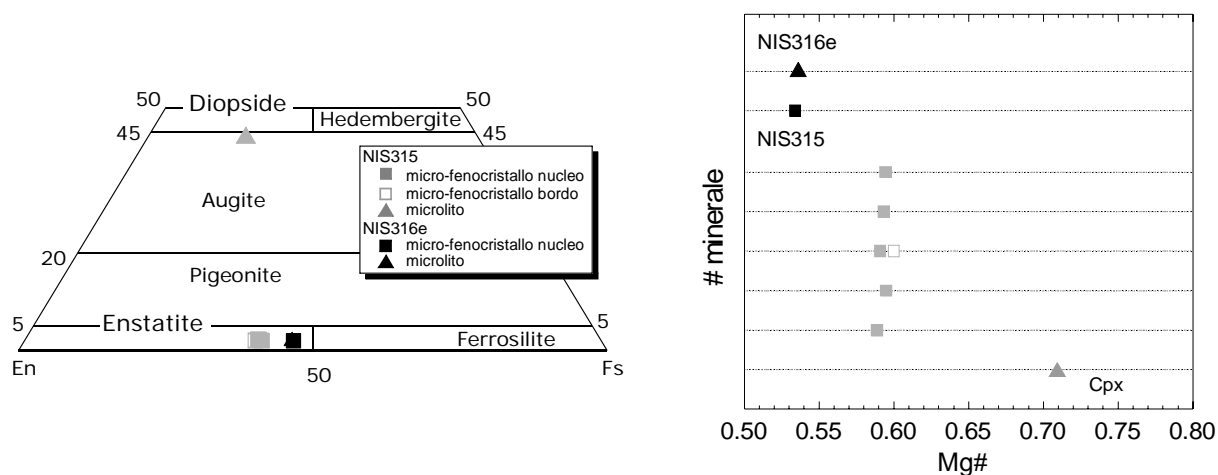


Figura 8.1: a: diagramma classificativo dei pirosseni (orto- e clino-) nel sistema *Upper Pumice*: i cristalli analizzati sono enstatiti e augiti-diopsitiche. b: variazione del valore di Mg# nei cristalli analizzati. Simboli in legenda. Simboli in grigio = pomice; simboli in nero = litico giovanile

Il contenuto di Al presenta valori lievemente più alti per nei cristalli di ortopirosseno di NIS316e (0.035-0.045 a.p.f.u. –atomi per unità di formula-), rispetto a quelli di NIS315 (0.01-0.022 a.p.f.u.); il Ti non mostra particolari correlazioni né sistematicità ed è presente in quantità sempre inferiori 0.005 a.f.u.

L'unico cristallo di clinopirosseno analizzato, è un microlito appartenente al campione NIS315, che possiede una composizione augitico-diopsitica (fig. 8.1), con Mg# pari a 0.71.

Al fine di verificare se queste fasi si trovano in una condizione di equilibrio, rispetto al sistema cui appartengono, sono stati confrontati i rapporti FeO/MgO (molari) tra i pirosseni analizzati, la roccia totale e il vetro. La roccia totale è assunta come rappresentativa della composizione del magma iniziale, mentre il vetro di quella del magma finale. Con questa operazione ottengo un coefficiente di ripartizione solido/liquido ($K_{d_{s/l}}$) tra la fase mineralogica considerata e il magma, dal quale si presume sia cristallizzata. Il $K_{d_{s/l}}$ non è altro che il rapporto tra la concentrazione di un certo elemento nel solido, rispetto a quella nel liquido e descrive, appunto, la distribuzione di equilibrio dell'elemento considerato tra le due fasi.

Questo $K_{d_{s/l}}$ viene calcolato quindi come:

$$K_{d_{s/l}} = C_{sol} / C_{liq} .$$

Nel caso specifico:

$$K_{d_{s/l}} = (FeO_{mol}/MgO_{mol})_{px} / (FeO_{mol}/MgO_{mol})_{roccia\ totale\ o\ vetro}$$

Questo calcolo viene effettuato applicando il fattore di correzione per FeO alla roccia totale e al vetro, assumendo che il rapporto Fe^{2+}/Fe_{tot} sia uguale a 0.85 (Frey et al., 1978). Nel caso dei vetri, i valori utilizzati sono una media delle composizioni ottenute nei diversi punti di analisi, effettuati per ogni campione. Dal momento che i risultati analitici su questi vetri, indicano composizioni omogenee tra di loro, un'assunzione di questo tipo appare corretta.

I valori dei coefficienti di ripartizione così ottenuti, sono stati confrontati con il valore del coefficiente di ripartizione di equilibrio, proposto da Sisson & Grove, (1993), pari a 0.22 ± 0.04 (fig.8.2).

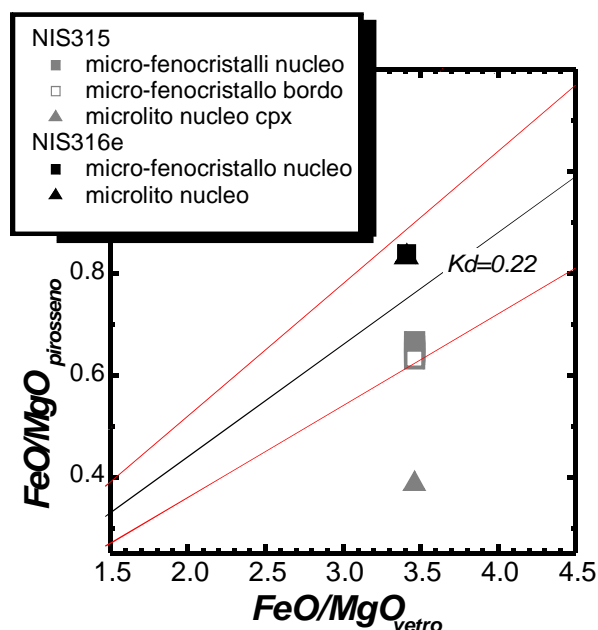


Figura 8.2: confronto tra il valore del rapporto FeO/MgO tra pirosseni e vetro (a) e fra pirosseni e roccia totale (b) con il $Kd_{s/l}$ di equilibrio proposto da Sisson & Grove (1993).

Dai confronti effettuati, questi cristalli appaiono in netto disequilibrio rispetto alla roccia totale (ovvero al liquido iniziale): i punti rappresentativi dei loro valori di $Kd_{s/l}$, cadono nel campo al di sopra della retta dell'equilibrio di 0.22, indicando una cristallizzazione da un magma più evoluto, rispetto a quello rappresentato dalla roccia totale. Trattandosi di micro-fenocristalli e microliti, che si formano nelle fasi più avanzate della cristallizzazione, questa condizione appare in linea con un processo evolutivo del magma e quindi plausibile.

Considerando il confronto con il vetro (ovvero con un liquido residuale, finale), si osserva, al contrario, che tutti i cristalli di ortopirosseno analizzati, rientrano nell'intervallo di equilibrio (fig. 8.2), sia per la pomice che per il campione appartenente ai litici juvenili.

L'unico microlito di clinopirosseno, analizzato all'interno della pomice, invece, presenta valori del rapporto FeO/MgO più bassi, rispetto a quelli attesi per una cristallizzazione di equilibrio da un liquido residuale, come quello rappresentato dal vetro della pomice. Ciò, indica condizioni di cristallizzazione da un magma più ricco in MgO . Trattandosi di un microlito, questo risultato appare insolito, in quanto ci si aspetterebbe di osservare condizioni di equilibrio con un liquido finale.

Prendendo in considerazione l'intero sistema pomice-litici juvenili, è tuttavia plausibile pensare che questo microlito possa essere cristallizzato da un magma diverso, rispetto a quello evoluto rappresentato dalla pomice, ovvero dal quello del sistema rappresentato dai litici juvenili, in una fase finale di cristallizzazione, poco precedente all'eruzione. All'interno della pomice, questo clinopirosseno rappresenterebbe quindi uno xenocristallo, disgregatosi dal magma più mafico, nel corso dell'eruzione. Il rapporto FeO/MgO del magma in equilibrio con il clinopirosseno analizzato, dovrebbe essere circa 1.75. Questo valore, maggiore rispetto a quello che caratterizza le rocce totali dei litici juvenili, individua un ipotetico liquido residuale che di fatto non ritrovo più rappresentato nei campioni analizzati.

8.1.2 Plagioclasio

Il plagioclasio ha una composizione prevalentemente concentrata nel campo dell'andesina, con una tendenza verso l'oligoclasio, in particolare nei cristalli appartenenti al campione di pomice (fig. 8.3a).

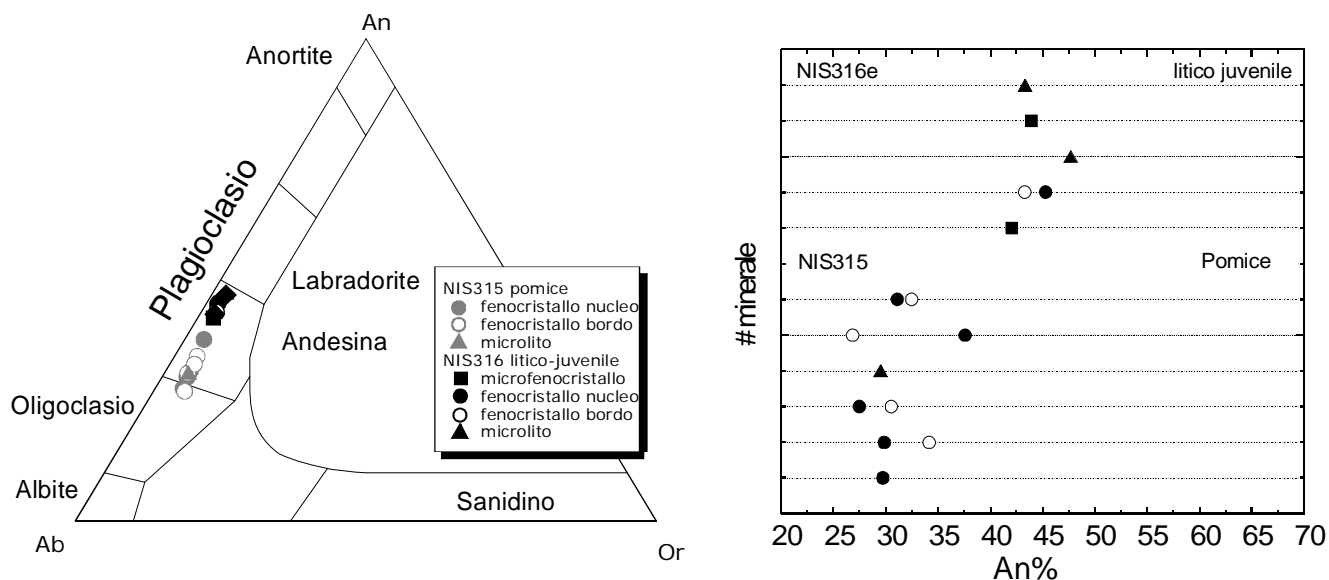


Figura 8.3: a. diagramma di classificazione dei plagioclasii analizzati nei due campioni scelti, i punti rappresentativi indicano composizioni assimilabili all'andesina con tendenza all'oligoclasio per quelli appartenenti alla pomice. b: diagramma di variazione del contenuto di An% per i cristalli analizzati.

Le composizioni osservate sono piuttosto variabili tra la pomice e il campione appartenente al gruppo dei litici juvenili, mantenendo però caratteristiche abbastanza omogenee all'interno del singolo campione.

In particolare, la pomice mostra una variazione in anortite da 26 a 48% con fenocristalli leggermente zonati, con andamento inverso. La zonatura più ampia è, tuttavia, normale con una variazione di anortite da 37% a 26%, in un fenocristallo isolato; l'unico microlito analizzato rispecchia la composizione media (fig. 8.3b).

I plagioclasii analizzati in NIS316e, sono invece fenocristalli, micro-fenocristalli e microliti con An% variabile da 42% a 46%. L'unico fenocristallo mostra una piccola zonatura normale.

Il Fe^{3+} appare nel complesso poco variabile, con contenuti da 0.004 a circa 0.02 a.p.f.u. descrivendo lievi zonature tra nucleo e bordo dei cristalli. Nel campione di pomice, NIS315, le zonature mostrano prevalentemente andamenti normali, con bordi che si allineano in una ristretta fascia di variazione, tra 0.01 a 0.014 a.p.f.u. di Fe^{3+} . Nei cristalli di plagioclasio di NIS316e, l'unica zonatura registrata, nel fenocristallo, è inversa e tende a contenuti di Fe^{3+} simili a quelli dei micro-fenocristalli (<0.01 a.p.f.u.), i microliti analizzati invece presentano un contenuto di Fe^{3+} simile al nucleo del fenocristallo, intorno a 0.015 a.p.f.u.

In sintesi, i cristalli di plagioclasio analizzati, presentano composizioni ben distinte tra i due diversi campioni considerati, con contenuti di anortite chiaramente minori in quei cristalli appartenenti alla pomice. Inoltre, le variazioni osservate all'interno del singolo campione (zonature inverse nei cristalli della pomice e contenuto di An%

tendenzialmente maggiore nei microliti, rispetto ai micro-fenocristalli e fenocristalli, del campione NIS316e) sembrano evidenziare una complessiva tendenza del sistema in cui cristallizzano, verso composizioni meno evolute.

8.1.3 Minerali opachi

Gli ossidi analizzati sono prevalentemente delle titanio-magnetiti, con un unico caso di ilmenite nel campione appartenente al gruppo dei litici juvenili (fig.8.4a). Il contenuto di ulvospinello è di circa 25% e la composizione appare molto omogenea per tutte le titanio-magnetiti analizzate.

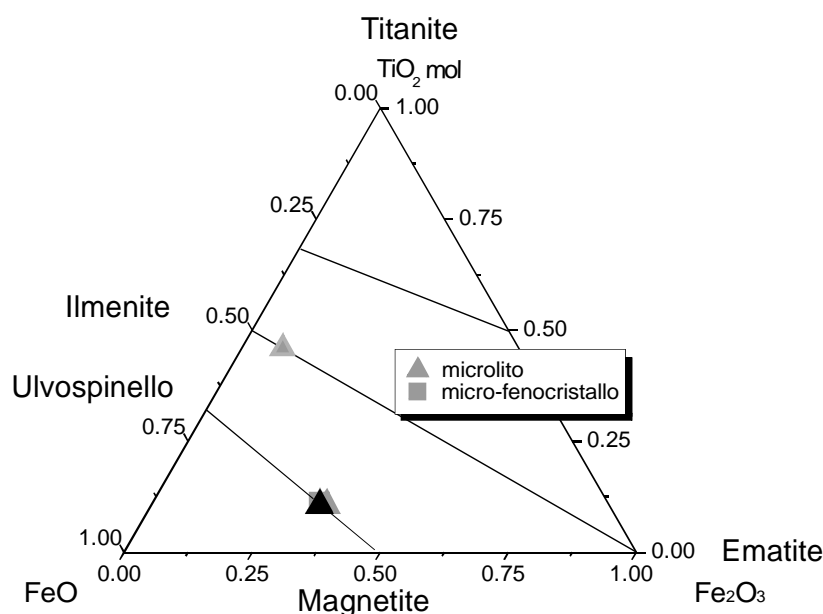


Figura 8.4: diagramma classificativo per le fasi di ossido. La maggior parte degli ossidi analizzati rappresenta una soluzione solida tra ulvospinello e magnetite, con una componente di ulvospinello inferiore al 50%. Un unico cristallo è risultato essere ilmenite.

La coesistenza, all'interno della pomice, di entrambe le fasi di ossidi (romboedrica e cubica) permette di calcolare la temperatura e la fugacità di ossigeno caratteristiche, del sistema rappresentato dal campione.

Il calcolo viene eseguito sulla base alle composizioni delle fasi considerate, come descritto in Ghiorso & Carmichael (1981). Questa operazione viene eseguita assumendo, ovviamente, che le due fasi si trovino in condizioni di equilibrio reciproco, cioè che si siano originate nello stesso sistema. Ciò appare plausibile, in quanto si tratta in entrambi i casi di microliti dispersi nella massa di fondo del campione. Per due coppie ilmenite-magnetite, è stato quindi applicato il geobarometro-geofugometro di Ghiorso & Carmichael (1981), ottenendo temperature di 793-799° C e fugacità di ossigeno ($\log f_{O_2}$) di -13.31/-13.11 (fig. 8.5).

Considerando che gli ossidi impiegati nel calcolo, sono esclusivamente microliti nella massa di fondo, le temperature ricavate, si riferiscono plausibilmente alle condizioni termiche del sistema di poco precedenti l'eruzione dell'UP.

I valori di fugacità di ossigeno ottenuti, si collocano poco al di sopra del tampone NNO ($\Delta NNO < +1 \log f_{O_2}$), indicando un sistema relativamente ossidante, correlabile a condizioni piuttosto superficiali, dove la magnetite risulta essere la fase ossido dominante. Queste condizioni, non eccessivamente ossidanti, permettono la cristallizzazione dell'ilmenite in associazione alla magnetite.

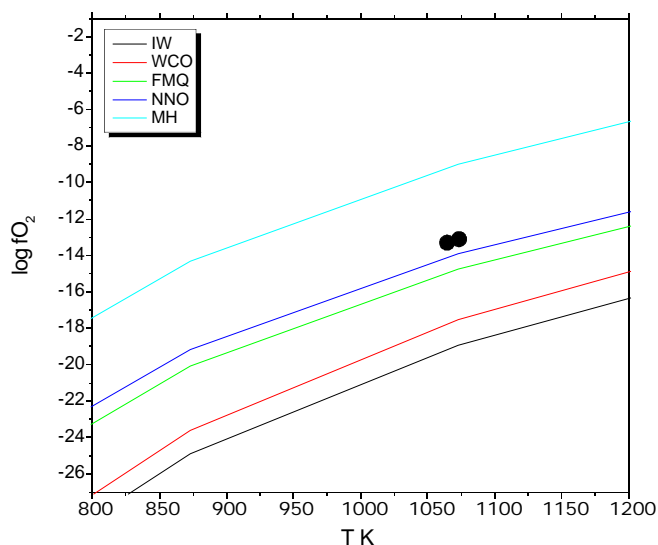


Figura 8.5: diagramma T vs $\log f_{O_2}$. IW= tampone ferro-wurstitite; QFM= tampone quarzo-fayalite-magnetite; HM= tampone hematite-magnetite; NNO= tampone Ni-NiO. I punti si riferiscono al risultato ottenuto dall'applicazione del geobarometro-geofugometro di Ghiorso & Carmichael (1981) per due diverse coppie di magnetite-ilmenite, analizzate all'interno del campione di pomice NIS315.

8.2 Duomi e inclusi magmatici post-caldera

In questo paragrafo, ogni sistema "duomo-incluso" verrà trattato mettendo direttamente a confronto le caratteristiche composizionali delle diverse fasi mineralogiche, presenti nei duomi e nei relativi inclusi, fase per fase, riepilogando, poi, le eventuali variazioni complessive osservate tra sistema e sistema.

8.2.1 Olivina

L'olivina è una fase comune in tutte le rocce studiate, anche se può risultare assente o scarsa in alcuni campioni; è presente come fenocristallo, micro-fenocristallo e microlito e presenta usualmente bordi di disequilibrio o di ricristallizzazione, oppure iddingsitizzazione.

L'olivina analizzata nei campioni di incluso è presente sottoforma di fenocristallo, micro-fenocristallo e microlito, poche analisi riguardano invece olivina ritrovata all'interno dei duomi, come microlito e micro-fenocristallo. Nel complesso, le analisi eseguite, evidenziano una variabilità composizionale da circa 80% a 86% di forsterite, con leggere differenze tra i diversi sistemi duomo-inclusi (fig. 8.6).

Le composizioni più forsteritiche (86% Fo) tra tutti i campioni analizzati, si hanno per due nuclei di fenocristalli appartenenti agli inclusi di Trapesina e Profitis Elias. Le composizioni più fayalitiche (<83% Fo) caratterizzano, invece, i bordi dei fenocristalli, micro-fenocristalli e microliti analizzati all'interno dei campioni di duomo, insieme ad un microlito nel duomo di Sterna.

In particolare, si può osservare che i nuclei dei fenocristalli presentano un contenuto di Fo variabile tra 84.5% e 86%; osservandone la variazione nel tempo, cioè procedendo dal sistema Profitis Elias verso Boriatico, sembra esservi una leggera tendenza verso composizioni più fayalitiche. Questo andamento sembra confermato anche dai nuclei dei microliti. Questa classe dimensionale di cristalli presenta complessivamente la più ampia variabilità composizionale registrata, ma nel dettaglio mostra composizioni tendenzialmente meno forsteritiche, rispetto ai fenocristalli e dalla maggioranza dei micro-fenocristalli, con una lieve diminuzione della forsterite nel tempo. I nuclei dei

micro-fenocristalli, invece, sembrano contraddire questo andamento, con composizioni che ritornano a contenuti di forsterite >85% nel duomo di Boriatico. Quest'ultime sono i cristalli di olivina più forsteritica tra tutte quelle analizzate nei campioni di Boriatico e non appaiono zonate.

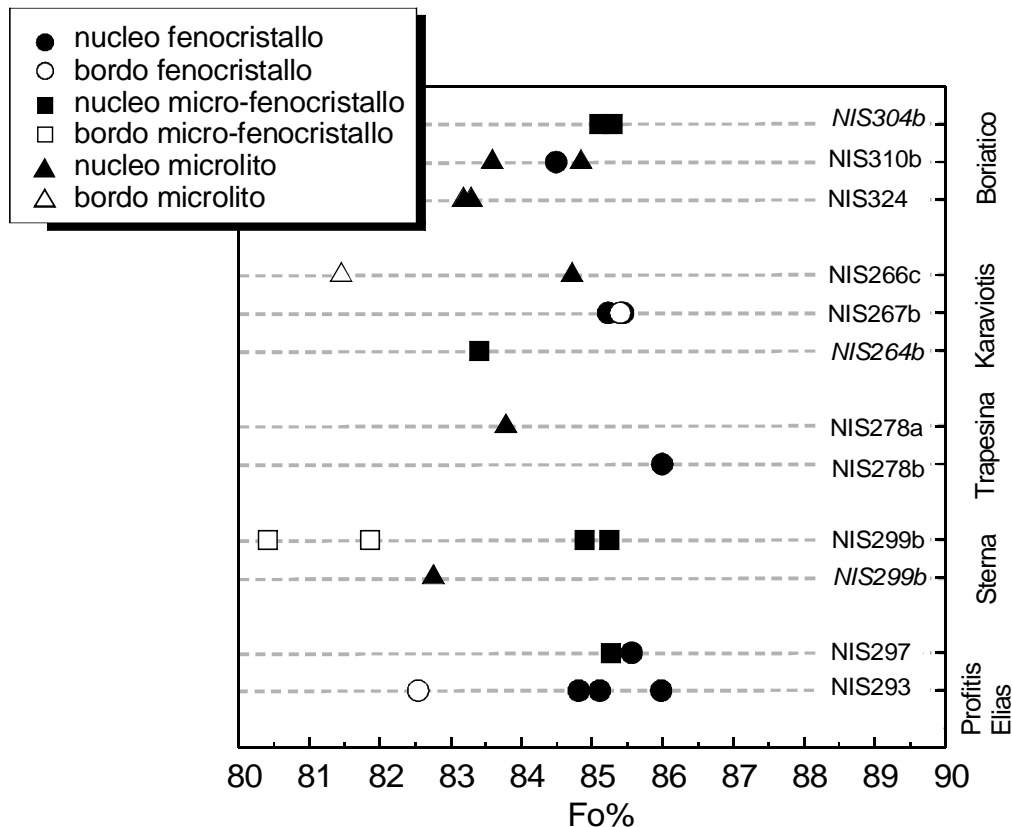


Figura 8.6: variazione del contenuto in Fo% nella popolazione dei cristalli di olivina analizzati. Simboli come da legenda, i campioni di duomo sono segnalati dalle sigle in corsivo.

Osservando l'andamento composizionale dei bordi, si potrebbe individuare un ritorno verso composizioni leggermente più primitive, nei magmi che formano gli inclusi, procedendo verso i sistemi più giovani (Karaviotis e Boriatico).

Le variazioni composizionali di elementi come Mn, Ni, Ca all'interno dei cristalli di olivina analizzati, non presentano particolari sistematicità o zonature, la variabilità maggiore è data dal contenuto di Ni a.p.f.u., mentre il Ca a.p.f.u. rimane piuttosto uniforme.

Nel complesso, le zonature osservate nei cristalli di olivina analizzati, hanno un andamento normale; questa caratteristica è indicativa dell'assenza di aumento nel contenuto di Ca a.p.f.u., tra nucleo e bordo, e quindi di condizioni di pressione stabili, nel corso della cristallizzazione di queste fasi (Stormer, 1973).

E' importante sottolineare che, i fenocristalli analizzati nel campione NIS293 di Profitis Elias, corrispondono a quei cristalli di olivina con colori di pleocroismo marcatamente verdi ed habitus prismatico, presenti come fenocristalli, in aggregati con plagioclasti eudrali e di forma tabulare, già messi in evidenza nel Capitolo 7, e indicati come un caso particolare, all'interno della popolazione di olivine osservate. L'analisi dimostra che, dal punto di vista composizionale, del contenuto in Fo%, queste olivine rientrano nel generico campo composizionale definito da tutte le altre olivine analizzate, con nuclei da 84.7 a 85.9% di forsterite e, in un caso, un'ampia zonatura normale.

8.2.1.1 Valutazione delle condizioni di equilibrio

Trattandosi di fasi precoci nel processo di cristallizzazione di un magma, che permettono di ottenere informazioni sul liquido più primitivo, è importante verificare e valutare le eventuali condizioni di equilibrio con il sistema in cui vengono ritrovate.

Le osservazioni petrografiche, hanno messo in evidenza la presenza di bordi riassorbiti nella maggior parte dei cristalli di olivina osservati, in questo senso molti microliti potrebbero essere anche il risultato di un parziale riassorbimento di micro-fenocristalli o fenocristalli, dovuto all'instaurarsi di condizioni di instabilità per questa fase.

Le condizioni di equilibrio, per le olivine analizzate, sono state testate calcolando il coefficiente di ripartizione solido-liquido ($K_{d_{ol/liq}} = ((FeO/MgO)_{mol})_{olv} / ((FeO/MgO)_{mol})_{rt}$) tra i singoli cristalli e la roccia totale. Per quest'ultima, quando possibile, sono stati usati i valori di FeO e MgO dei campioni relativi alle sezioni selezionate; in alternativa, è stato calcolato, per i contenuti di questi due elementi, un valore medio sulla base delle analisi esistenti dei campioni appartenenti allo specifico sistema duomo-inclusi.

E' stato scelto di usare la roccia totale, in quanto rappresentativa della composizione del fuso iniziale e perché le analisi condotte sui vetri dei campioni di incluso, forniscono composizioni molto residuali, non rappresentative delle condizioni di formazione dei fenocristalli e micro-fenocristalli, ma anche dei microliti, di olivina. Questa caratteristica composizionale dei vetri, è probabilmente dovuta alla spinta cristallizzazione, cui sono soggetti questi fusi andesitici al momento dell'interazione con il magma evoluto. Inoltre, dal momento che si hanno analisi effettuate prevalentemente sui nuclei, questa assunzione appare plausibile.

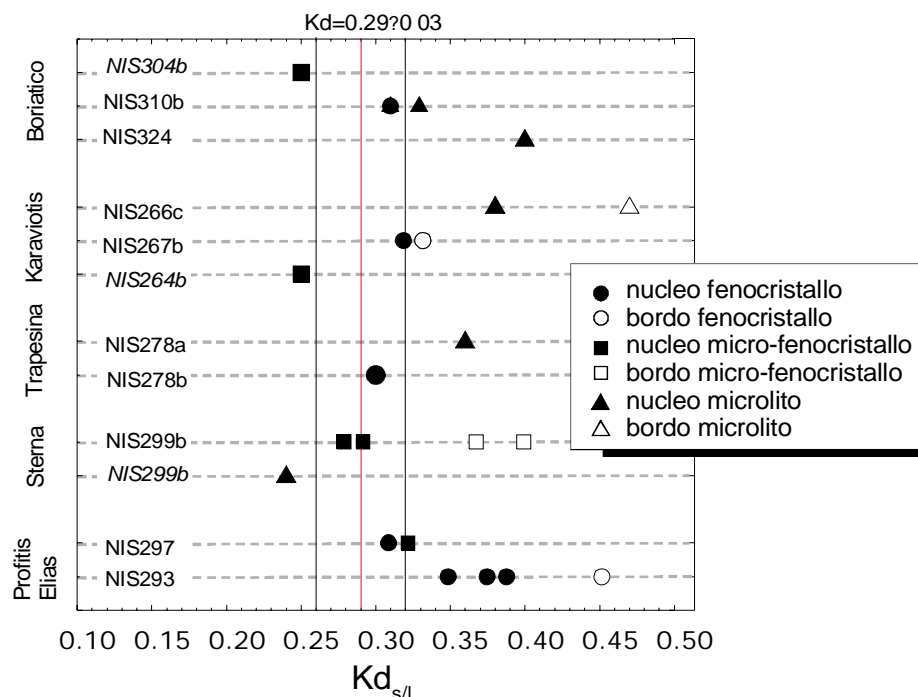


Figura 8.7: diagramma di confronto tra i $K_{d_{ol/liq}}$ calcolati per i cristalli di olivina analizzati e i $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio, secondo Roeder & Emslie (1970). Il valore del K_d di equilibrio è stato assunto pari a 0.29 (linea rossa) con un intervallo di tolleranza pari a ± 0.03 (linee nere). Simboli come da legenda, i campioni di duomo sono segnalati dalle sigle in corsivo.

Il diagramma di figura 8.7 mette in evidenza i coefficienti di ripartizione solido-liquido ottenuti per le olivine analizzate, confrontandoli con il valore del $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio,

definito da Roeder & Emslie (1970) per fusi basaltici, pari a 0.29 ± 0.03 . Il valore del $K_{d_{ol/liq}}$, per FeO e MgO nei magmi mantellici, è praticamente costante per un'ampia variazione di temperature, composizioni e condizioni di $f(O_2)$ (Roeder & Emslie, 1970; Klingerberg & Kushiro, 1996 e riferimenti annessi), ad eccezione di lievi aumenti che si possono verificare per condizioni di P e T molto elevate (Herzberg & O'Hara, 1998). Roeder & Emslie (1970), comunque, oltre ad indicare il valore del $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio raccomandato, definiscono anche un più ampio campo di accettabilità per coefficienti di ripartizione FeO/MgO tra olivina e liquidi basaltici (da 0.26 a 0.36), in funzione delle variazioni nelle condizioni di P e contenuto in volatili; Carmichael & Ghiorso (1990) propongono, infatti, valori di $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio fino a 0.4, per fusi ricchi in H₂O. Variazioni del valore del $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio, in funzione di quest'ultimo parametro, sono state sottolineate successivamente a che da Toplis (2005).

In un diagramma tipo quello di figura 8.7, tutti i punti che cadono a destra della retta rappresentativa del $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio, individuano olivine in equilibrio con un liquido più evoluto del magma ospite, al contrario quelle a sinistra sono rappresentativi di olivine più magnesiache, rispetto al magma ospite.

In questo senso, appare evidente che le olivine analizzate nei duomi (sigle dei campioni in corsivo), i cui punti rappresentativi cadono nella parte sinistra del grafico, indicano una cristallizzazione da un liquido meno evoluto, rispetto al magma rappresentato dal duomo. La maggior parte dei punti rappresentativi delle olivine analizzate all'interno degli inclusi, rientrano, invece, nel campo di equilibrio. Fanno eccezione i bordi dei micro-fenocristalli e alcuni microliti, che si collocano a destra del $K_{d_{ol/liq}}$ di equilibrio, indicando condizioni di cristallizzazione da un magma più evoluto, oppure più ricco in H₂O.

Gli unici fenocristalli, che presentano punti rappresentativi completamente fuori dall'equilibrio, indicando un equilibrio con un fuso più evoluto della roccia totale incassante, sono quelli delle olivine del campione NIS293, appartenente agli inclusi di Profitis Elias. In questo campione, sono presenti molte olivine, in aggregati con plagioclasti, dalla struttura cumulitica. Ciò potrebbe aver dato luogo ad una composizione della roccia totale più ricca in MgO, rispetto alla reale composizione del magma da cui le fasi cristallizzano. In considerazione del fatto che queste olivine hanno una composizione del tutto analoga alle altre olivine analizzate e che attribuendogli un rapporto FeO/MgO medio degli inclusi di Profitis Elias, risulterebbero all'interno dell'intervallo di equilibrio, si possono interpretare come cristalli formati per cristallizzazione di cumulo da un magma simile, o dallo stesso magma, che genera gli inclusi di Profitis Elias, dal quale poi vengono riprese.

8.2.2 Pirosseni

I pirosseni analizzati comprendono sia ortopirosseno che clinopirosseno e si presentano come fenocristallo, micro-fenocristallo o microlito, sia all'interno degli inclusi che dei duomi. L'ortopirosseno ha composizione a enstatite, con un valore di Mg# variabile da 0.58 a 0.86. Il clinopirosseno è augite e augite-diopsitica, con un valore di Mg# variabile da 0.70 a 0.86. (fig. 8.8-8.9-8.10).

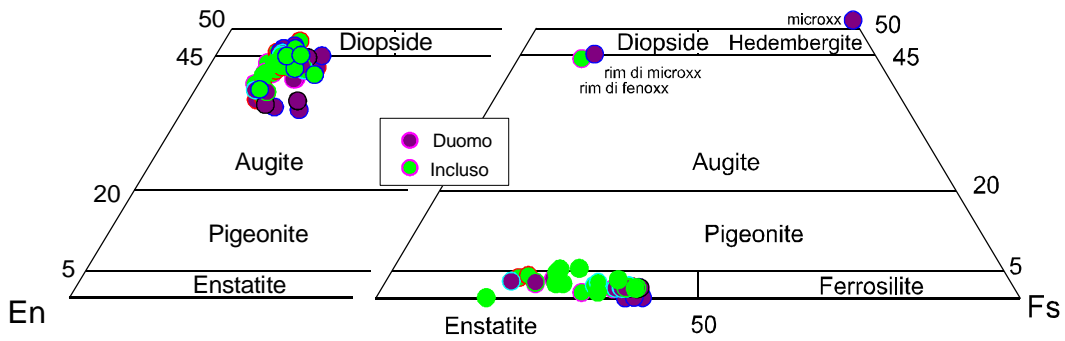


Figura 8.8: diagramma di classificazione dei pirosseni. a: ortopirosseno; b: clinopirosseno

Ortopirosseno

I fenocristalli di ortopirosseno hanno composizioni molto omogenee, sia all'interno di un unico sistema duomo-inclusi, che tra i diversi sistemi, con variazioni di Mg# da 0.58 a 0.63 (fig. 8.9).

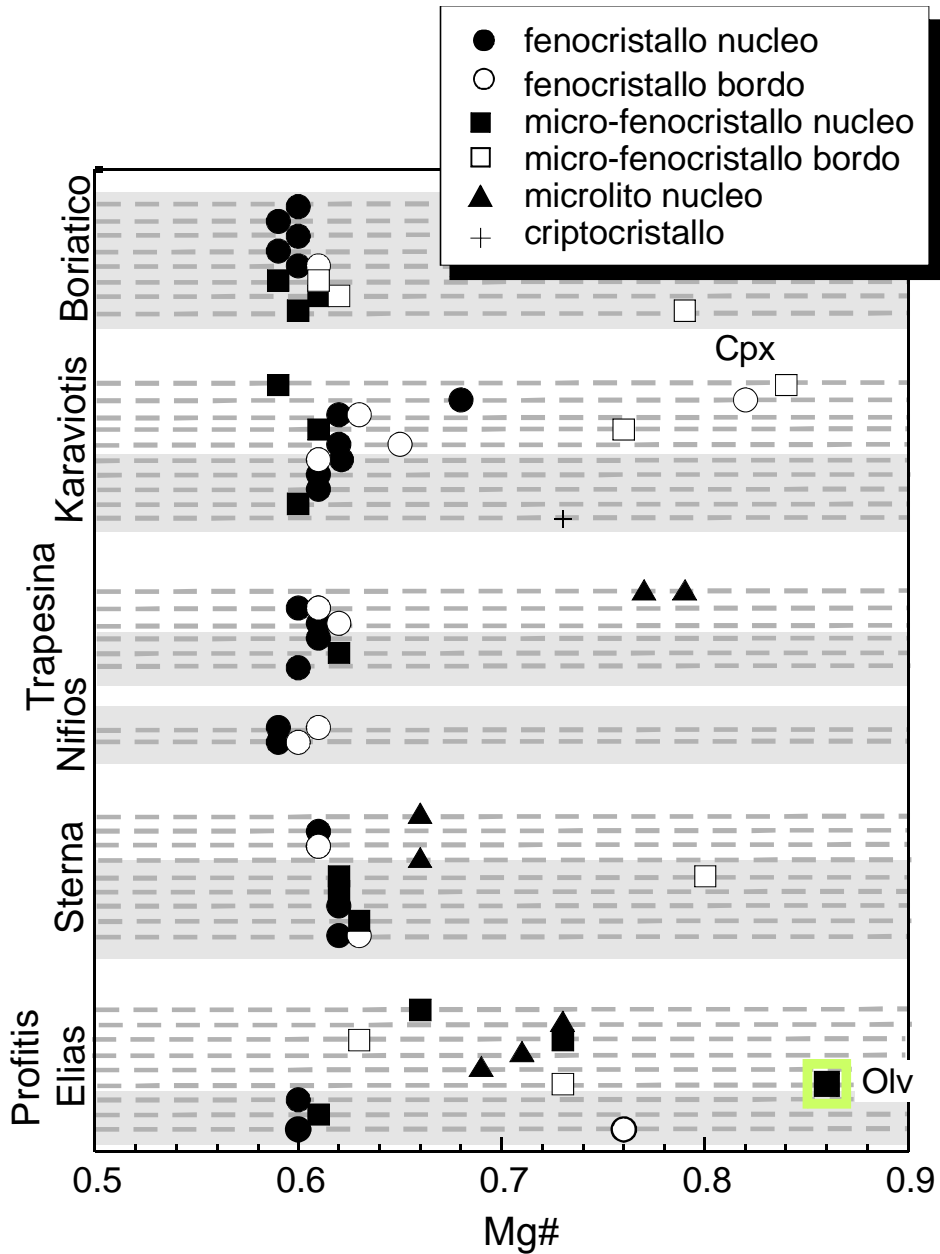


Figura 8.9: variazioni del valore di Mg# nei cristalli di ortopirosseno analizzati. Ogni riga corrisponde ad un diverso minerale, il campo grigio distingue i cristalli di ortopirosseno analizzati all'interno dei campioni di duomo, il riquadro in verde evidenzia il nucleo di olivina di un cristallo con ricristallizzazione di orto pirosseno al bordo. Simboli come in legenda.

Raramente si osservano zonature evidenti ad eccezione di un fenocristallo analizzato in un campione di duomo di Profitis Elias. Tra i cristalli analizzati, un unico fenocristallo, appartenente ad un incluso di Karaviotis, presenta una composizione meno magnesiaca, con un valore di Mg# di 0.68 per il nucleo, e bordo ricristallizzato a clinopirosseno. Le zonature osservate in questi fenocristalli, se pur di piccola entità, sono tutte zonature inverse.

I micro-fenocristalli ricalcano le caratteristiche mostrate dai fenocristalli, con zonature normali e inverse, anche più accentuate fino a valori di Mg# pari a 0.8. Bordi di ricristallizzazione a clinopirosseno sono frequenti nei micro-fenocristalli appartenenti agli inclusi di Karaviotis. Il sistema inclusi di Profitis Elias mostra, per questa classe dimensionale, composizioni dei nuclei più magnesiache, in un caso si osserva una ampia zonatura normale. Un cristallo, analizzato all'interno del duomo di Profitis Elias, presenta un bordo ortopirosseno, con Mg# di circa 0.71, ricristallizzato intorno ad un nucleo di olivina (riquadro verde in fig. 8.9).

I microliti analizzati, appartengono alla massa di fondo microcristallina degli inclusi e hanno composizioni più variabili e tendenzialmente più magnesiache, con Mg# da 0.66 a 0.79. In questo intervallo rientra anche un cripto-cristallo di ortopirosseno analizzato nella massa di fondo del duomo Karaviotis. In particolare, Sterna è il sistema che mostra la minore differenziazione composizionale tra fenocristalli e microliti, all'interno dell'incluso analizzato.

Riassumendo, possiamo dire che negli inclusi di Profitis Elias e Trapesina, si osserva la variabilità composizionale più ampia e le composizioni tendenzialmente più magnesiache per gli ortopirosseni (micro-fenocristalli e microliti) analizzati. Nel campione di duomo di Profits Elias, si evidenzia, inoltre, una tendenza dei bordi verso composizioni più magnesiache, simili a quelle definite dai microliti, negli inclusi.

Boriatico e Nifios sono gli unici due sistemi in cui le analisi sono state eseguite su cristalli di ortopirosseno appartenenti esclusivamente a campioni di duomo e presentano, infatti, la maggiore omogeneità composizionale.

Ricristallizzazioni a clinopirosseno si osservano esclusivamente negli inclusi di Karaviotis e in un cristallo del duomo di Boriatico.

Nel complesso, gli ortopirosseni esaminati, mostrano una correlazione positiva tra Al a.p.f.u. e Ti a.p.f.u. verso Mg#. Nel dettaglio di possono rilevare lievi arricchimenti, per questi elementi per i nuclei di microlito rispetto ai nuclei di feno- e micro-fenocristalli, in particolare per Trapesina e Profitis Elias.

Il confronto $Al^{IV}-Al^{VI}$ a.p.f.u. con Al_{tot} a.p.f.u., permette di visualizzare la ripartizione dell'alluminio tra il sito tetraedrico e quello ottaedrico e mette in evidenza una correlazione positiva tra Al^{IV} a.p.f.u. e Al_{tot} a.p.f.u., andamento meno definito si osserva, invece, per Al^{VI} a.p.f.u. Ciò, è dovuto al fatto che Al in coordinazione tetraedrica è molto più abbondante rispetto ad Al in coordinazione ottaedrica, in quanto varia in funzione del contenuto di silice (in maniera inversa) e di conseguenza è correlato positivamente con Mg#.

Il rapporto Fe^{2+}/Fe^{3+} mostra una correlazione negativa con Al_{tot} a.p.f.u. e con Mg#. Ciò indicherebbe un contenuto maggiore di Fe^{3+} a.p.f.u. nei cristalli che presentano una

composizione più magnesiaca. In particolare, trascurando i risultati forniti dalle composizioni dei bordi e osservando il rapporto Fe^{2+}/Fe^{3+} nei nuclei, gli inclusi dei sistemi di Profitis Elias, Trapesina e Sterna sono quelli che si differenziano maggiormente dagli altri, presentando valori maggiori per questo rapporto nei loro microliti e, per il Profitis Elias, anche nei micro-fenocristalli. Questo potrebbe indicare condizioni di ossidazione maggiore in questi tre sistemi, rispetto a Nifos, Boriatico e Karaviotis.

Concludendo, per quanto riguarda gli ortopirosseni, è importante sottolineare la sostanziale omogeneità composizionale dei fenocristalli e micro-fenocristalli tra tutti i sistemi duomo-incluso analizzati e, in particolare, anche tra il sistema duomo e i relativi inclusi. La maggior parte di questi minerali, infatti, presenta Mg# interamente compresi tra 0.58 e 0.62. Questo dato confermerebbe quanto visto in petrografia, per i fenocristalli e microfeno-cristalli, e cioè che queste fasi si presentano prevalentemente come aggregati, con caratteristiche analoghe, per habitus e tessiture, sia nei duomi che negli inclusi, in tutti i sei sistemi di duomo osservati.

Clinopirosseno

Solo cinque fenocristalli di clinopirosseno sono stati analizzati all'interno delle sezioni scelte: tre, rispettivamente, all'interno degli inclusi di Sterna, Trapesina e Karaviotis; due, all'interno del campione di duomo di Trapesina. Quelli presenti all'interno degli inclusi di Karaviotis e Sterna, mostrano entrambi una zonatura inversa, con bordi a Mg# maggiore rispetto ai nuclei, e valori che variano rispettivamente da 0.78-0.84 e da 0.74-0.82. Il fenocristallo nell'incluso di Trapesina non appare zonato ma presenta un nucleo con composizione intermedia alle due zonature evidenziate. I fenocristalli analizzati nei duomi hanno invece una composizione molto omogenea, priva di zonature con Mg# più basso, intorno a 0.71-0.72 (fig. 8.10).

I micro-fenocristalli coprono un intervallo composizionale relativamente ampio, con Mg# variabile da 0.7 a 0.82 e mostrano zonature sia inverse che normali, senza particolari distinzioni tra i diversi sistemi, anche perché, cristalli appartenenti a questa classe dimensionale, sono stati analizzati sporadicamente. Tuttavia, si può osservare come le zonature inverse siano comuni in quei cristalli analizzati nei duomi, mentre quelle normali si osservano per quelli appartenenti agli inclusi. Questo andamento composizionale, nei micro-fenocristalli di clinopirosseno, analizzati all'interno degli inclusi, appare esattamente opposto a quanto messo in evidenza dal comportamento dei fenocristalli. Tale relazione tra fenocristalli e micro-fenocristalli, anche se poco sistematica, può essere spiegata ipotizzando una iniziale cristallizzazione da un magma relativamente più evoluto, nel quale si ha un successivo arrivo di magma mafico, che genera la cristallizzazione di un bordo a composizione più magnesiaca e dei micro-fenocristalli, per poi riprendere a evolvere. Alternativamente, e questo anche in considerazione delle osservazioni petrografiche, posso considerare i fenocristalli di clinopirosseno, come fasi di cumulo originatesi da un magma più evoluto rispetto a quello degli inclusi, e un loro successivo coinvolgimento nel magma mafico, che sta contemporaneamente cristallizzando i micro-fenocristalli.

I microliti, sono la classe dimensionale più rappresentativa per questa fase mineralogica e presentano la maggiore variabilità composizionale, con valori di Mg# da 0.72 a 0.86. Questi cristalli, appaiono raramente zonati, con deboli variazioni composizionali, sia normali che inverse.

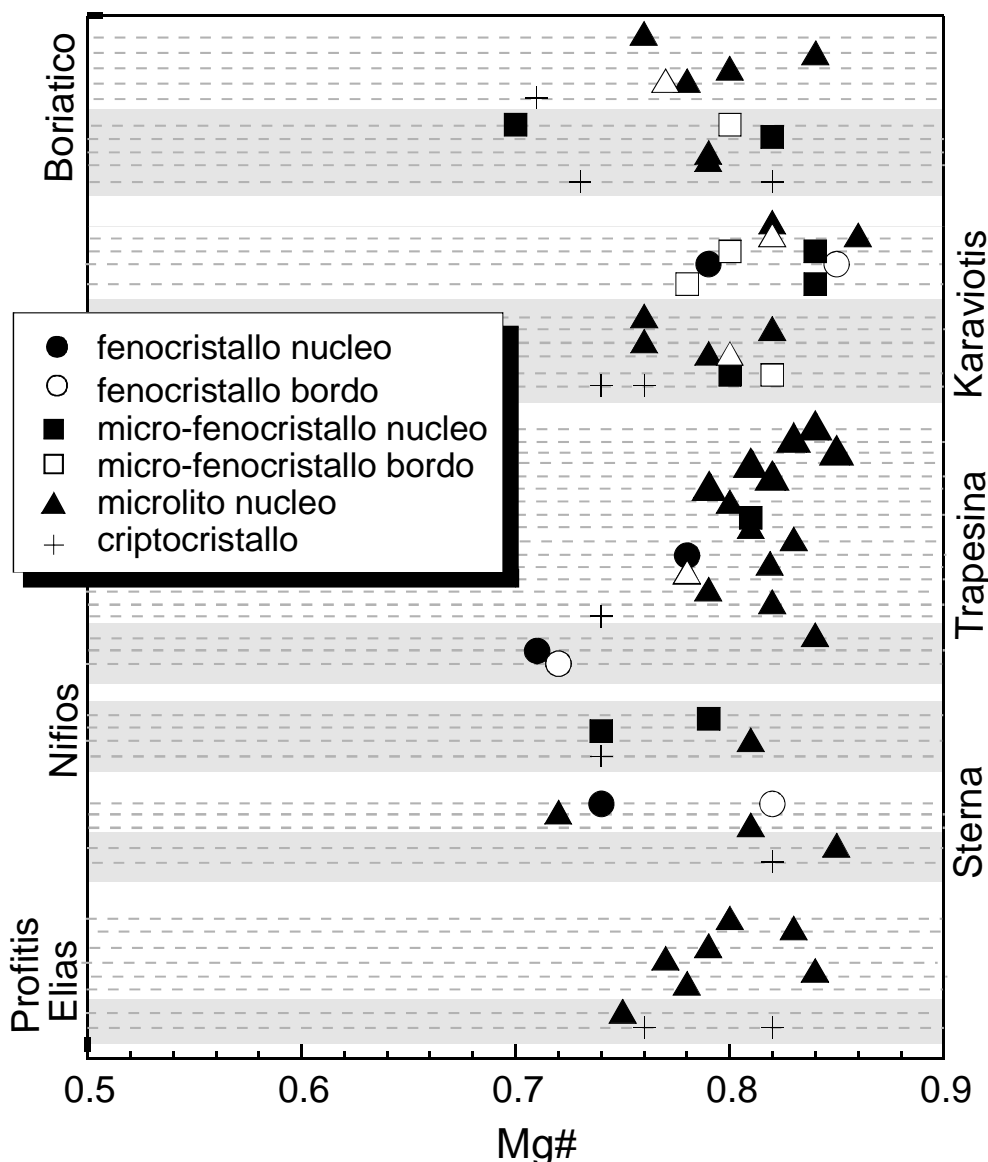


Figura 8.10: variazioni del valore di Mg# nei cristalli di clinopirosseno analizzati. Ogni riga corrisponde ad un diverso minerale, il campo grigio distingue i cristalli di clinopirosseno analizzati all'interno dei campioni di duomo

Non ci sono particolari differenze nella composizione di questi microliti tra duomi e inclusi e neanche tra i diversi sistemi di duomo. Solo Profitis Elias e Karaviotis sembrano avere microliti meno magnesiaci nei duomi, rispetto a quelli analizzati nei rispettivi inclusi. Sterna, al contrario, mostra una delle composizioni più magnesiache registrate, per il microlito analizzato all'interno del duomo.

I cripto-cristalli, analizzati nella massa di fondo dei duomi, mostrano una discreta variabilità all'interno dell'intervallo di composizione complessivo della popolazione dei cristalli di clinopirosseno. Solamente nel duomo di Karaviotis, questi cripto-cristalli possiedono composizioni tendenzialmente meno ricche in Mg, rispetto agli altri cristalli analizzati. Quei cripto-cristalli analizzati nel vetro residuale degli inclusi di Trapesina e Boriatico, mostrano invece composizioni evidentemente meno magnesiache, rispetto ai microliti e micro-fenocristalli dei rispettivi inclusi.

Nel complesso, i cristalli di clinopirosseno, mostrano piccole variazioni nel contenuto di Ti a.p.f.u. e Na a.p.f.u., prive di una correlazione ben definita e sistematicità

evidenti, rispetto al contenuto di Mg#. Il comportamento di Al_{tot} a.p.f.u. presenta, invece, una correlazione diretta con Mg#, fino a 0.1 a.f.u., dopo di che mostra una leggera inversione. I nuclei dei fenocristalli si concentrano nel tratto di correlazione diretta definito dal confronto Al_{tot} a.p.f.u.-Mg# mentre i bordi, dei fenocristalli si concentrano lungo l'andamento inverso, sovrapponendosi ai micro-fenocristalli e ai microliti.

Ad eccezione di pochi casi, tutti i punti rappresentativi dei diversi cristalli di clinopirosseno analizzati, cadono al di sopra della retta di saturazione del sito tetraedrico, rivelando un eccesso più o meno marcato di alluminio, che assume, di conseguenza, anche la coordinazione ottaerica. Gli andamenti di correlazione di Al^{IV} a.p.f.u. e Al^{VI} a.p.f.u., rispetto a Al_{tot} a.p.f.u., visualizzano la ripartizione dell'alluminio nei diversi siti cristallografici e definiscono relazioni dirette.

A differenza di quanto osservato per gli ortopirosseni, non esiste una relazione ben definita tra Al_{tot} a.p.f.u. e Fe_{tot} a.p.f.u., con il rapporto Fe^{2+}/Fe^{3+} che si mantiene circa costante.

8.2.2.1 Valutazione delle condizioni di equilibrio

Analogamente a quanto fatto per le olivine, anche nel caso dei cristalli di pirosseno, sono stati calcolati i $Kd_{px/liq}$, per FeO e MgO, in modo da confrontarli con i valori di equilibrio, secondo quanto riportato in letteratura, per queste fasi, da Sisson & Grove (1993), (fig. 8.11).

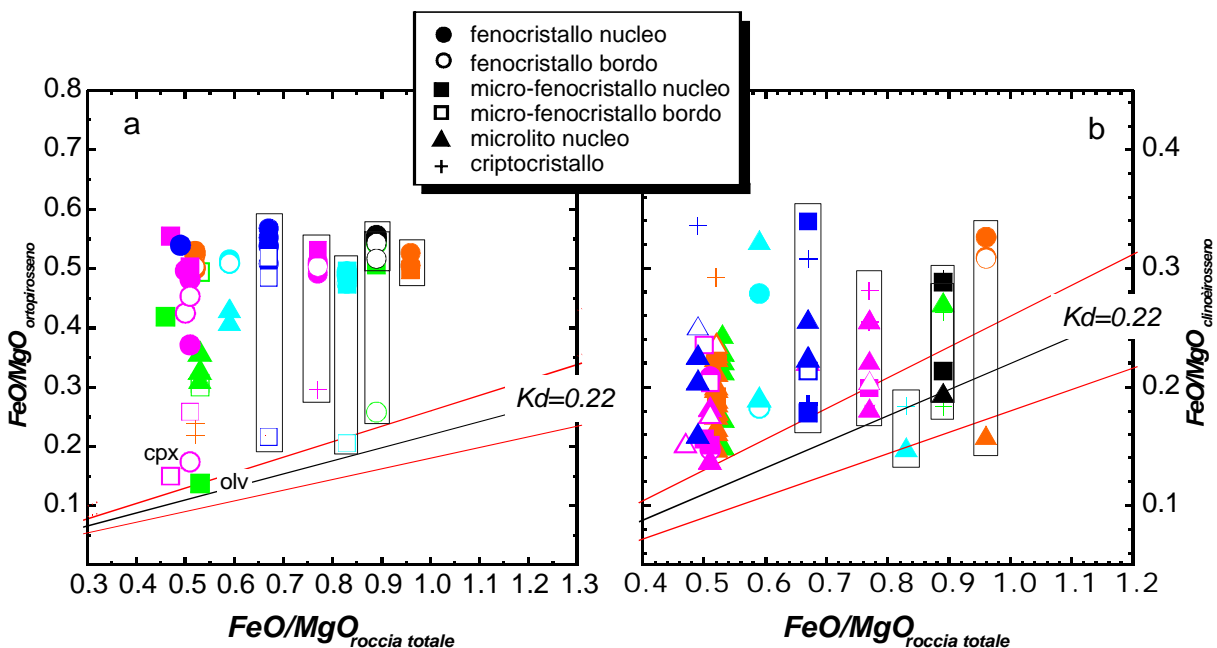


Figura 8.11: diagramma di equilibrio per i cristalli di pirosseno analizzati. I campioni di duomo sono evidenziati nei riquadri. Le rette di equilibrio si riferiscono ai valori di $Kd_{px/liq}$ di Sisson & Grove (1993). a: diagramma di equilibrio dell'ortopirosseno; b: diagramma di equilibrio del clinopirosseno. I colori distinguono i diversi sistemi duomo-incluso: Ptófitis Elias=verde; Sterna=celeste; Trapesina= arancio; Nifios=nero; Karaviotis=fuxia; Boriatico=blu; simboli come in legenda.

Il rapporto FeO/MgO molare dei cristalli appartenenti ai campioni di duomo, è stato confrontato esattamente con quello della roccia totale corrispondente al campione cui appartiene la sezione analizzata. Per gli inclusi, è stato necessario in molti casi utilizzare invece dei rapporto FeO/MgO molari medi, in quanto non tutte le sezioni

appartengono a campioni di cui disponiamo di analisi di roccia totale. Questi valori medi sono quindi rappresentativi di un certo sistema di inclusi, ma non esatti per lo specifico campione analizzato. In questo caso dove necessario sono state inserite delle barre di variazione che rappresentano la variabilità del rapporto FeO/MgO molare nelle rocce totali della popolazione di inclusi.

Per l'ortopirosseno non esiste un vero e proprio $K_{d_{s/l}}$ di riferimento, alcuni autori (es. Streck et al., 2005) hanno utilizzato, per questa fase, un campo che va da 0.26 a 0.30, simile a quello delle olivine; Sisson & Grove indicano invece per il pirosseno, in generale, un $K_{d_{s/l}}$ di riferimento pari a 0.22 ± 0.04 .

In relazione a questi valori di equilibrio, si osserva che la maggior parte dei cristalli di ortopirosseno analizzati, mostrano $K_{d_{s/l}}$ più alti rispetto a quelli attesi sulla base della composizione della roccia totale, specialmente per i nuclei dei fenocristalli, con punti rappresentativi di composizioni che cadono nella parte sinistra del grafico (fig. 8.11a). Queste fasi mostrano, quindi, un netto disequilibrio con la roccia ospite, indicando condizioni di cristallizzazione da un magma più evoluto.

E' importante sottolineare che la maggior parte dei fenocristalli analizzati, mostra lievi variazioni del rapporto FeO/MgO molare, da 0.47 a 0.57, indipendentemente dal fatto che appartengano ai duomi o agli inclusi, in accordo con l'omogeneità composizionale precedentemente evidenziata, per i cristalli di questa classe dimensionale. Ciò non si osserva, invece, per i cristalli appartenenti alle altre classi dimensionali, anche perché microliti di ortopirosseno, non sono stati analizzati all'interno dei campioni di duomo.

I micro-fenocristalli analizzati all'interno dei duomi (fatta eccezione per alcuni bordi) presentano un comportamento analogo ai fenocristalli, mentre i micro-fenocristalli e i microliti analizzati all'interno degli inclusi, mostrando valori del rapporto FeO/MgO molare distintamente più bassi (in particolare quelli di Profitis Elias e Sterna) e variabili, tendendo maggiormente verso le condizioni di equilibrio.

Tendono invece verso le condizioni di equilibrio, alcuni dei bordi di fenocristalli e micro-fenocristalli, insieme alle masse di fondo, sia nei campioni di duomo che negli inclusi.

Per i cristalli di clinopirosseno, assumiamo come riferimento il $K_{d_{s/l}}$ di 0.22 ± 0.04 , come proposto da Sisson & Grove (1993).

In figura 8.11b, è riportato il confronto tra i $K_{d_{s/l}}$, calcolati per i diversi cristalli analizzati, con questo campo di equilibrio. Molti micro-fenocristalli e microliti di clinopirosseno all'interno dei duomi, mostrano valori di $K_{d_{s/l}}$ compresi o al limite con il campo di equilibrio. Anche alcuni microliti, appartenenti agli inclusi di Karaviotis, Trapesina, Profitis Elias e Boriatico, tendono a queste condizioni. Tutti gli altri punti, in particolare quelli dei microliti, sono, invece, rappresentativi di cristalli di clinopirosseno con valori del rapporto FeO/MgO più alti di quello di equilibrio, rispetto alla roccia totale incassante, e si concentrano nella parte sinistra del grafico. Trattandosi di microliti e cripto-cristalli, questa caratteristica è in accordo con una cristallizzazione da un magma più evoluto di quello rappresentato dalla roccia totale.

A differenza dell'ortopirosseno, il clinopirosseno sia nei duomi che negli inclusi, presenta valori del rapporto FeO/MgO molare omogenei, questo probabilmente è legato al fatto che i cristalli analizzati appartengono, in entrambi i contesti, alla stessa classe dimensionale, cosa che invece non accade per gli ortopirosseni (nei duomi sono stati analizzati, infatti, esclusivamente fenocristalli e micro-fenocristalli, mentre negli inclusi anche microliti).

8.2.2.2 Considerazioni geobarometriche

Sulla base delle composizioni dei microliti e micro-fenocristalli di clinopirosseno, è stata tentata una valutazione geobarometrica utilizzando il geobarometro messo a punto da Nimis & Ulmer (1998), nella sua versione aggiornata, disponibile gratuitamente in rete. Questo geobarometro, è applicabile a cristalli di clinopirosseno che cristallizzano da un liquido basaltico, nell'intervallo tra 0-24 kbar, con un errore sul risultato fornito, stimato a 1.7 kbar (Nimis, 1999, 2000). Le condizioni di sperimentazione sono state calibrate per un'ampia varietà di valori di fO_2 e assemblaggi mineralogici (clinopirosseno \pm ortopirosseno \pm Pigeonite \pm Olivina \pm Plagioclasio \pm Spinello \pm Magnetite \pm Anfibolo \pm Ilmenite).

Il geobarometro, stabilisce una relazione tra pressione e composizione chimica del clinopirosseno, in quanto, in un contesto magmatico, quest'ultima è fortemente dipendente dalla prima. Si tratta di un metodo che necessita dell'analisi composizionale, degli elementi maggiori del clinopirosseno, unitamente ad una informazione sulla temperatura supposta per il sistema in esame. Quest'ultima indicazione è trascurabile per magmi di origine tholeitica, in condizioni anidre. Tuttavia, negli altri casi, una sottostima di circa 20° nel valore di temperatura imposto si propaga in un aumento di circa 1 kbar per le pressioni calcolate.

Tra i minerali analizzati sono stati scelti i microliti e i micro-fenocristalli. Questo perché si tratta di fasi che presumibilmente cristallizzano al momento (i microliti in particolare) dell'interazione tra il magma degli inclusi e quello dei duomi. Ciò, con lo scopo di ottenere, possibilmente, indicazioni sulla pressione di cristallizzazione al momento dell'interazione, in modo da poter stabilire la profondità alla quale avviene questo processo.

I risultati di questa analisi hanno fornito pressioni variabili da 1.4-1.7 kbar, per i microliti sia del duomo che degli inclusi, mentre alcuni micro-fenocristalli di duomo forniscono valori di pressione più alti variabili da 4.2 a 5.0 kbar.

Nel primo caso, i risultati ottenuti dalle composizioni dei microliti, dovrebbero fornire le condizioni di cristallizzazione finali, cioè poco precedenti la messa in posto del magma, ma rientrano nel margine di errore fornito da Nimis (2000). In ogni caso, le pressioni ottenute forniscono indicazioni sulla profondità di cristallizzazione, intorno a 4-5 km,. In un contesto vulcanico, tipo quello di Nisyros, dove si presume la presenza di una camera magmatica relativamente superficiale (Seymour & Vlassopoulos, 1989), un errore di 1.7 kbar costituisce un'incertezza abbastanza ampia, al limite con la possibile risoluzione.

Le pressioni ottenute sulla base delle composizioni dei micro-fenocristalli, al contrario, indicano profondità di cristallizzazione variabili da 12 a 15 km, compatibili con condizioni di camera magmatica o condotti profondi. Ciò indicherebbe che il magma da cui si originano gli inclusi, inizia a differenziarsi anche precedentemente all'interazione con la rio-dacite dei duomi, che avviene a livelli più superficiali.

8.2.3 Minerali opachi

Gli ossidi rappresentano un fase caratteristica di tutti i campioni analizzati, sia di duomi che di incluso. Questa fase mineralogica si presenta prevalentemente come microlito o micro-fenocristallo, isolati e più o meno omogeneamente distribuiti all'interno del campione, oppure associati alle fasi femiche.

I cristalli analizzati sono prevalentemente titanio-magnetiti, con un contenuto di ulvospinello che varia da un massimo di 30% fino a un minimo di 4-5%, per due microliti di magnetite quasi pura, appartenenti ai sistemi di Nifios e Boriatico. Complessivamente, comunque, la maggior parte delle titanio-magnetiti mostra un contenuto medio di ulvospinello pari a 25%. Subordinatamente si osservano anche ilmeniti, con una percentuale variabile da 72% a 82% di ilmenite. (Fig. 8.12).

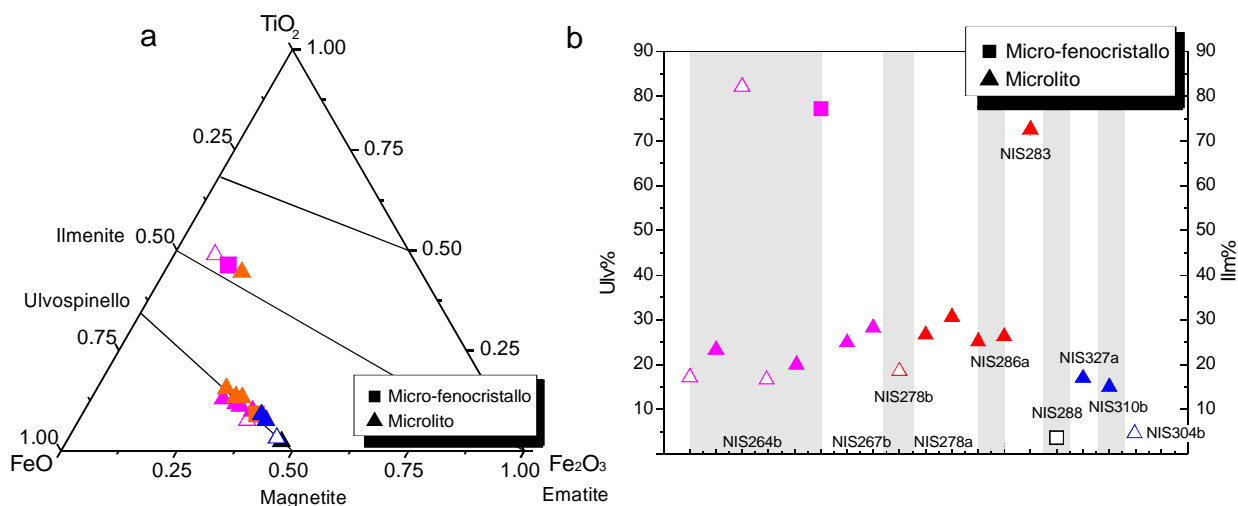


Figura 8.12: diagramma di classificazione composizionale degli ossidi (a) e variazione del contenuto di ulvospinello e di ilmenite nei cristalli analizzati (b). Colori: Trapesina= arancio; Nifios= nero; Karaviotis= fuxia; Boriatico= blu. Le bande alternate grigie e bianche servono ad identificare i diversi campioni analizzati (sigle riportate per ogni campione).

Il contenuto di ulvospinello appare leggermente inferiore nei microliti analizzati all'interno dei duomi rispetto ai relativi inclusi. Il sistema duomo-inclusi di Boriatico, insieme ad un unico micro-fenocristallo del duomo Nifios, è quello che presenta il contenuto inferiore di ulvospinello, nei microliti analizzati.

Dagli andamenti di correlazione tra Al, Mg e Mn (a.p.f.u.) con la percentuale di ulvospinello, si osserva che non ci sono variazioni molto evidenti, né tendenze particolari. I micro-fenocristalli degli inclusi del sistema Karaviotis, mostrano un lieve impoverimento in Mg a.p.f.u. e Mn a.p.f.u., insieme ad un leggero arricchimento in Al a.p.f.u. La presenza di magnetite è indicativa di un ambiente di alta fugacità di ossigeno e relativamente basse temperature, tuttavia la presenza di ilmenite indica una fugacità di ossigeno comunque non troppo elevata.

Anche in questo caso, la coesistenza di coppie magnetite-ilmenite all'interno di un unico campione, ha permesso di applicare il geobarometro-geofugometro di Ghiorso & Carmichael (1981). Le coppie sono state scelte secondo un criterio di equilibrio, cercando di selezionare quei cristalli che per habitus e posizione all'interno della sezione potevano apparire cogenetici. Queste coppie riguardano esclusivamente il sistema Karaviotis, sia per la porzione di duomo che quella degli inclusi.

I risultati ottenuti forniscono valori di temperatura di 781-766°C per il duomo, con fugacità di ossigeno di $\log fO_2$ -12.85 - -13.17; l'altra coppia fornisce invece temperature di 845° C per il sistema inclusi, con fugacità di ossigeno di -11.42 (fig. 8.13).

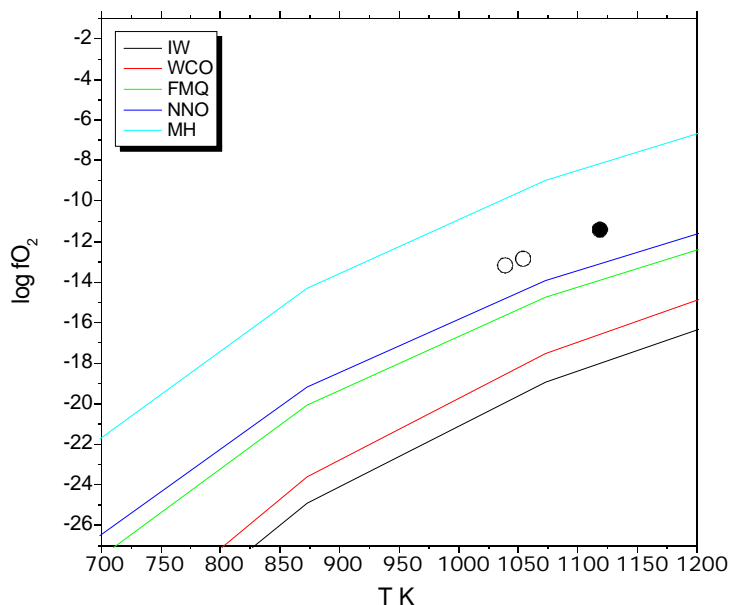


Figura 8.13: diagramma $\log f_{O_2}$ vs T per le coppie magnetite-ilmenite analizzate all'interno del duomo e di un incluso di Karaviotis. I due punti rappresentativi dei risultati ottenuti per il duomo e di un incluso di Karaviotis si riferiscono a due diverse coppie magnetite-ilmenite. Curve come in figura 8.5.

Le temperature ottenute indicano una differenza di circa 100° tra il sistema duomo e quello inclusi.

Considerando che gli ossidi utilizzati per questo calcolo termometrico sono microliti, è plausibile pensare che possano aver cristallizzato in un momento in cui i due magmi (mafico degli inclusi e più evoluto dei duomi) sono ormai entrati in contatto, in una fase di poco precedente o contemporanea alla messa in posto. Questo spiegherebbe la piccola differenza di temperatura tra i due liquidi, in particolare spiegherebbe la temperatura relativamente bassa dei magmi più mafici degli inclusi: probabilmente in questo momento l'incluso era già formato all'interno del magma e di conseguenza aveva già perso parte del calore iniziale.

Come per il sistema dell'*Upper Pumice*, i risultati ottenuti si collocano al di sopra del tampone NNO di almeno un punto logaritmico, indicando quindi anche in questo caso un ambiente relativamente ossidante, ma di più alta temperatura rispetto al precedente.

8.2.4 Anfibolo

L'anfibolo, rappresenta uno dei componenti principali degli inclusi magmatici, insieme al plagioclasio, con il quale costituisce la massa di fondo microcristallina; è invece raro e di probabile provenienza esterna, all'interno dei duomi. Principalmente questa fase si presenta come microliti o micro-fenocristalli, di forma più o meno allungata.

Le analisi condotte riguardano esclusivamente cristalli di anfibolo appartenenti agli inclusi. Il sistema Sterna non è rappresentato in quanto, nelle sezioni analizzate, la fase ad anfibolo presenta una ossidazione pervasiva, che oblitera totalmente il cristallo.

Dal punto di vista composizionale si tratta di anfibolo calcico, classificabile, sulla base delle indicazioni fornite dalla IMA1978-1997, come magnesio-orneblende e orneblende-tschermakitiche (fig. 8.14).

La maggior parte dei cristalli di anfibolo analizzati, sono microliti e micro-fenocristalli, con una composizione omogenea interamente compresa tra valori di Mg# variabili da 0.7-0.8 e Si da 5.8 a 6.3 a.p.f.u. Tuttavia, negli inclusi di Profitis Elias, Trapesina e Karaviotis si osserva una maggiore variabilità rispetto agli altri, con composizioni di alcuni cristalli fino

a valori di Mg# di 0.6 e contenuti in Si di 7.2 a.p.f.u., con punti rappresentativi che cadono anche nel campo delle magnesio-orneblende. I due sistemi di inclusi, dove invece, si hanno le composizioni più omogenee, sono quelli di Nifios e Boriatico. Quest'ultimo è interamente compreso tra valori di Mg# da 0.7 a 0.8. La maggior parte degli anfiboli appartenenti agli inclusi di Karaviotis e alcuni di Trapesina, presentano, invece, i massimi valori Mg# rilevati all'interno della popolazione dei cristalli analizzati.

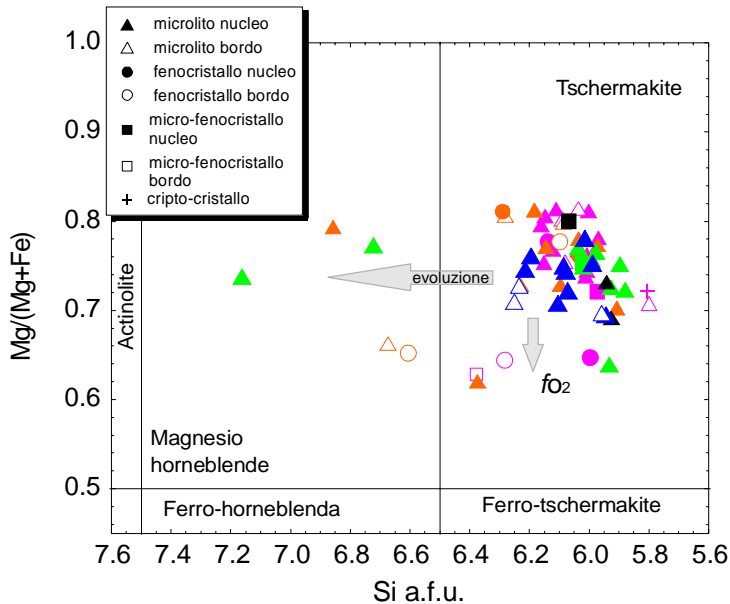


Figura 8.14: diagramma classificativo Si a.p.f.u. vs Mg# (=Mg/(Mg+Fe), IMA1978-1997.

Confrontando il valore di Mg# con il rapporto $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, si osserva che molti microliti degli inclusi di Karaviotis e Trapesina, con i più alti Mg#, e alcuni di Boriatico, presentano valori del rapporto $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ pari a 1 (fig.8.15).

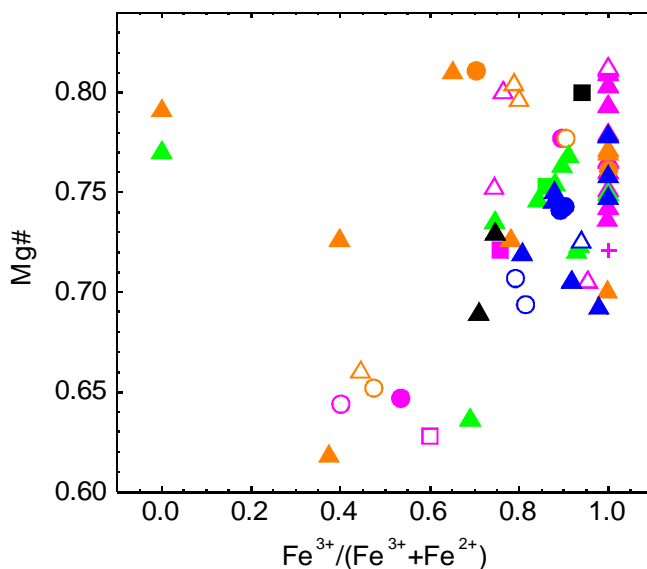


Figura 8.15: variazione del rapporto $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ in funzione di Mg#

Questa caratteristica indica un basso contenuto di Fe^{2+} , all'interno della struttura del minerale, a favore di Fe^{3+} , tale evidenza, è indicativa di un processo di ossidazione del ferro, che porta ad un aumento di Fe^{3+} all'interno della struttura del minerale a discapito di Fe^{2+} , imputabili a condizioni di più alta fO_2 nel magma che ha generato questi inclusi, e da cui è cristallizzato l'anfibolo. Condizioni di alta fO_2 sono caratteristiche di orneblende tchermakitiche in quanto è favorita la cosiddetta sostituzione tchermakitica, tra Fe e Mg,

all'interno della struttura del minerale. Un più spinto processo di ossidazione dell'anfibolo, porta ad una variazione della composizione verso termini con un più alto contenuto di ferro ferrico, ovvero verso l'oxyorneblenda. Ciò spiegherebbe l'osservazione di cristalli di anfibolo marcatamente bruni, all'interno dei campioni studiati e anche la presenza di bordi opacitici di reazione, più o meno sviluppati in funzione dello stadio di avanzamento del processo. Questa caratteristica è molto comune nell'anfibolo degli inclusi di Nisyros e, talvolta, si sviluppa in una spinta ossidazione dei bordi, con vera e propria cristallizzazione di microliti di ossidi. Effetti simili sono diffusamente documentati in ambienti e condizioni di questo tipo (es. Dietrich et al., 1998) e possono essere attribuiti all'instaurarsi di condizioni più ossidanti, successivamente alla cristallizzazione del minerale opaco, nel corso della risalita o anche in fase sin-eruttiva, di messa in posto e raffreddamento del magma, anche a causa della penetrazione di fluidi idrotermali, in una fase tardiva di cristallizzazione. Ciò è possibile anche in considerazione della capacità di questi minerali di cambiare la loro composizione chimica, anche successivamente la formazione del cristallo (Dietrich et al. 1998).

Sulla base dell'Mg# si osserva che i cristalli di anfibolo analizzati, presentano zonature prevalentemente normali, occasionalmente inverse.

Più significativa appare la variazione di alluminio. Il contenuto di alluminio nell'anfibolo è un parametro importante, in quanto fortemente controllato dalle condizioni e dalle variazioni di pressione, nel sistema in cui gli anfiboli stanno cristallizzando. Per questo motivo, la concentrazione dell'alluminio nell'anfibolo, viene ampiamente utilizzata per scopi geobarometrici.

Oltre al parametro pressione, il contenuto di alluminio in un anfibolo è condizionato anche dall'attività della silice (che guida la sostituzione Si-Al^{IV}), dalla temperatura (che guida la sostituzione Al-Ti^{VI}) e dalla fugacità di ossigeno (che guida invece la sostituzione di Al^{VI}-Fe³⁺).

I cristalli analizzati mostrano un contenuto di Al_{tot} variabile da 1.05 a 2.5 a.p.f.u., con un unico microlito, appartenente a Profitis Elias, che presenta contenuti molto bassi <1 a.p.f.u. (fig.8.16).

Osservando la variazione di Al_{tot} all'interno dei singoli sistemi di incluso, si osserva che la variabilità maggiore e meno sistematica, si ritrova nei cristalli di anfibolo degli inclusi di Trapesina. Questi cristalli mostrano nuclei con contenuti di alluminio tra i più bassi, fino a 1.8 a.p.f.u., con i bordi di microliti e fenocristalli che raggiungono valori di 1.1-1.2 a.p.f.u. Profitis Elias, mostra al contrario, contenuti di Al_{tot} tra i più alti registrati, con valori massimi intorno a 2.5 a.p.f.u. Inoltre, i cristalli appartenenti ai due diversi campioni analizzati, mostrano composizioni ben distinte tra di loro, ma piuttosto omogenee all'interno del campione stesso.

I cristalli di anfibolo di Karaviotis e Boriatico sono invece piuttosto omogenei, con un contenuto di Al_{tot} intermedio, intorno a 2.2 a.p.f.u. e una leggera variabilità tra quelli di Karaviotis tra 2.1-2.3 a.p.f.u.. Un unico cripto-cristallo registra un contenuto nettamente maggiore di Al_{tot} pari a circa 2.5 a.p.f.u. In questo senso, tutti i microliti di Karaviotis, mostrano zonature lievi, ma concordi con questo dato, con bordi tendenzialmente più ricchi in alluminio. Al contrario, i microliti zonati di Trapesina e Boriatico hanno prevalentemente bordi a più basso contenuto di alluminio (con zonature molto ampie per quelli di Trapesina). I micro-fenocristalli e i fenocristalli possiedono generalmente nuclei con contenuti di Al_{tot} analoghi a quelli dei microliti, con bordi che invece presentano un comportamento variabile.

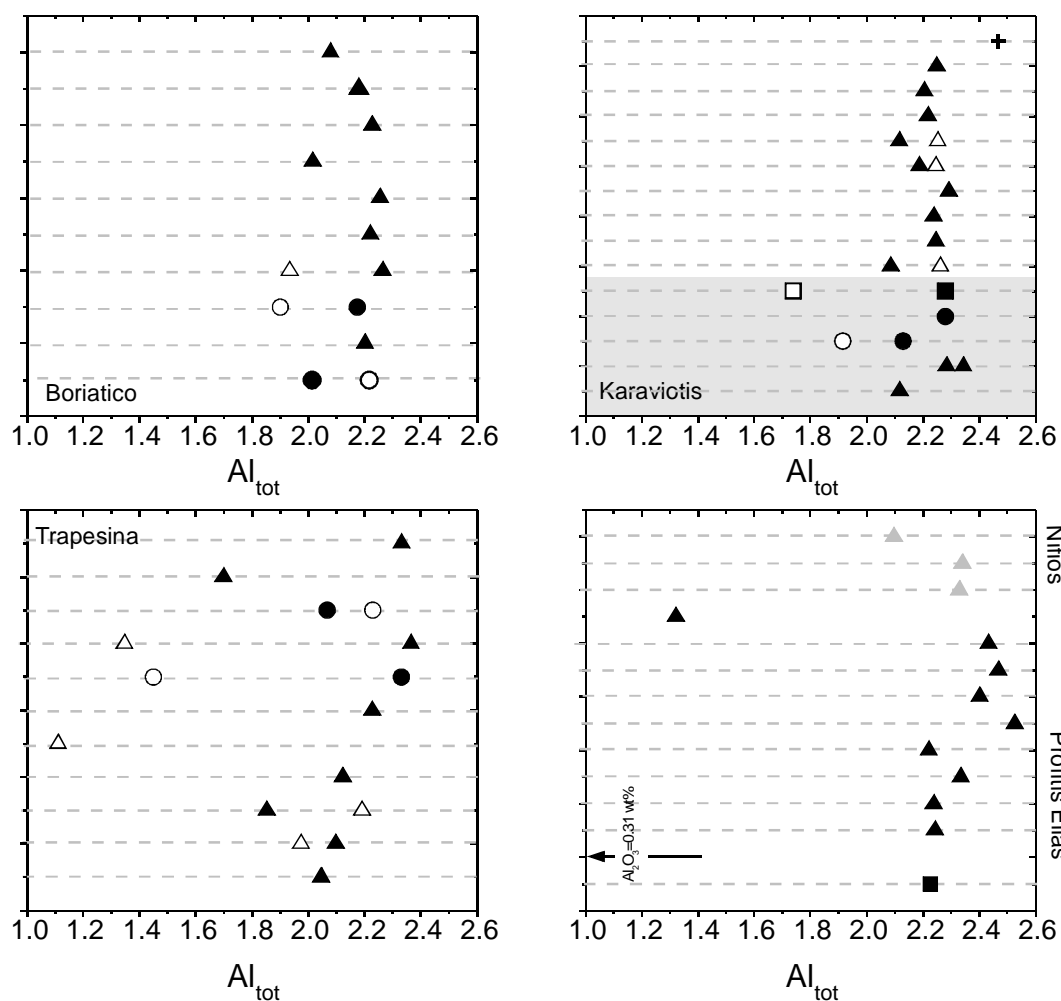


Figura 8.16: variazione del contenuto di Al_{tot} a.p.f.u. nei cristalli anfibolo appartenenti agli inclusi di Profitis Elias, Trapesina, Nifios, Karaviotis e Boriatico. Il campo grigio indica cristalli analizzati all'interno di un micro-incluso disperso nella dacite del duomo.

L'andamento di alluminio in coordinazione tetraedrica (Al^{IV}), ricalca ampiamente quello di Al_{tot} , mentre Al^{VI} , presente in minori concentrazioni, presenta un comportamento più variabile. In particolare, confrontando la variazione di Al_{tot} con quella di Al^{VI} è possibile osservare che, a parità di contenuti di Al_{tot} , alcuni microliti di Profitis Elias, Trapesina e Karaviotis, si distinguono per contenuti di $Al^{VI} > 0.3$ a.p.f.u., rispetto a tutti gli altri cristalli analizzati e in particolare rispetto a quelli degli inclusi di Boriatico e Nifios, che rimangono invece costantemente con contenuti di $Al^{VI} < 0.28$ a.p.f.u.

Na e Ti mostrano concentrazioni piuttosto omogenee all'interno della popolazione di cristalli analizzati, fatta eccezione per alcuni punti rappresentativi di microliti o bordi di micro-fenocristalli che mostrano un'ampia variabilità. Questi casi corrispondono a quei cristalli che presentano minori Mg# e Al_{tot} rispetto alla maggioranza della popolazione analizzata. È noto che il Ti presenta un comportamento sensibile alla temperatura, entrando più facilmente nell'anfibolo a temperature più alte (Anderson, 1980; Raase, 1974; Helz, 1973); l'assenza di una variazione di questo elemento, all'interno della maggior parte dei minerali analizzati, potrebbe quindi far pensare a condizioni di temperatura simili nei magmi mafici degli inclusi nei sistemi esaminati, relegando la piccola variazione di Al^{VI} al ruolo svolto dalla fO_2 .

8.2.4.1 Considerazioni geobarometriche

Sulla base del contenuto in Al_{tot} , rilevato nei diversi cristalli analizzati, sono stati applicati tre diversi geobarometri: uno proposto da Hammarstrom & Zen (1986), uno elaborato da Anderson & Smith (1995), l'altro recentemente presentato da Ridolfi et al. (2008).

Il primo geobarometro è stato messo a punto sulla base di risultati empirici, per condizioni intrusive, di bassa e alta pressione, per rocce calco-alcaline, con una paragenesi costituita da plagioclasio, k-feldspato, quarzo, orneblenda, biotite, magnetite o ilmenite. Il metodo si basa su una relazione lineare tra Al_{tot} e pressioni, data dall'equazione

$$P = -3.92 + 5.03Al_{tot}$$

con un errore di ± 3 kbar.

Il secondo geobarometro, tiene conto dell'effetto della temperatura nel determinare il contenuto di alluminio all'interno della struttura dell'anfibolo e stabilisce una relazione data dall'equazione

$$P = 4.76 Al_{tot} - 3.01 - ((T^{\circ}C - 675)/85) * (0.530 Al_{tot} + 0.0005294 (T^{\circ}C - 675))$$

con un errore di ± 0.6 kbar.

Il terzo metodo, è stato realizzato, invece, per condizioni relativamente superficiali, per sistemi vulcanici con camere magmatiche anche superficiali, vincolando le condizioni di applicazione ad una paragenesi costituita essenzialmente da anfiboli e plagioclasii, temperature comprese tra 825-1000° C e ΔNNO da 0.4 a 2.2. Questo geobarometro utilizza una relazione tra Al_{tot} e pressioni data dall'equazione

$$P = 1.3701 Al_{tot}^2 - 1.8457 Al_{tot} + 1.6116$$

con un errore di ± 0.6 kbar.

Sulla base di queste relazioni, in linea teorica, la composizione dei microliti di anfibolo, costituenti la massa di fondo degli inclusi, permetterebbe di individuare il livello di interazione tra i magmi degli inclusi con la rio-dacite dei duomi.

I dati ottenuti forniscono risultati piuttosto variabili, come valore assoluto, tra i diversi metodi, pur mostrando andamenti simili nel confronto tra i diversi gruppi di incluso.

Con il primo metodo di Hammarstrom & Zen (1986) si hanno pressioni variabili da 1.8 kbar (per il nucleo di un microlito) a 8.6 kbar, con una concentrazione dei risultati intorno a 7 kbar; per il secondo metodo di Anderson & Smith (1995) si hanno invece valori di pressione variabili da 0.3 kbar a 4 kbar, con una media dei risultati intorno a 3 kbar; nel terzo caso, il metodo proposto da Ridolfi et al. (2008), fornisce stime variabili da 1.2 kbar a 5.5 kbar con una media di 4 kbar. Tra questi due ultimi metodi si ha una differenza nelle stime ottenute di circa 1 kbar. Tale differenza è probabilmente imputabile al contributo della temperatura, considerato dall'equazione di Anderson & Smith (1995).

Questi geobarometri, forniscono profondità variabili da 9 km a 12 km, fino ai 21 km per il metodo di Hammarstrom & Zen (1986).

Per valutare questi risultati, devono essere fatte alcune considerazioni sui fattori che, oltre alla pressione, contribuiscono a far variare il contenuto di alluminio all'interno dell'anfibolo, come già anticipato.

L'attività della silice viene esclusa perché le composizioni dei magmi mafici non sono così diverse tra loro, in termini di grado evolutivo, la paragenesi si mantiene praticamente costante e quindi questo parametro dovrebbe essere omogeneo all'interno degli inclusi osservati.

Le leggere variazioni mostrate dal contenuto di Ti indicano che le variazioni di temperatura non influiscono sul contenuto di alluminio. L'applicazione di geotermometri (come quello di Holland & Blundy, 1994, e quello di Ghiorso & Carmichael, 1981) forniscono temperature piuttosto omogenee per i diversi inclusi, con variazioni nell'ordine dell'errore.

L'ultimo fattore che gioca un ruolo importante nel determinare il contenuto di alluminio è la fugacità di ossigeno. Differenti condizioni di fO_2 possono condurre a cristallizzare anfiboli con contenuti di alluminio diversi a parità di condizioni di pressione e composizione del sistema. Basse fO_2 in fatti possono portare ad una sovrastima della pressione calcolata pari al doppio o più. La variazione delle condizioni di fugacità di ossigeno spiegano la variabilità che si osserva nei risultati forniti dai bordi dei cristalli, relativi alle condizioni finali di cristallizzazione. Per questo motivo vengono esclusi, a fini interpretativi, le indicazioni di pressione ottenute per i bordi, concentrandosi invece sui risultati ottenuti per i nuclei.

A questo punto devono essere valutati i diversi metodi utilizzati, per discriminare quello più indicato, considerando le ampie differenze nei risultati ottenuti.

Il primo metodo, richiede effettivamente una paragenesi mineralogica, che agisca da tampone sulla composizione dell'anfibolo, che mal si accorda con quella osservata all'interno degli inclusi analizzati. Inoltre l'errore fornito dal calcolo sul risultato ottenuto è effettivamente troppo elevato per un ambiente relativamente superficiale come quello di Nisyros. Per questi motivi, questi risultati non vengono ritenuti validi.

Il secondo metodo, appare molto legato alla temperatura e una stima poco corretta di questo parametro può portare a variazioni nel valore di pressione ottenuto, anche di 2 kbar per 100° di differenza (Anderson & Smith, 1995), indipendentemente dal contenuto di alluminio.

Il terzo metodo, è stato elaborato in condizioni operative più simili al sistema considerato. Si riferisce ad un sistema vulcanico, e non intrusivo come i primi due, indica composizioni simili delle rocce studiate e una paragenesi analoga, dominata dalla presenza di anfibolo e plagioclasio. Tuttavia, il processo che porta alla formazione di questi cristalli è quello di una cristallizzazione in camera magmatica, molto diverso da quello che porta alla formazione degli inclusi osservati.

Queste considerazioni hanno portato alla conclusione che i geobarometri utilizzati, non permettano di ottenere un risultato, in valore assoluto, rappresentativo per il caso in esame: la pressione fornita dal geobarometro si riferisce a una pressione litostatica che probabilmente non è quella che agisce per gli inclusi del sistema considerato in questo lavoro, dove ciò che agisce e determina la cristallizzazione degli inclusi è la pressione dei fluidi.

Tuttavia, le variazioni relative tra i diversi gruppi di incluso, possono essere valutate se si esclude l'effetto della fugacità di ossigeno. Considerando i risultati geobarometrici per campioni con analogo valore del rapporto $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ (quindi presumibilmente a parità di condizioni di fO_2) si osserva che gli inclusi di Profitis Elias indicano sempre condizioni di pressione maggiori rispetto agli altri inclusi dei diversi sistemi.

8.2.5 Plagioclasio

Il plagioclasio costituisce la fase di gran lunga più abbondante di tutto il sistema duomi-inclusi. Questa fase è presente in ogni campione osservato ed è rappresentativa di

tutte le classi dimensionali. Negli inclusi costituisce, insieme all'anfibolo, anche la massa di fondo microcristallina.

In generale, questi plagioclasii variano in composizione dall'oligoclasio all'anortite (fig.8.17a), senza apparenti lacune composizionali. Si può osservare però che la popolazione dei cristalli appartenenti ai duomi si concentra prevalentemente nel campo dell'andesina, mentre i plagioclasii appartenenti agli inclusi tendono maggiormente verso i termini più anortitici.

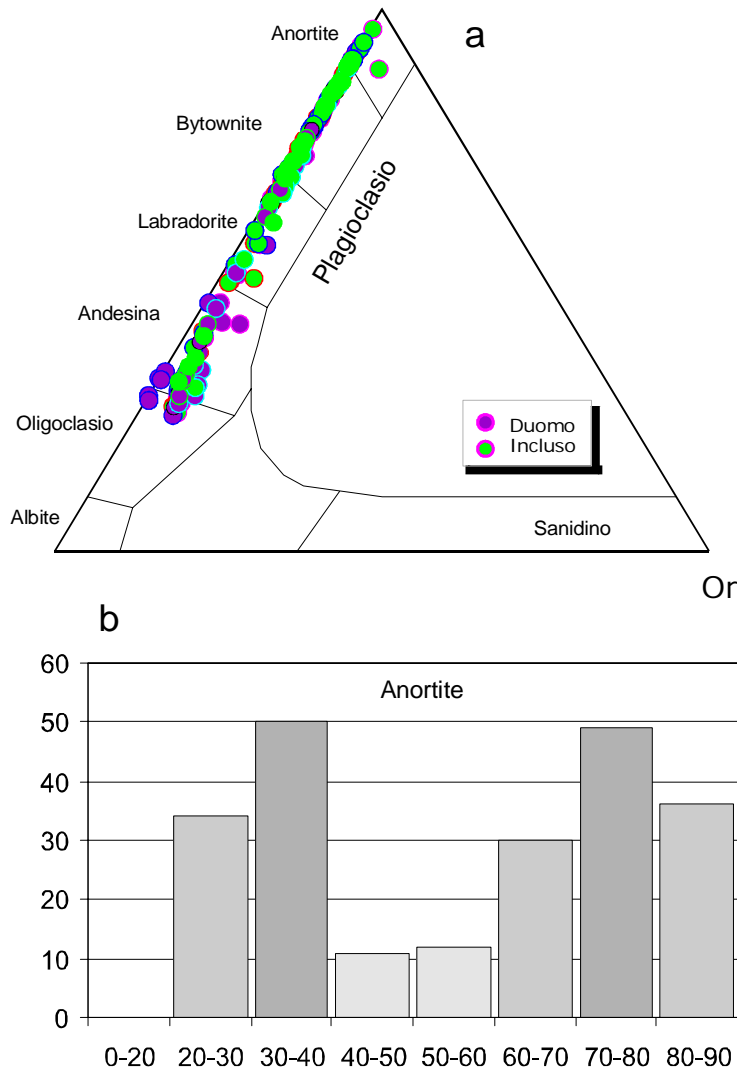


Figura 8.17: a: diagramma di classificazione per i cristalli di plagioclasio analizzati; b: istogrammi di frequenza realizzati per la popolazione dei cristalli di plagioclasio analizzati (132 cristalli totali), si distinguono due classi di composizione prevalenti: una a bassa anortite 20-30%, l'altra a più alta anortite 70-80%. Le composizioni meno rappresentate sono quelle intermedie ad anortite 50-60%.

Complessivamente il contenuto di An% varia da 23% a 96%. La figura 8.27b mette in evidenza che le composizioni più rappresentative che caratterizzano i plagioclasii analizzati rientrano nei due intervalli di An% di 30-40% e 70-80%, mentre l'intervallo composizionale intermedio, da 40 a 60%, è scarsamente rappresentato (fig. 8.17b).

La figura 8.18 riassume le composizioni dei plagioclasii analizzati nei diversi sistemi duomo-incluso. Ogni diagramma è rappresentativo di un unico sistema duomo-incluso e ogni riga rappresenta un diverso cristallo.

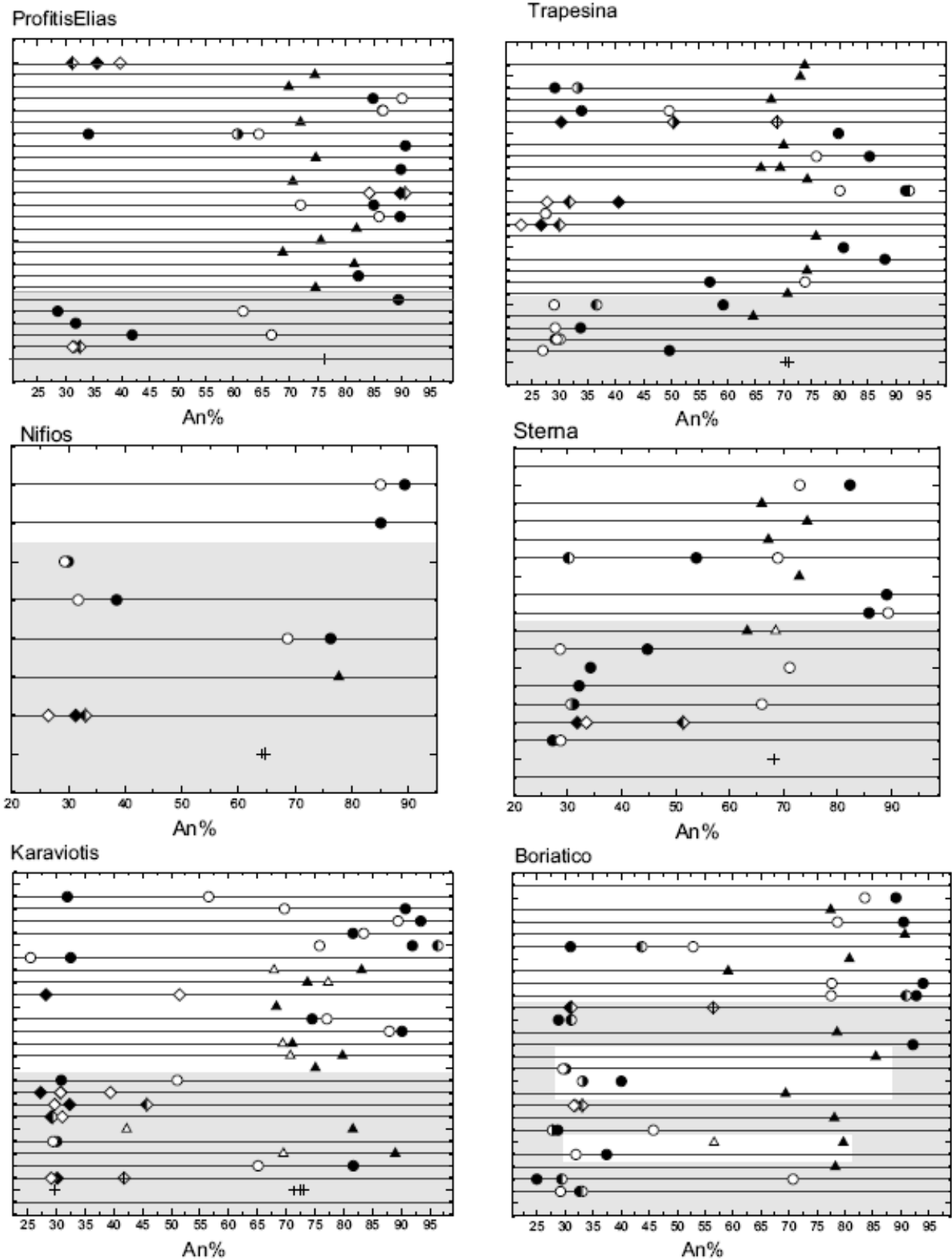


Figura 8.18: diagrammi di variazione del contenuto di anortite all'interno dei cristalli di plagioclasio analizzati nei sistemi di duomo e inclusi di Nisyros. Campi grigi individuano i plagioclasii analizzati all'interno dei duomi.

Analizzando nel dettaglio le caratteristiche composizionali dei plagioclasii analizzati, in base alla classe dimensionale, è possibile rilevare che i macro-cristalli appartenenti sia

ai duomi che agli inclusi, di tutti i sistemi studiati, presentano prevalentemente composizioni dei nuclei variabili da 30-35% di An, mostrando però zonature oscillatorie o inverse, anche ampie (con bordi esterni anche a 70% An).

Sono comunque osservabili anche casi di zonature normali (come in Trapesina, fig. 8.18c) e, per alcuni cristalli, composizioni dei bordi e dei nuclei con An di circa 30-35% e zone intermedie nettamente più anortitiche (40-50%), definendo un andamento composizionale oscillatorio.

Un unico caso di macro-cristallo, apparentante ad un incluso, nel sistema Profitis Elias, presenta composizioni variabili da 90% a 85% di An, evidenziando una zonatura normale. Questo, è di fatto l'unico esempio osservato, di macro-cristallo con composizione del nucleo ad $An > 40\%$. Si tratta di un plagioclasio in effetti diverso dai classici macro-cristalli, con bordi netti, privo di tessiture *sieved*, in aggregato con olivine prismatiche.

La distinzione tra fenocristalli appartenenti ai duomi e quelli appartenenti agli inclusi è abbastanza netta, soprattutto nella composizione dei nuclei, che presentano nel primo caso contenuti di An% variabili da 25-40%, mentre nel secondo da 80-95%; questa suddivisione è soggetta a occasionali eccezioni con fenocristalli di plagioclasio appartenenti al duomo o ad un incluso, che presentano composizioni intermedie dei nuclei sovrapponendosi tra di loro. Anche i fenocristalli possono presentare alternativamente, zonature normali o inverse, sia nei duomi che negli inclusi, in tutti i sistemi osservati. Tuttavia è possibile evidenziare che, all'interno degli inclusi quei fenocristalli con nuclei ad alta An% hanno quasi tutti zonature normali, mentre quelli con nuclei a bassa An% presentano generalmente comportamento inverso. Nei duomi, invece, i fenocristalli con nuclei ad An% maggiore, quando presenti, mostrano sempre zonature normali; quelli con An% più bassa presentano invece una certa variabilità: nella maggior parte dei casi non sono zonati o presentano piccole zonature normali, casi di zonature inverse sono osservati comunque nel duomo di Profitis Elias (fig. 8.18a) o di Sterna (8.18b) e presentano generalmente una ampia variazione in An%.

I microliti sono stati analizzati prevalentemente negli inclusi, dove presentano una composizione abbastanza variabile da 55-90%. Questa composizione a più alta anortite è registrata per i microliti presenti negli inclusi di Boriatico, dove si osservano anche le variazioni composizionali più ampie, per i cristalli appartenenti a questa classe dimensionale. I microliti presenti all'interno degli altri sistemi di inclusi presentano invece composizioni meno variabili. Quando presenti le zonature sono prevalentemente normali verso bordi di composizione intermedia intorno a 70% di An. Anche nei duomi, i microliti presentano nuclei con un contenuto di An% analogo a quello osservato per i microliti degli inclusi. Le zonature appaiono di nuovo prevalentemente normali, verso contenuti di An anche di 40% nei bordi (es. Karaviotis, fig.8.18e). Questo potrebbe indicare che i microliti analizzati provengano in realtà dall'incluso e siano presenti nel duomo a causa di un processo di disgregazione degli inclusi all'interno della dacite ospite.

I cripto-cristalli mostrano, in tutti i sistemi duomo-incluso esaminati, un contenuto di anortite simile, variabile da 65% a 76% senza differenze composizionali evidenti, tra duomo e inclusi.

Nel dettaglio dei singoli sistemi, diagrammando i diversi minerali in funzione del contenuto di An% nelle diverse zone e distinguendo in base alla classe dimensionale e all'appartenenza al duomo o all'incluso, è possibile evidenziare ulteriormente le

caratteristiche sopra descritte visualizzando gli andamenti in maniera più specifica (fig. 8.18).

Si denotano principalmente due cose:

1) i bordi dei cristalli sono quelli che presentano la più ampia variabilità composizionale, con una gamma di situazioni intermedie, e sovrapposizioni tra cristalli del duomo e cristalli dell'incluso, mentre i nuclei rimangono più distinti tra di loro. I sistemi duomo-inclusi di Strena e soprattutto Trapesina sembrano presentare una situazione quasi speculare a quella appena descritta, con una maggiore presenza di nuclei a composizioni intermedie rispetto ai bordi;

2) è possibile definire due termini estremi, con contenuti di anortite distinti, corrispondenti al sistema duomo (An% minore, mediamente intorno al 30-35%) e a quello degli inclusi (più calcici con An 70-90%).

Appare inoltre evidente la presenza di casi in cui cristalli appartenenti al duomo possono mostrare caratteristiche tipiche dei plagioclasti dell'incluso, in particolare nella composizione del bordo o dei microliti. Contemporaneamente, è vero anche il contrario: molti plagioclasti dell'incluso specialmente macro-cristalli e fenocristalli presentano caratteristiche composizionali tipiche del duomo. Questo comportamento appare particolarmente evidente nei sistemi di Karaviotis, Boriatico e Trapesina, in maniera meno accentuata anche in Profitis Elias e Sterna. Il sistema Nifios è quello che invece presenta una situazione più definita, con differenze nette tra i due sistemi senza composizioni intermedie o sovrapposizioni importanti. E' probabile che questa evidenza derivi però dalla minore quantità di analisi condotte sui campioni di questo sistema, per cui non è da escludere la presenza di situazioni analoghe anche in questo caso.

Il contenuto di Fe^{3+} in questi plagioclasti è sempre compreso tra 0.005 a 0.05 a.p.f.u. (fig. 8.19) con poca differenza tra plagioclasti del duomo o dell'incluso. Tenzionalmente la maggior parte dei nuclei dei plagioclasti appartenenti ai duomi, presentano contenuti più bassi di Fe^{3+} , con i bordi, invece, più arricchiti. I plagioclasti degli inclusi hanno invece contenuti di Fe^{3+} praticamente intermedi, e per quelli ad alta anortite, si osserva una tendenza verso un progressivo arricchimento in Fe^{3+} , al diminuire di An%. Questo confronto (Fe^{3+} vs An%) permette di visualizzare ancora più efficacemente la presenza di due "termini estremi", ad alta e bassa anortite, rappresentativi rispettivamente del sistema 'inclusi' e di quello 'duomo', con comportamenti distinti.

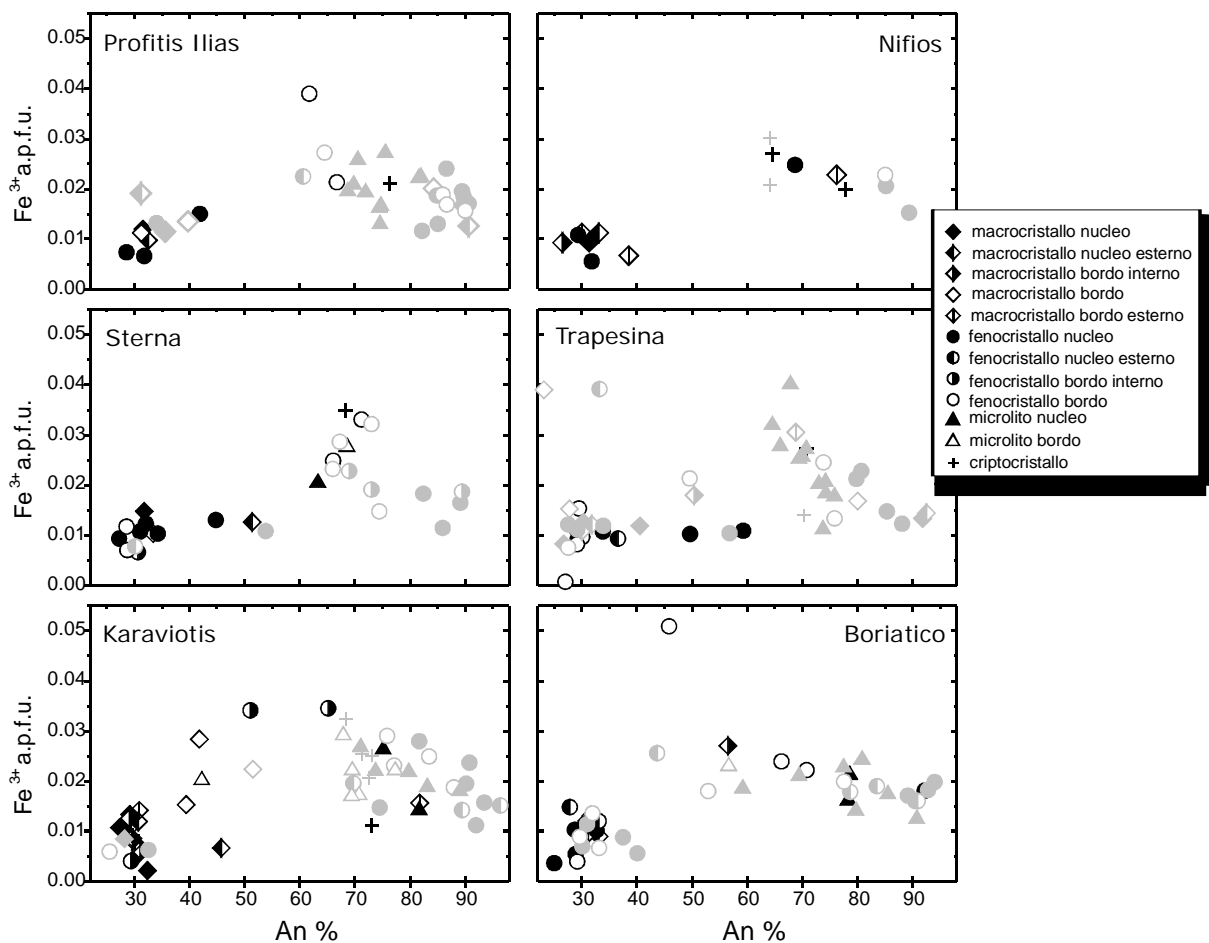


Figura 19: variazioni del contenuto di Fe³⁺ all'interno dei cristalli di plagioclasio analizzati. I simboli in grigio indicano i cristalli all'interno dei duomi, quelli in nero indicano i cristalli all'interno degli inclusi.

8.2.5.1 Valutazioni geotermometriche

Alcuni microliti di plagioclasio, appartenenti agli inclusi, sono stati selezionati insieme ai microliti di anfibolo ritenuti in equilibrio reciproco, questo è assicurato dal fatto che i minerali considerati sono quelli che costituiscono la massa di fondo. Queste coppie plagioclasio-anfibolo sono state utilizzate per applicare il geotermometro-geobarometro di Holland e Blundy (1994), al fine di ottenere una conferma dei precedenti dati ottenuti con il contenuto di Al^{tot} nell'anfibolo. Dei due geotermometri proposti è stato considerato in particolare il geotermometro B che si basa sull'equilibrio edenite + albite = richterite + anortite. I risultati ottenuti, in un intervallo di pressioni da 0 a 10 kbar, forniscono dei valori di temperatura omogenei per i magmi degli inclusi nei diversi sistemi, variabili da 890°C a 1050°C, con un errore di ±35-40°, sovrastimando di circa 100° quelli calcolati con il metodo di Ghiorso & Carmichael (1981). Quest'ultima stima appare, quindi, più rappresentativa della temperatura del magma al momento del contatto con la dacite.

8.3 Yali

Dei prodotti campionati a Yali sono state analizzate esclusivamente due sezioni, una rappresentativa delle pomice del livello R-Inf (NIS339), l'altra del litico juvenile campionato nel deposito di tuff-ring (NIS244). Le fasi femiche fanno parte

esclusivamente del campione di litico juvenile, mentre i plagioclasti sono stati analizzati in entrambi i campioni.

8.3.1 Olivina

L'olivina si trova esclusivamente nel campione di litico juvenile, come fenocristallo subedrale e presenta una composizione molto forsteritica, con Fo% variabile da 87.5% a 91%. Quest'olivina presenta zonature normali e si distingue da quella del sistema duomi-inclusi di Nisyros, oltre che per un maggior tenore di forsterite anche per un diverso, seppur lieve, contenuto di altri elementi come Mn e Ca. L'olivina del sistema di Yali presenta, infatti, più alti contenuti di Ca (a.p.f.u.) rispetto a quella analizzata nei campioni di incluso di Nisyros, insieme ad un minor contenuto di Mn (a.p.f.u.).

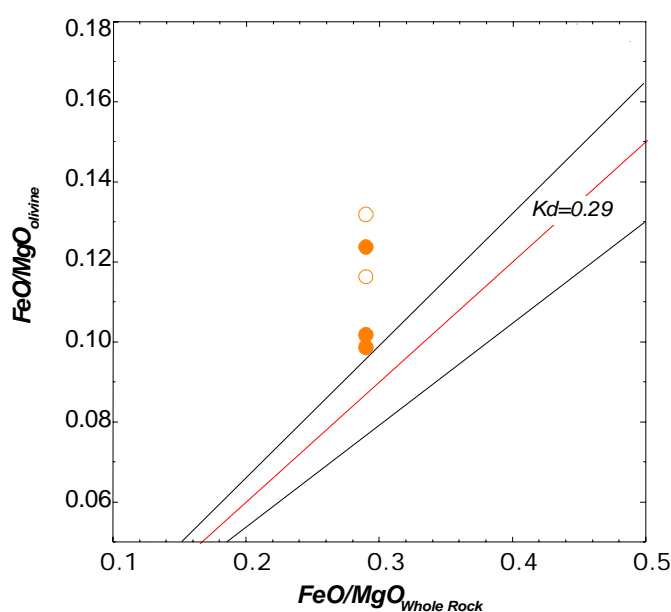


Figura 8.20: diagramma di equilibrio per i cristalli di olivina analizzati all'interno del litico juvenile del *tuff ring*. Le rette di equilibrio si riferiscono ai valori di $K_{d_{ol/liq}}$ di Roeder & Emslie, 1970.

Come per i precedenti sistemi, anche in questo caso sono stati confrontati i coefficienti di ripartizione solido/liquido per il rapporto FeO/MgO molare tra olivina e liquido con il valore di equilibrio di 0.29 ± 0.03 (Roeder & Emslie, 1970) (fig. 8.20). Trattandosi di fenocristalli e di fasi precoci di cristallizzazione si è scelto di utilizzare la roccia totale come composizione rappresentativa del liquido. Il risultato mostra che i punti rappresentati vi di queste olivine cadono al di sopra della retta che rappresenta il $K_{d_{s/l}}$ di equilibrio, indicando condizioni di cristallizzazione da un magna con più alto FeO/MgO. Tuttavia la roccia totale potrebbe risentire dell'effetto dato dalla presenza di cumulati femici (osservati in sezione sottile) che ne alzano di conseguenza il valore del rapporto FeO/MgO. In questo caso il disequilibrio osservato si conserverebbe per i bordi e per un unico fenocristallo, e potrebbe essere legato al processo di evoluzione del magma.

8.3.2 Clinopirosseno

I cristalli di pirosseno analizzati, come l'olivina, appartengono esclusivamente al litico juvenile e sono esclusivamente clinopirosseno, con una composizione augitico-diopsitica. Le analisi hanno preso in considerazione fenocristalli, micro-fenocristalli e

microliti. Complessivamente, i cristalli di clinopirosseno analizzati presentano un Mg# variabile da 0.72 a 0.9 (fig. 8.21).

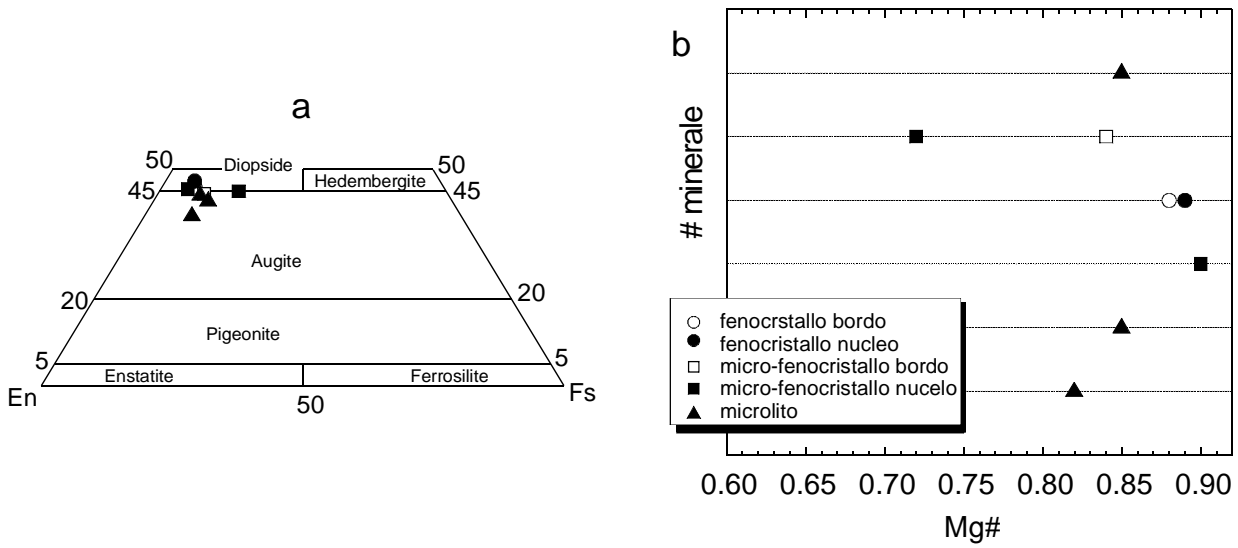


Figura 8.21: a: diagramma di classificazione dei pirosseni, i cristalli analizzati sono Augiti e Diopsidi; b: variazioni del valore di Mg# nei cristalli di clinopirosseno analizzati. Ogni riga corrisponde ad un diverso minerale.

Le composizioni a più alto Mg# sono registrate nel nucleo di un fenocrystallo, lievemente zonato in senso normale, e per uno dei due micro-fenocristalli analizzati. L'altro micro-fenocrystallo presenta invece un nucleo nettamente meno magnesiaco con una ampia zonatura inversa, di composizione simile a quella dei tre microliti analizzati. Come nel caso dell'olivina, le composizioni dei cristalli di clinopirosseno di Yali presentano caratteristiche leggermente più primitive rispetto a quelle dei cristalli di clinopirosseno analizzati nel sistema duomi-inclusi di Nisyros.

8.3.3 Plagioclasio

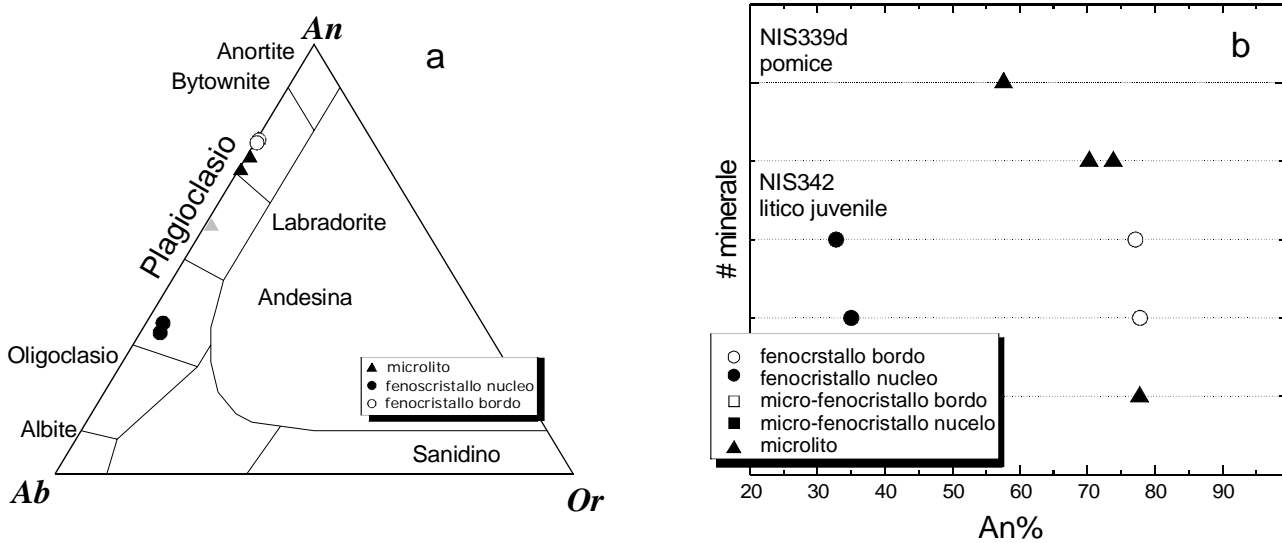


Figura 8.22: a: diagramma di classificazione dei cristalli di plagioclasio analizzati. I simboli in grigio si riferiscono ai minerali analizzati all'interno della pomice; b: variazione del contenuto di anortite all'interno dei minerali di plagioclasio analizzati. Ogni riga corrisponde ad un diverso cristallo.

I cristalli di plagioclasio analizzati, comprendono fenocristalli e microliti della massa di fondo microcristallina del litico juvenile, cui si aggiunge un micro-fenocristallo analizzato nel campione di pomice rimaneggiata (NIS339), appartenente al livello R-Inf. I nuclei dei fenocristalli hanno una composizione che cade nel campo dell'andesina, con i bordi che rientrano nel campo composizionale della bytownite, così come i microliti. Il plagioclasio analizzato nella pomice ha invece una composizione labradoritica (fig. 8.22a).

Nel litico juvenile i cristalli di plagioclasio mostrano variazioni da 32-78% di An, con un ampio intervallo composizionale tra i nuclei dei fenocristalli e i rispettivi bordi, che presentano composizioni analoghe ai microliti della massa di fondo. Questo ampio intervallo (da 35-70% di An circa) definisce una netta zonatura inversa per i fenocristalli (fig.8.22b) analizzati. Il micro-fenocristallo di plagioclasio della pomice mostra una composizione intermedia con An% di 57%.

Dal punto di vista del contenuto in Fe^{3+} (a.p.f.u.), i cristalli di plagioclasio del litico juvenile presentano un lieve arricchimento nei microliti della massa di fondo e nei bordi dei fenocristalli, rispetto ai nuclei.

Confrontando queste caratteristiche composizionali con quanto osservato per i plagioclasti del sistema duomi-inclusi di Nisyros, si osserva, in questo caso, una totale sovrapposizione.

8.3.4 Minerali opachi

Anche gli ossidi sono stati analizzati esclusivamente nel campione litico juvenile e si presentano prevalentemente come microliti. I cristalli analizzati sono delle titanomagnetiti con un contenuto di ulvospinello variabile da 25-35% e una composizione omogenea.

8.4 Considerazioni conclusive

8.4.1 Upper Pumice

Entrambi i campioni dell'*Upper Pumice* sono rappresentativi di porzioni evolute, anche se probabilmente distinte, del sistema magmatico che ha generato l'eruzione esplosiva associata al collasso calderico.

L'analisi degli equilibri tra fasi mineralogiche e liquido ha messo in evidenza che la composizione dell'ortopirosseno può essere ritenuta rappresentativa della composizione del magma da cui cristallizza. Questa, rispecchia una composizione leggermente più evoluta del liquido rappresentato da NIS316e, rispetto a quello di NIS315; questa considerazione appare in contrasto con quanto emerge dall'analisi delle composizioni dei cristalli di plagioclasio. Quest'ultimi, infatti, possiedono contenuti di An% intermedi nel campione NIS316e, mentre risultano più evoluti in NIS315. Dal momento che il plagioclasio è fortemente influenzato dalle variazioni nelle condizioni di temperatura e pressione del sistema, è plausibile pensare che, di fatto, i plagioclasti esprimano una variazione di tali parametri, nel magma rappresentato dai due campioni analizzati.

Le caratteristiche del campione NIS316a, come densità e aspetto generale simile ai litici, ma composizione dei vetri e delle fasi femiche tipiche di magmi evoluti, possono essere interpretate supponendo che si tratti di una porzione di liquido residuale della

crystallizzazione che ha generato i litici juvenili, molto ricca in volatili, forse a formare una specie di interfaccia, tra il sistema evoluto e quello mafico.

Tutto ciò, nonostante la poca rappresentatività dei dati in nostro possesso, è indice di un sistema piuttosto complesso, dove si hanno variazioni sia composizionali (magmi a diverso grado evolutivo) che fisiche (con zone caratterizzate da pressioni di fluidi maggiori e/o condizioni di ossidazione diverse).

8.4.2 Duomi e inclusi magmatici post-caldera

1 – Olivina. L'olivina è da considerarsi una fase in equilibrio con il magma basalto-andesitico degli inclusi. Le variazioni rispetto alle condizioni di equilibrio, messe in evidenza dal diagramma di figura 8.7, possono essere interpretate in un generale contesto evolutivo di un magma mafico, con una composizione riconducibile a quella della roccia totale, che inizia a cristallizzare (in equilibrio, quindi, con i nuclei), evolvendo leggermente in composizione, forse anche prima dell'intrusione nella dacite, momento in cui inizia la brusca e rapida cristallizzazione della massa di fondo, con la formazione di un liquido estremamente residuale. La fase intermedia, è probabilmente quella corrispondente alla cristallizzazione dei bordi e dei microliti analizzati, che risultano quindi in equilibrio con un fuso magmatico più evoluto di quello iniziale, che non è, tuttavia, più osservabile a causa dell'avanzamento del processo di cristallizzazione.

All'interno dei duomi, l'olivina osservata è probabilmente proveniente dalla disgregazione degli inclusi. I cristalli osservati sono quindi degli xenocristalli, rispetto al magma del duomo, concordemente con quanto osservato dalla petrografia.

2 – Ortopirosseno. L'omogeneità composizionale messa in evidenza dai fenocristalli di ortopirosseno, presenti nei duomi e negli inclusi dei campioni studiati, porta a concludere che si tratti delle stesse fasi, provenienti da un unico sistema.

Il fatto che si presentino in disequilibrio, rispetto alle rocce totali sia dei duomi che degli inclusi, porta a pensare che si tratti di xenoliti, probabilmente frutto di una cristallizzazione di cumulo, ripresi dal magma dei duomi. I fenomeni di interscambio di fasi tra duomi e inclusi potrebbe poi aver fatto sì che alcuni di questi cristalli entrassero negli inclusi, analogamente a quanto supposto per i mega-cristalli di plagioclasio.

Questa conclusione, è a mio parere pienamente valida per i fenocristalli di ortopirosseno osservati negli inclusi, ma che lascia dei dubbi sul sistema dal quale possano aver cristallizzato queste fasi, in relazione al magma dei duomi. Tuttavia, appare necessaria perché, anche provando a considerare una roccia totale dei duomi più evoluta di quella ottenuta per analisi, tenendo conto di un 20% massimo mescolamento con il magma degli inclusi, a causa di micro-porzioni di incluso disgregate al suo interno, non ottengo un valore del rapporto FeO/MgO tale da portare all'equilibrio queste fasi.

La tendenza verso condizioni di equilibrio, per le parti più esterne dei fenocristalli e micro-fenocristalli, potrebbe indicare l'effetto di una progressivo riequilibrio dell'ortopirosseno con il magma dei duomi e degli inclusi, in funzione del tempo di interazione.

I microliti analizzati all'interno degli inclusi, invece, potrebbero riflettere delle condizioni di cristallizzazione in uno stadio finale, in equilibrio con un fuso piuttosto residuale, ormai evoluto, in conseguenza dell'intensa cristallizzazione per l'effetto del quenching.

3 – Clinopirosseno. Nei duomi, il clinopirosseno (come micro-fenocristallo e microlito) si presenta complessivamente in equilibrio. Tuttavia, alcuni cristalli, che cadono nella parte destra del grafico, ad di sotto della retta rappresentativa dell'equilibrio, possono essere interpretati come provenienti da un processo di disgregazione degli inclusi (analogamente a quanto visto per l'olivina). I fenocristalli (questo anche nel caso del fenocristallo all'interno dell'incluso di Sterna), sono invece interpretabili in maniera analoga a quanto detto per i fenocristalli di ortopirosseno, anche in considerazione delle caratteristiche petrografiche molto simili (aggregati con ossidi). I cripto-cristalli della massa di fondo, con rapporti FeO/MgO maggiori, indicano condizioni di cristallizzazione da un magma più evoluto della roccia totale, in accordo con condizioni di cristallizzazione tardiva, da un liquido residuale più evoluto rispetto a quello iniziale.

Anche all'interno degli inclusi è possibile affermare che i cristalli di clinopirosseno rappresentano una fase che cristallizza in equilibrio, con un liquido più evoluto rispetto alla roccia totale, liquido che poi di fatto non ho la possibilità di osservare. L'unico fenocristallo è probabilmente legato ad un processo di ingressione dal magma del duomo.

Nel complesso, le caratteristiche messe in evidenza dalla valutazione delle condizioni di equilibrio-disequilibrio tra pirosseni e olivina con le rocce totali, possono essere interpretate come una prima conferma di quanto supposto in base alle osservazioni petrografiche. Ovvero, una conferma del forte contributo dei micro-inclusi magmatici, dispersi all'interno dei duomi, nell'alterare le caratteristiche geochemiche della roccia incassante, determinando composizioni tendenzialmente più primitive rispetto a quelle reali da cui dovrebbero cristallizzare i micro-fenocristalli e microliti analizzati.

Contemporaneamente, viene messo in evidenza, particolarmente dal comportamento dei microliti e dei cripto-cristalli, come, la rapida e massiccia cristallizzazione di anfiboli e plagioclasii (più ossidi), cui è soggetto il magma degli inclusi in conseguenza del brusco sottoraffreddamento conseguente all'interazione con il magma dei duomi, porti rapidamente alla formazione di un liquido residuale evoluto. Ciò conduce alla cristallizzazione di microliti con composizioni relativamente evolute e comunque più tardive dell'anfibolo (in particolare per i pirosseni e che talvolta ne costituiscono i bordi) o dei plagioclasii della massa di fondo ditititica. Nel caso dei clinopirosseni, ciò è particolarmente eclatante in quanto, si osserva che, la composizione dei microliti negli inclusi è tale che il loro rapporto FeO/MgO è circa compatibile, in termini di equilibrio, con quello della roccia totale dei duomi.

4 - Plagioclasio. Il plagioclasio è la fase più importante che cristallizza sia in camera magmatica nella dacite dei duomi, che all'interno degli inclusi al momento dell'interazione. Le composizioni osservate indicano chiaramente la presenza di una dualità composizionale. Questa dualità sembra rappresentativa delle composizioni dei due diversi magmi, che interagiscono in questo sistema duomo-inclusi.

In generale, i plagioclasii dei duomi sono mediamente più grandi, di composizione più evoluta, con zonature a volte complesse. In dettaglio, i microliti e cripto cristalli della massa di fondo, sono invece legati a una cristallizzazione finale, sin eruttiva o anche nel corso della messa in posto. Micro-feno, feno e macro-cristalli possono cristallizzare dal magma del duomo, nel corso della differenziazione in camera magmatica magari anche a diverse condizioni di P.

Negli inclusi, il plagioclasio è presente prevalentemente come microlito, di rapida cristallizzazione, al momento dell'interazione, con composizione a anortite >60%. I fenocristalli e macro-cristalli sono prevalentemente di provenienza del duomo (con bassa An), ma talvolta si osservano anche fenocristalli e micro-fenocristalli di diretta cristallizzazione dall'incluso con alta An.

Interscambi di queste fasi mineralogiche tra duomi e inclusi rappresentano una caratteristica fondamentale e tipica di questo sistema. Questo, è testimoniato dalla presenza, all'interno degli inclusi, di cristalli di plagioclasio con composizioni simili a quelle tipiche dei plagioclasii del duomo, e viceversa.

Petrograficamente, i primi sono esattamente quelli che in sezione sottile potevo identificare come macrocristalli di probabile provenienza dal duomo. Le caratteristiche composizionali confermerebbero quindi questa ipotesi, lasciando pensare che questi cristalli si siano effettivamente formati all'interno del duomo, per poi entrare negli inclusi, dando luogo ad ampi fenomeni di scambio di fasi, tra questi due sistemi, come più volte evidenziato. Tale processo potrebbe anche avvenire in senso contrario, in questo caso, però, sembra interessare prevalentemente quei cristalli di dimensioni più piccole, come i microliti, e potrebbe essere ricondotto ad un processo di disgregazione degli inclusi all'interno dei duomi, analogamente a quanto accade per le fasi femiche. Questo meccanismo indicherebbe che, in tutto questo sistema, a partire dal Profitis Elias fino al Boriatico, il processo di mingling non avviene solamente alla macroscale, con la formazione di inclusi, ma si spinge fino alla microscale, coinvolgendo le fasi mineralogiche, come già intuito dall'analisi petrografica.

La presenza di zonature oscillatorie e di bordi con composizioni intermedie per i macrocristalli e i fenocristalli di plagioclasio analizzati all'interno dei duomi, farebbe inoltre pensare ad un principio di ibridizzazione dei magmi riolitici del duomo. Questa ibridizzazione potrebbe essere più accentuata in alcuni sistemi rispetto ad altri come evidenziato dalla maggiore ricorrenza di composizioni intermedie.

In ogni caso, i macro-cristalli (anche in considerazione delle caratteristiche petrografiche, come zonature, ampie bande con una tessitura a setaccio estremamente pervasiva, fatturazione, nuclei arrotondati) sembrano indicare una lunga storia di cristallizzazione, che probabilmente non è adeguatamente investigabile con la sola analisi composizionale di elementi maggiori e tracce tramite microsonda.

5 - Anfibolo. L'anfibolo che caratterizza la struttura ditaxitica degli inclusi è il risultato di una cristallizzazione improvvisa del magma al momento dell'interazione, analogamente a quanto succede per i microliti di plagioclasio. Nei duomi, i cristalli osservati, provengono, quindi, esclusivamente dalla disgregazione degli inclusi.

I risultati geobarometrici, ottenuti sulla base della composizione di questi anfiboli, secondo il metodo forse più attendibile di Ridolfi et al. (2008), attentamente valutati dal punto di vista analitico, indicano delle profondità di interazione, tra questi magmi, superiori rispetto a quelle che ci si aspetta di trovare per un processo che avviene in una camera magmatica, in un contesto come quello di Nisyros.

Autori come Seymour e Vlassopoulos (1989), indicano, infatti, la presenza di una camera magmatica, relativa alla fase finale di attività di Nisyros, a circa 2-3 km di profondità, basandosi sugli equilibri delle specie volatili nei vetri dei duomi post-caldera. In ogni caso, la presenza di una caldera, indica che la camera magmatica non può essere, effettivamente troppo profonda.

La dacite che cristallizza in camera magmatica, e che origina i duomi, non presenta anfibolo come fase di cristallizzazione, e ciò indica che questo magma si trovava effettivamente a profondità poco elevate, in condizioni di pressione, a cui l'anfibolo non sarebbe stabile.

Le caratteristiche degli inclusi, ci assicurano che la loro formazione come corpi discreti all'interno della rio-dacite dei duomi, avviene quando il magma mafico è ancora allo stato fuso, per un processo di brusco sottoraffreddamento. Di conseguenza, quindi, la cristallizzazione degli inclusi deve avvenire in questo contesto di camera magmatica superficiale, che non concorda con i risultati geobarometrici ottenuti.

Il motivo di questa discrepanza, è probabilmente da ricercarsi nel meccanismo di formazione di questi inclusi e quindi il processo che porta alla cristallizzazione degli anfiboli. Questo meccanismo, è infatti profondamente diverso da quello di una normale cristallizzazione in camera magmatica, poiché avviene come conseguenza di un forte contrasto termico e reologico tra i due magmi. In questo contesto, gli inclusi sono soggetti a una pressione dei fluidi molto alta, che si viene a creare in seguito al sottoraffreddamento, per l'azione delle fasi gassose.

Per questi motivi, i risultati forniti dai geobarometri sono inapplicabili per capire la reale profondità alla quale avviene questo processo di interazione. I valori ottenuti, infatti, sono valori che forniscono una pressione litostatica, tale pressione nel caso analizzato non è di fatto reale, ma rappresenta piuttosto la pressione dei fluidi all'interno della porzione di magma che si forma come incluso e dal quale cristallizza l'anfibolo con quella specifica composizione. Tuttavia, la valutazione di questi risultati, limitatamente alle variazioni relative, messe in evidenza dai diversi gruppi di inclusi, appare interessante.

A questo proposito, l'unico parametro veramente importante, che potrebbe giocare a favore di una variazione nel contenuto di alluminio indipendentemente dalla pressione, è la fugacità di ossigeno. Escludendo questo fattore, e cioè considerando i risultati a parità di condizioni di fugacità di ossigeno è stato possibile osservare che, gli inclusi di Profitis Elias sembrano indicare condizioni di pressione leggermente maggiore rispetto agli altri inclusi. Ciò potrebbe essere indicativo o di una progressiva leggera migrazione della camera magmatica verso livelli più superficiali, nel tempo, oppure, di una migrazione verso l'alto del livello di interazione tra magma mafico e magma acido all'interno della camera magmatica da Profitis Elias a Boriatico.

6 - Minerali opachi. Questi minerali cristallizzano nel corso dell'evoluzione dei magmi sia nei duomi che negli inclusi. I cripto-cristalli, si formano nei duomi probabilmente per cristallizzazione finale, sin-eruttiva, negli inclusi, invece, cristallizzano come microliti al momento dell'interazione con il magma dei duomi.

8.4.3 Yali

Le caratteristiche osservate attraverso l'analisi delle diverse fasi mineralogiche, se pur limitate alla valutazione di un unico campione, mettono in evidenza che, anche questo sistema, è probabilmente dominato dalla presenza di una interazione tra magmi a diverso grado evolutivo, analogamente a quanto succede a Nisyros.

Ciò emerge sia dalla dualità compositiva registrata nei cristalli di plagioclasio (nuclei dei fenocristalli evoluti e bordi e microliti anortitici) sia dalle zonature inverse dei cristalli di pirosseno, con microliti ad alto Mg#. Le composizioni dei magmi mafici sono

probabilmente ancora meno evolute rispetto a quelle di Nisyros, come indicherebbero le composizioni delle fasi femiche (in particolare dell'olivina), ma nel complesso è probabile che in questo sistema i meccanismi di mingling siano meno marcati rispetto a quelli osservati a Nisyros. La presenza di olivine zonate in senso normale, insieme a clinopirosseni e plagioclasti, che invece mostrano un andamento inverso, potrebbe indicare un processo di mescolamento tra magmi a diverso grado evolutivo, nel sistema rappresentato dal litico juvenile, ovvero nel sistema primitivo.

Il sistema di Yali, necessiterebbe comunque un ulteriore e più dettagliato studio dei prodotti della fase finale di attività, in particolare a quella legata all'ultimo evento esplosivo, successivo alla messa in posto del duomo di Kamara.

BIBLIOGRAFIA

- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995 – *The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer*. Am. Mineral., **80**, 549-559.
- Dietrich, V.J., Davis, E., Gartzos, E., 1998. *Amphybole in rhyodacities and dacites from the Akrotiri volcanoes and the complexity of discontinuous fractional crystallization*. In Proceedings of the secondo workshop Santorini, Greece, 2-4 May 1996. EUR18161
- Esawi, E.K., 2004 – *AMPH-CLASS: An Excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphiboles based on the 1997 recommendation of the International Mineralogical Association*. Computer & Geosciences, **30**, 753-760.
- Ghiorso, M.S., Carmichael, I.S.E., 1981 – *A FORTRAN IV computer program for evaluating temperatures and oxygen fugacities from the composition of coexisting iron-titanium oxides*. Computer & Geosciences, **7**, 123 – 129.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986 – *Alluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer*. Am. Mineral. **71**, 1297-1313.
- Herzberg, C., O'Hara, M.J., 1998 – *Phase equilibrium constraints on the origin of basalts, picrites and komatiites*. Earth Sci. Rev. **44**, 39-79.
- Holland, T., Blundy, J., 1994 – *Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing in amphibole-plagioclase thermometry*. Contrib. Mineral. Petrol., **116**, 433-447.
- Klingerberg, B.M.E.T., Kushiro, I., 1996 – *Melting of a cromite-bearing harzburgite and generation of boninitic melts at low pressures under controlled oxygen fugacity*. Lithos **37**, 1-14.
- Nimis, P., 1999 – *Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2: Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems*. Contrib. Mineral. Petrol. **135**, 62-74.
- Nimis, P., Ulmer, P., 1998 – *Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems*. Contrib. Mineral. Petrol. **133**, 122-135.
- Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., Toulkeridis, T., 2008 – *The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products*. J. Volcanol. and Geotherm. Res.,

- Rock, N.M.S., 1990. *The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme; computerization and its consequences*. Mineralogy and Petrology 43, 99-119.
- Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970 - *Olivine-Liquid Equilibrium*. Contr. Mineral. and Petrol. **29**, 27-289.
- Seymour, K., Vlassopoulos, D., 1989 – *The potential for future explosive volcanism associated with dome growth at Nisyros, Aegean Volcanic Arc, Greece*. J. Volcanol. and Geotherm. Res., **37**, 351-364.
- Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993a - *Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism*. Contrib. Mineral. Petrol. **113**, 143-166.
- Sisson, T.W., Grove, T.L., 1993b - *Temperatures and H₂O contents of low-MgO high alumina basalts*. Contrib. Mineral. Petrol. 113, 167-184
- Stormer, Jr. J.C., 1973 – *Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **37**, 1815-1821.
- Tindle, A.G., Webb, P.C., 1994 – *Probe-amph – A spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses*. Computer & Geosciences, **20**, 1201-1228.
- Toplis, M.J., 2005 – *The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems*. Contrib. Mineral. Petrol. **149**, 22-39.

Capitolo 9

CARATTERIZZAZIONE GEOCHIMICA DEI PRODOTTI STUDIATI: ELEMENTI MAGGIORI E IN TRACCE SU ROCCIA TOTALE E VETRI

La composizione chimica dei campioni analizzati, insieme alle analisi sui vetri, è riportata in Appendice VII.

In questo capitolo verranno presentate le caratteristiche geochemiche dei diversi prodotti studiati, sistema per sistema, analogamente a quanto fatto nei capitoli precedenti per la caratterizzazione petrografica e mineralogica.

9.1 Piroclastiti dell'Upper Pumice

Come già anticipato nel Capitolo 7, i prodotti campionati nel deposito dell'Upper Pumice variano in composizione da andesiti basaltiche (litici juvenili) a rioliti (pomice), con una correlazione inversa tra grado evolutivo e posizione stratigrafica.

Il contenuto di SiO₂ varia complessivamente da 56% a 69%, con un piccolo intervallo composizionale da 63% a 69% di silice, che separa il generico campo dei litici juvenili da quello delle pomici. Questa evidenza è consistente con i dati di letteratura disponibili per i prodotti piroclastici dell'UP (Francalanci et al., 2005), che indicano, anche, una variazione composizionale relativamente ampia per le pomici, da 68 a 73% di silice.

Nel dettaglio, i litici juvenili del *lag-breccia* (al tetto della sequenza piroclastica) rappresentano i prodotti più primitivi e omogenei, i litici juvenili del deposito di caduta (alla base della sequenza piroclastica) coprono, invece, un intervallo più ampio, con silice variabile da 59% a 63%, MgO da 4% a 2%, e un contenuto progressivamente maggiore in alcali e in potassio, verso i termini più evoluti.

Complessivamente, l'analisi delle variazioni composizionali, sia degli elementi maggiori (fig. 9.1) che delle tracce (fig. 9.2), mette in evidenza una netta distinzione tra la popolazione dei litici juvenili e la pomice, caratteristica che riflette il diverso grado evolutivo.

In dettaglio, tra gli elementi maggiori, Al₂O₃, CaO, FeO, MnO, TiO₂ e P₂O₅ presentano concentrazioni costantemente inferiori nel termine pomiceo e più evoluto, rispetto ai litici juvenili, al contrario di Na₂O e K₂O. Tra gli elementi in tracce, la pomice possiede contenuti minori in elementi compatibili e in Sr, mentre è arricchita in tutti gli altri elementi, rispetto alla popolazione dei litici juvenili. Lo Sr, in particolare, varia da 262 ppm, nella pomice, fino a valori massimi di 630 ppm nei litici juvenili del *lag-breccia*, in accordo con quanto emerge anche dai dati presenti in letteratura.

All'interno della popolazione dei litici juvenili, quelli appartenenti al *lag-breccia*, più primitivi e composizionalmente più omogenei, ben si differenziano da quelli campionati nel deposito di caduta, con grado evolutivo intermedio e maggiore variabilità composizionale.

In generale, i litici juvenili del *lag breccia*, mostrano contenuti più alti di Al₂O₃, CaO, FeO, MnO e Mg, rispetto a quelli del *fallout*, mentre TiO₂ e P₂O₅ risultano comparabili, indipendentemente dal grado evolutivo. Tra i litici juvenili del *fallout*, sono evidenti per gli

elementi maggiori, alcune particolarità che definiscono la loro variabilità composizionale, rispetto ad una correlazione con il grado evolutivo: il campione a più basso contenuto di silice (NIS316b), presenta il contenuto minore di MgO, mentre il più evoluto del gruppo (NIS316c) mostra contenuti di TiO₂ e P₂O₅ più alti.

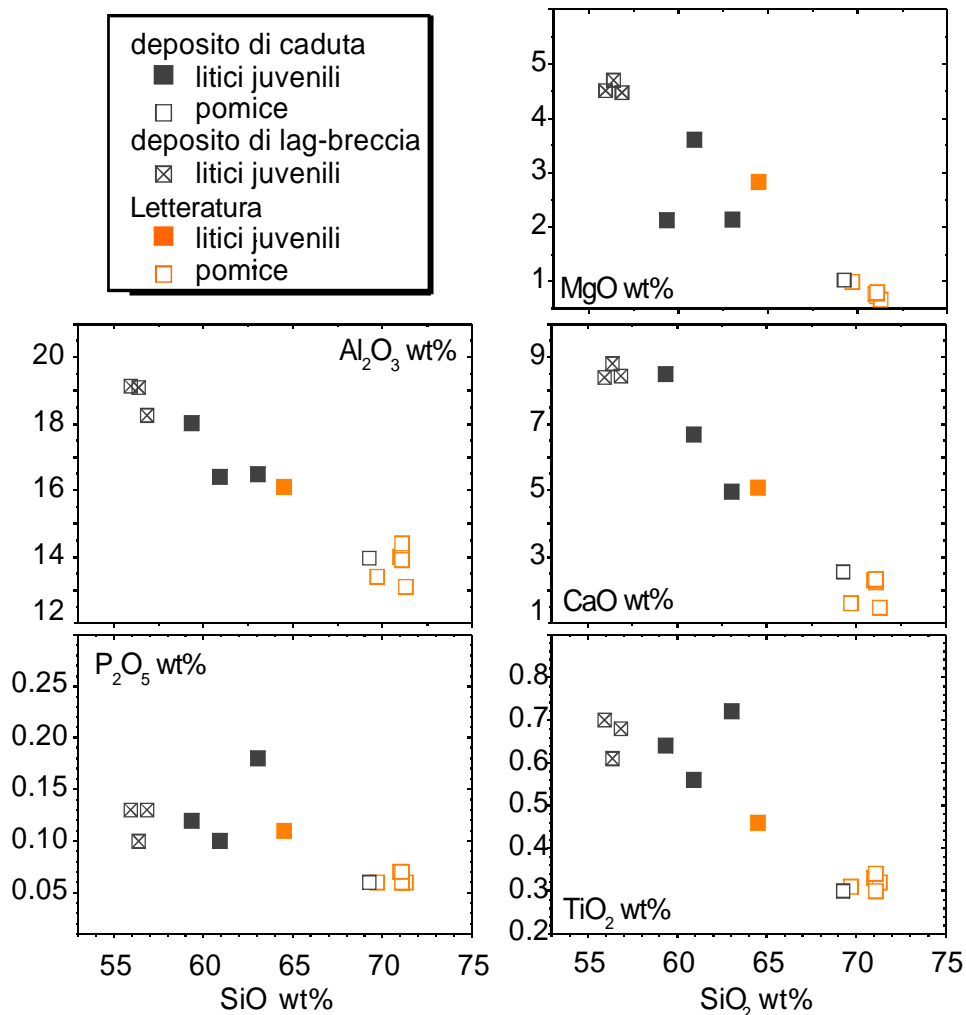


Figura 9.1: variazioni composizionali per alcuni elementi maggiori all'interno dei campioni dell'UP analizzati. I simboli arancioni sono rappresentativi di campioni presenti in letteratura. Ben visibile appare l'intervallo composizionale esistente tra i prodotti più evoluti e quelli di litico juvenile.

Tra le tracce, V, Co e Sr mostrano contenuti maggiori, nei termini meno evoluti del *lag breccia*, rispetto a quelli del *fallout*, e complessivamente definiscono una buona correlazione negativa con il grado evolutivo. Al contrario Ba, Zr, Th e Pb, appaiono correlati positivamente. Elementi come Cr, Y, Ni, Rb, La e Nb presentano, invece un comportamento più variabile, soprattutto legato alle caratteristiche dei campioni che compongono la popolazione dei litici juvenili del *fallout* (es. Rb presenta concentrazioni basse all'interno dei campioni NIS316a e NIS316c, rispetto al contenuto in silice).

Il Cr, in particolare, mostra (così come il Ni), valori molto bassi nei litici juvenili, più mafici del *lag breccia*, con contenuti simili a quelli delle pomici. I litici juvenili del *fallout* presentano, invece, contenuti leggermente maggiori per entrambi gli elementi, con un arricchimento più spiccato in Cr, nel il campione NIS316a.

Queste variazioni, comunque di piccola entità, all'interno della popolazione dei litici juvenili, potrebbero essere spiegabili, attraverso l'azione di processi di cumulo o di frazionamento di fasi femiche (come pirosseni, olivina o anfibolo), che possono condurre, rispettivamente, ad un arricchimento (come per NIS316a), o ad un impoverimento in tali elementi (come all'interno dei litici juvenili del *lag breccia*), poco influenzando il

contenuto in silice. Per il campione NIS316a ciò è confermato dalle osservazioni petrografiche che mettono in evidenza una particolare struttura simile ad un accumulo di cristalli (prevalentemente anfiboli e clinopirosseni, subordinatamente plagioclasti) in una matrice chiara costituita da vetro estremamente vescicolato.

Nel complesso, comunque, simili bassi contenuti in elementi come Cr e Ni, indicano che questi magmi non possiedono gradi di primitività molto elevati e, probabilmente, hanno subito processi di cristallizzazione frazionata di fasi femiche (come pirosseni e olivina) precedentemente alla loro interazione con il magma evoluto.

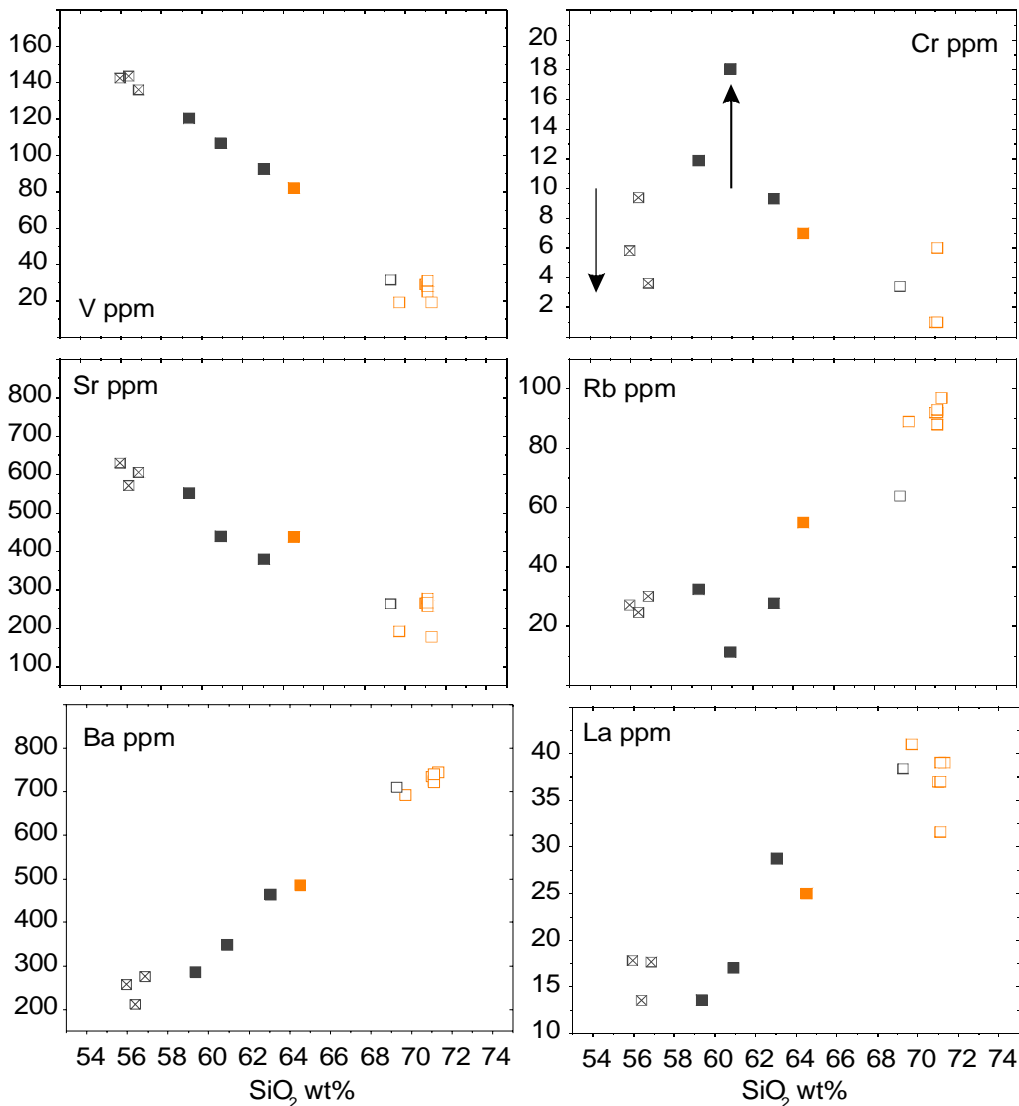


Figura 9.2: variazioni composizionali per alcuni elementi in tracce all'interno dei campioni dell'UP analizzati. Legenda e simboli come in fig. 9.1

Prendendo in considerazione i dati di letteratura (simboli in arancione nelle figure 9.1 e 9.2), la variabilità mostrata per molti elementi, in funzione del grado evolutivo, in questi litici juvenili, appare meno accentuata, e le variazioni descrivono andamenti di correlazione più definiti con il grado evolutivo.

Tutto questo ha portato ad interpretare le singole variazioni geochimiche, osservate all'interno della popolazione dei i campioni di litico juvenile, come l'effetto di processi di cristallizzazione frazionata o di cumuli di fasi mineralogiche, all'interno delle diverse porzioni di magma, che formano questi litici juvenili. Tali processi avvengono

probabilmente in concomitanza, ma in proporzioni diverse all'interno delle singole porzioni di magma, riflettendo una spinta disomogeneità del sistema pre-caldera. Ciò, soprattutto nel caso de litici juvenili del *fallout*, concorderebbe con le diverse caratteristiche strutturali osservate in questi campioni, sia su campione a mano che attraverso l'analisi petrografica. Inoltre confermerebbe, la complessità del sistema già ipotizzata sulla base dei dati mineralogici. I litici juvenili del *lag-breccia*, effettivamente più primitivi e composizionalmente più omogenei, possono essere identificati con un magma relativamente primitivo, che alimenta il sistema pre-caldera.

Le analisi di vetri, sono state eseguite per campioni provenienti dal deposito di caduta, sia sulla porzione pomicea, che su un campione appartenente al gruppo dei litici juvenili (le cui caratteristiche sono già state discusse nel capitolo 8). Le composizioni ottenute sono molto evolute e rimangono estremamente omogenee tra loro, sia all'intero di un unico campione, che tra le due distinte porzioni. La silice varia da 76.7% a 77.4%, K₂O maggiore di 4% e il contenuto in alcali varia complessivamente da 6.4% a 7%.

9.1.2 Caratterizzazione isotopica

Dal punto di vista isotopico questi prodotti mostrano valori dei rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ piuttosto variabili, rispettivamente da 0.70425 a 0.70456 e da 0.51255 a 0.51261 (fig.9.3a).

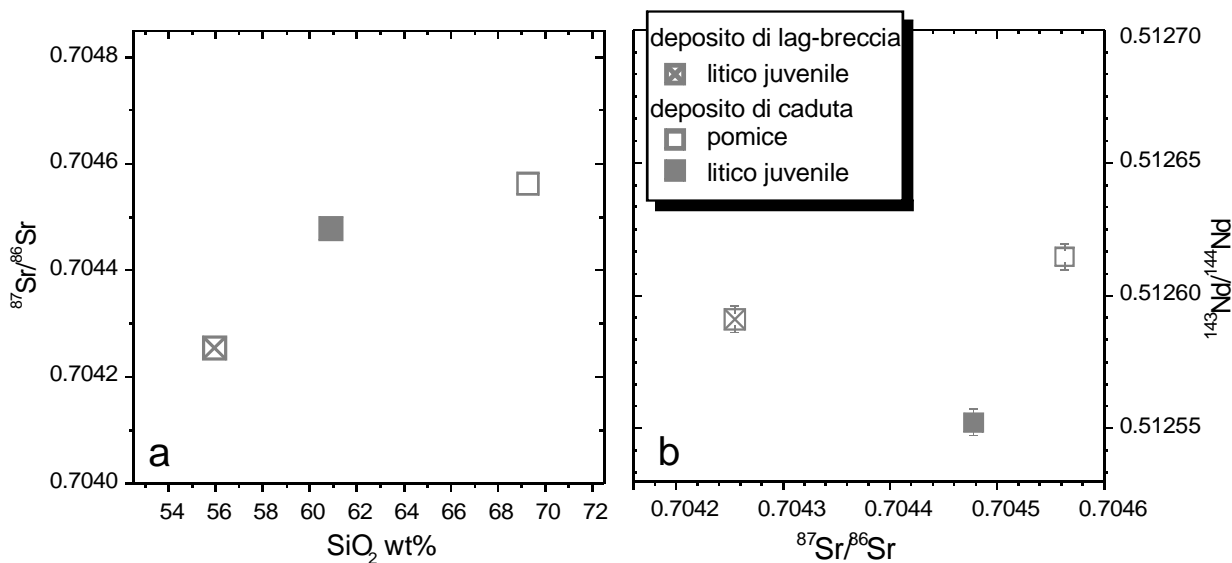


Figura 9.3: presentazione dei rapporti isotopici di Sr e Nd per i campioni di pomice e litici juvenili dell'UP. a: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs SiO_2 ; b: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$

Il rapporto isotopico dello Sr è correlato positivamente con il contenuto in silice e quindi negativamente con la posizione stratigrafica, descrivendo un'emissione di magma più primitivo e meno radiogenico nel corso dell'eruzione (fig.9.3a). Al contrario, i valori del rapporto isotopico del Nd, presentano una correlazione negativa con la silice all'interno della popolazione dei litici juvenili, con valori complessivamente più bassi rispetto alla pomice.

Il confronto tra i valori del rapporto isotopico dello Sr e quelli del Nd, denota l'assenza di una correlazione inversa tra i due rapporti isotopici, all'interno della serie di campioni considerata. In particolare, la variazione isotopica tra i campioni di litico juvenile, denota

un complessivo andamento verso valori maggiori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e minori di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mentre la pomice si discosta nettamente con valori maggiori sia per il rapporto isotopico dello Sr che per quello del Nd.

Prime considerazioni interpretative sulla genesi dei litici juvenili dell'Upper Pumice

Le caratteristiche appena esposte, indicano che i due sistemi, rappresentati dalla pomice e dai litici juvenili, non possono essere correlati da un processo evolutivo. In particolare escludono, la possibilità che questi litici juvenili siano un prodotto di cumulo di cristalli derivanti da un processo di CR-CRS, dal magma ospite, come precedentemente supposto da Francalanci et al. (1995). Ammettendo questo processo, infatti, i valori dei due rapporti isotopici dovrebbero avere una complessiva correlazione inversa, con la pomice rappresentativa del termine più evoluto e contemporaneamente soggetto ad una maggiore assimilazione. Negando questo processo, l'ipotesi più appropriata, per la genesi di questi litici juvenili, è quella di una rapida cristallizzazione da un magma con relativamente bassi contenuti di silice e caratteristiche isotopiche proprie, che si intrude all'interno del magma evoluto presente in camera magmatica.

A sostegno di questa considerazione sono anche le caratteristiche petrografiche dei litici juvenili, che ne evidenziano una struttura con massa di fondo microcristallina, semi-dictitaxitica, molto simile a quella osservata per gli inclusi dei duomi post-caldera, in particolare nei litici juvenili, a minor grado evolutivo del *lag breccia*. La struttura più aperta, osservata per questi campioni, rispetto agli inclusi magmatici dei duomi post-caldera, è probabilmente il semplice risultato di una maggiore vescicolazione.

Anche il confronto tra le composizioni dei vetri analizzati indicherebbe un processo di cristallizzazione, del magma più primitivo, tale da condurre alla formazione di liquidi residuali molto evoluti. Questa condizione si realizza, generalmente, per un processo di rapida cristallizzazione, come quello che porta appunto alla formazione degli inclusi magmatici mafici, all'interno di un incassante più evoluto e freddo.

Sulla base di quanto detto, il magma che genera le pomici, rappresentativo della porzione evoluta presente in camera magmatica, è distinto da quello che genera i litici juvenili. Ciò è concorde anche con quanto emerge dalle caratteristiche composizionali, che mettono sempre in evidenza una ben definita distinzione tra le pomici e i litici juvenili, in particolare descrivendo un intervallo piuttosto netto del grado evolutivo.

Quest'ultimi costituiscono, quindi dei veri e propri inclusi magmatici all'interno di un magma ospite evoluto, per immiscibilità tra i due magmi con caratteristiche reologiche e geochemico-isotopiche distinte.

9.2 Duomi e inclusi post-caldera

Come già evidenziato dalla classificazione chimica, illustrata nel Capitolo 7, e come ci si aspetta in base a tutte le evidenze già osservate, i prodotti emessi nella fase di attività post-caldera, ovvero le lave dei duomi e i loro rispettivi inclusi magmatici, mostrano tra di loro una netta distinzione composizionale per tutti gli elementi analizzati (ad eccezione di alcuni elementi in tracce), definendo un ampio intervallo: i duomi presentano composizioni evolute, con silice variabile da 66% a 71%, gli inclusi hanno contenuti in silice più bassi, variabili complessivamente da 53.8% a 58.5%, ma concentrati intorno a un valore medio di 56% (MgO varia da 3.9% a 5.5%). Questa

evidenza è confermata anche da i dati esistenti in letteratura per questi prodotti; tuttavia Varekamp (comunicazione personale) registra anche la presenza di alcuni campioni di incluso, con composizioni intermedie, che cadono all'interno nell'intervallo indicato. Nel presente studio tali composizioni non sono state tuttavia confermate.

Tra gli elementi maggiori, si osservano complessivamente correlazioni negative di Al_2O_3 , TiO_2 , CaO e FeO con SiO_2 , mentre Na_2O e K_2O formano una correlazione positiva (fig.9.4). Tutti i campioni di duomo hanno un contenuto inferiore di elementi in tracce compatibili (es. V, Cr, Co) rispetto ai relativi inclusi; al contrario, per gli elementi in tracce incompatibili (ad eccezione dello Sr) si registrano contenuti maggiori. Lo Sr varia da un minimo di 316 ppm a un massimo di 530 ppm nei duomi e da 827 ppm fino a concentrazioni maggiori di 1000 ppm all'interno degli inclusi (fig.9.5). Pb e Nd hanno invece concentrazioni analoghe tra duomi e inclusi.

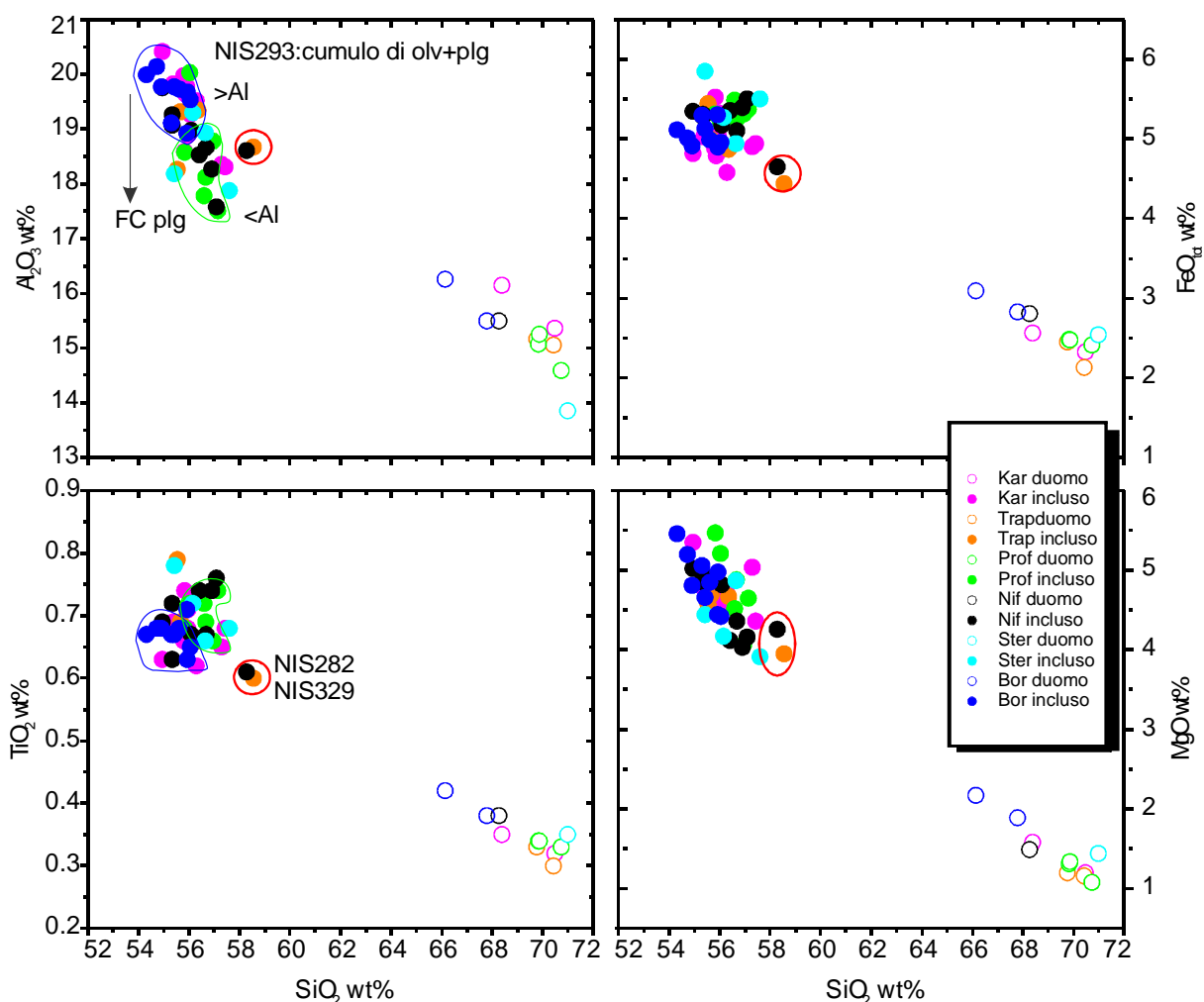


Figura 9.4: variazione di alcuni elementi maggiori rappresentativi in funzione del contenuto di silice, all'interno dei campioni di duomo e inclusi analizzati. I campioni evidenziati dal cerchio rosso, indicano composizioni rappresentative di una componente di mescolamento che ne determina la variabilità. I campi evidenziati in blu e verde identificano rispettivamente il gruppo di inclusi appartenenti al duomo di Boriatico e di Profitis Elias. In legenda le sigle indicano: Kar = Karaviotis, Trap = Trapesina, Prof = Profitis Elias, Nf = Nifios, Ster = Sterna, Bor = Boriatico.

L'analisi dei vetri, ha messo in evidenza composizioni estremamente evolute, sia per quelli analizzati nella massa di fondo dei duomi, che nelle porzioni interstiziali all'interno inclusi, con silice sempre >73% e le composizioni risultano confrontabili. I

vetri degli inclusi indicano quindi estremamente residuali del liquido finale. Le analisi dei vetri, negli inclusi di Trapesina, indicano una composizione tendenzialmente più evoluta rispetto a quella dei vetri negli inclusi di Boriatico, Karaviotis, Profitis Elias e Nifios. Profitis Elias mostra la composizione più ricca in potassio per i vetri dei campioni di duomo analizzati, al contrario degli altri che si sovrappongono ampiamente. Queste caratteristiche dei vetri indicano sostanzialmente che le fasi coinvolte nella cristallizzazione non cambiano tra i due sistemi di duomo e incluso, e quindi che i due magmi mantengono comunque caratteristiche calco-alcaline. Questa caratteristica è confermata anche dai pattern degli elementi in tracce e delle terre rare che presentano sostanzialmente andamenti analoghi tra i magmi dei duomi e quelli degli inclusi.

9.2.1 I duomi rio-dacitici

Tra i duomi studiati quello che presenta le composizioni meno evolute è sicuramente Boriatico, che rappresenta anche il duomo più giovane, mentre Sterna, Profitis Elias e Trapesina costituiscono l'insieme dei duomi più evoluti e contemporaneamente più vecchi. Karaviotis e Nifios mostrano invece grado evolutivo e composizioni sempre intermedie tra i due gruppi.

Queste caratteristiche indicano l'esistenza di una correlazione diretta tra il grado evolutivo dei duomi e la loro età relativa.

La variazione in elementi maggiori, all'interno dei campioni rappresentativi dei duomi studiati, presenta un andamento di correlazione che tende verso il campo composizionale definito dagli inclusi, progressivamente nei termini meno evoluti (fig.9.4). Questo potrebbe indicare un processo di mescolamento del magma dei duomi con quello degli inclusi, che aumenta procedendo dal duomo di Profitis Elias verso quello di Boriatico, quindi procedendo nel tempo.

A differenza degli elementi maggiori, gli elementi in tracce non mostrano correlazioni ben definite con il contenuto di silice (fig.9.5): solo Rb e Ba presentano una correlazione positiva, mentre Sr, Co, V e Zn sono correlati negativamente. Rb, Sr e V sono quegli elementi che, inoltre, mostrano la più ampia variazione di concentrazione all'interno dei campioni di duomo analizzati.

In dettaglio, si può osservare che i duomi di Profitis Elias, Trapesina e Sterna (costituenti il gruppo dei duomi più vecchi ed evoluti) hanno un comportamento piuttosto omogeneo tra loro, sia per gli elementi maggiori che per la maggior parte delle tracce, con un'ampia sovrapposizione. Il duomo Boriatico, invece, appare sempre ben distinto: oltre ad essere tendenzialmente meno evoluto rispetto a tutti gli altri duomi studiati, presenta anche alcune particolarità messe in evidenza dal comportamento di elementi in tracce come Ba, La, Ce, Y e Th (come evidenziato in fig. 9.5). Karaviotis mostra sempre composizioni intermedie tra il gruppo dei duomi più vecchi e il Boriatico, con un campo di variabilità piuttosto ampio in funzione del grado evolutivo dei due campioni rappresentativi.

Per quanto riguarda Nifios, le composizioni di questo duomo sono spesso sovrapposte a Karaviotis, in particolare per gli elementi maggiori e i compatibili, ma anche in elementi incompatibili come Sr, Rb e Ba.

Elementi come V, Ba, La, Th sembrano definire due distinti gruppi di duomi, allineati lungo due diversi andamenti di correlazione con la silice, verso le composizioni degli inclusi (fig.9.5).

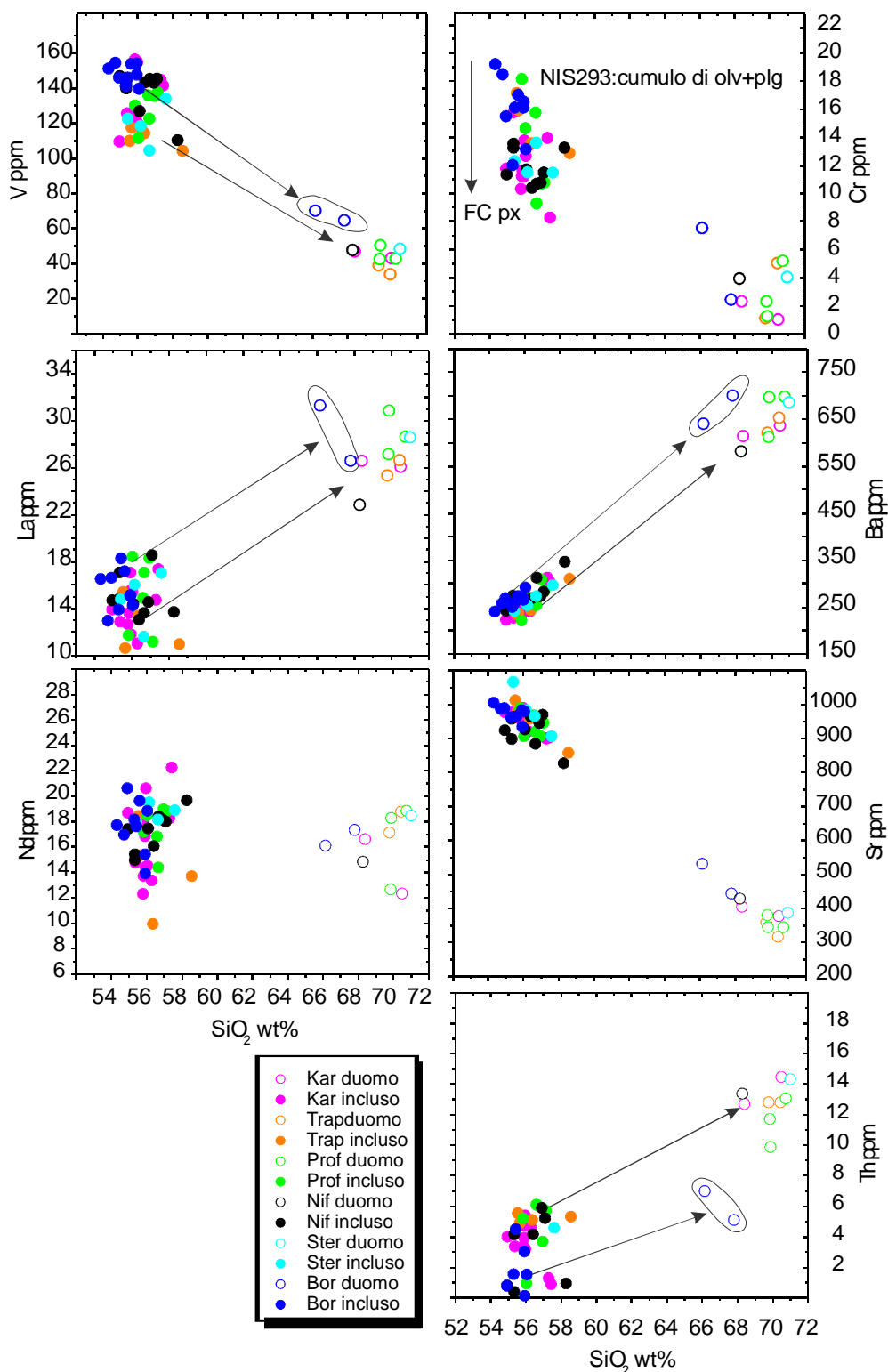


Figura 9.5: variazione di alcuni elementi in tracce rappresentativi in funzione del contenuto di silice, all'interno dei campioni di duomo e inclusi analizzati. Sigle come in figura 9.4. Le frecce che correlano il campo di variabilità dei duomi con quello degli inclusi indicano un presunto mescolamento tra i due distinti magmi.

Queste due ipotetiche linee di mescolamento distinguono, in particolare, il sistema duomo-inclusi di Boriatico da tutti gli altri. Ciò, potrebbe indicare la presenza di differenti porzioni di magma mafico, con caratteristiche geochemiche variabili, all'interno del sistema post-caldera nel tempo, che danno luogo di conseguenza a un diverso

andamento di mescolamento/mingling. Ba, V e Th in particolare, appaiono piuttosto discriminanti per il sistema duomo-incluso di Boriatico, che confermerebbe la sua distinzione dal resto dei duomi, prodotti nel periodo post-caldera.

9.2.2 Gli inclusi mafici

All'interno della popolazione degli inclusi, il grado evolutivo più basso è presentato da quelli appartenenti al duomo di Boriatico, che rappresenta quindi il sistema tendenzialmente più primitivo, all'interno dei duomi post-caldera. Le composizioni più evolute si hanno invece per alcuni inclusi di Sterna, Trapesina e Nifios. Gli inclusi appartenenti al Karaviotis presentano gradi evolutivi intermedi (fig.9.4).

Tra gli elementi maggiori, Al_2O_3 mostra una complessiva correlazione negativa con la silice e positiva con MgO, evidenziando le maggiori variazioni all'interno della popolazione degli inclusi analizzati, rispetto a tutti gli altri elementi maggiori. Gli inclusi di Karaviotis e Boriatico, mostrano tendenzialmente i contenuti maggiori per questo elemento, con quelli di Karaviotis caratterizzati, comunque, da una ampia variabilità. Quelli appartenenti a Profitis Elias, invece, hanno più basso Al_2O_3 , distinguendosi in particolare dal gruppo di inclusi di Boriatico. Un unico campione di questo sistema, presenta valori alti di alluminio, ma tale valore è probabilmente dovuto alla presenza al suo interno di aggregati cumulitici di plagioclasti anortitici e olivine forsteritiche, come confermato anche dalle variazioni di MgO, Sr, Ni e Cr, e dalla verifica petrografica. Gli inclusi di Nifios, Sterna e Trapesina presentano, invece, composizioni intermedie, anche piuttosto variabili. TiO_2 presenta concentrazioni inferiori negli inclusi di Karaviotis e Boriatico rispetto a tutti gli altri inclusi, in funzione del contenuto di silice. FeO_{tot} , presenta contenuti maggiori all'interno degli inclusi di Profitis Elias e di Sterna, rispetto agli altri sistemi di incluso, mentre quelli all'intero di Karaviotis, mostrano il contenuto di FeO_{tot} minore. K_2O e Na_2O individuano correlazioni positive con il contenuto in silice, mentre CaO sembra definire una correlazione negativa.

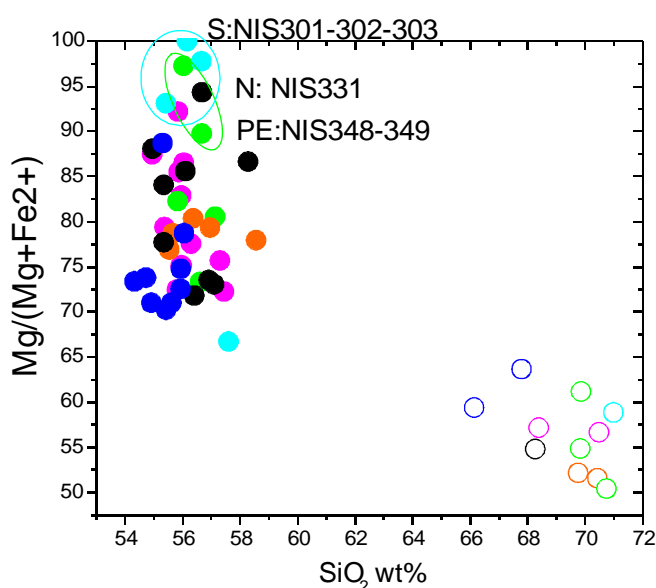


Figura 9.6: diagramma $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs SiO_2 . I campi evidenziati dalle linee celesti e verdi individuano quei campioni che presentano un alto contenuto di Fe_2O_3 , legato a elevate condizioni di ossidazione. Sigle: S = Sterna; N = Nifios; PE = Profitis Elias. Simboli come in figura 9.4 e 9.5

Confrontando il rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ con il contenuto in silice, per gli inclusi analizzati nei diversi sistemi duomo-inclusi, si osservano alcune variazioni sistematiche che focalizzano l'attenzione sull'importanza dell'ossidazione, cui sono stati soggetti questi

inclusi. Tali osservazioni, possono risultare importanti per capire l'azione di fattori di ossidazione su alcuni particolari campioni di incluso (fig.9.6). Questi fattori possono essere legati sia a condizioni di ossidazione diverse del magma stesso che genera gli inclusi, e quindi alle condizioni di fO_2 del sistema magmatico, che all'azione successiva di gas acidi e fluidi idrotermali. E' infatti normale, all'interno del corpo di duomo, la formazione di vie di fuga preferenziali per i gas e i fluidi idrotermali, questi possono alterare le caratteristiche dei magmi degli inclusi nella fase finale di cristallizzazione, ma anche produrre una alterazione della roccia successivamente alla sua formazione.

Gli inclusi appartenenti al sistema duomo Boriatico presentano valori di $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ piuttosto omogenei, e tra i più bassi rilevati, quelli appartenenti agli altri duomi, invece, mostrano ampie variazioni, specialmente all'interno di Profitis Elias, Nifios e Karaviotis. Gli inclusi appartenenti al duomo Trapesina, hanno un rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ leggermente più alto di Boriatico, ma omogeneo, mentre quelli del sistema Sterna presentano valori estremi e variabili. Alti valori di $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ si osservano, in molti casi, per inclusi che presentano contenuti più alti di silice e più bassi di MgO , rispetto alla popolazione di inclusi analizzati, e sono caratterizzati da una netta ossidazione nel campione a mano. In questo caso, l'alto valore del rapporto $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ è quindi imputabile ad un processo di ossidazione di Fe^{2+} a Fe^{3+} , probabilmente successivo alla formazione degli inclusi, quindi per alterazione idrotermale. Gli inclusi di Boriatico appaiono in questo senso quelli meno ossidati, indicando, sia che il magma da cui si sono formati, si trovava in condizioni meno ossidanti, sia anche che il duomo Boriatico risente in maniera minore del passaggio di fluidi idrotermali, rispetto ai quello degli inclusi nei duomi più vecchi.

All'azione di questi fluidi idrotermali e gas acidi, possono essere effettivamente attribuite alcune particolarità composizionali, spesso osservate per gli inclusi di Sterna e di alcuni appartenenti a Profitis Elias. In particolare in quest'ultimo sistema, gli inclusi con valori di $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ più alti, indipendentemente dal contenuto di silice, sono esattamente quelli campionati nel lobo NE del duomo, nel quale è nota la presenza di fumarole tuttora attive. Questa considerazione porta a concludere che sia i campioni di incluso di Sterna che quelli del lobo di Profitis Elias, sono stati soggetti ad una rilevante ossidazione, imputabile probabilmente a un intenso passaggio di fluidi e gas idrotermali; ciò si riflette sulle caratteristiche messe in evidenza anche da alcuni elementi maggiori e in tracce e ha portato ad escludere di questi campioni come rappresentativi del magma che li ha generati escludendoli dalle successive considerazioni di confronto fra sistema e sistema.

Per quanto riguarda gli elementi in tracce (fig.9.7), specie compatibili, come V, Cr, Ni, mostrano piccole ma significative variazioni sia tra gruppi di inclusi appartenenti ai diversi duomi, che all'interno dei singoli gruppi. Queste variazioni sono probabilmente legate all'effetto della cristallizzazione frazionata oppure alla presenza, all'interno degli inclusi, di aggregati cumulitici, di fasi femiche come pirosseni e/o olivina e ossidi. Tuttavia le variazioni di V, fortemente compatibile solo nelle fasi di ossido e quindi meno suscettibile agli effetti delle fasi femiche, appaiono più legate ad una diversa caratteristica del magma di origine dei diversi inclusi. Questo elemento infatti costituisce un buon discriminante tra i vari gruppi di inclusi appartenenti a i diversi duomi.

Anche Ba, Rb e Sr mostrano variazioni di concentrazione molto ampie, all'interno della popolazione di inclusi analizzati, mostrando anche una buona correlazione con il contenuto in silice. Nel complesso, analogamente a quanto visto per gli elementi

maggiori, gli inclusi di Boriatico si distinguono, da tutti gli altri sistemi di inclusi, per una composizione complessivamente più omogenea e tendenzialmente più primitiva.

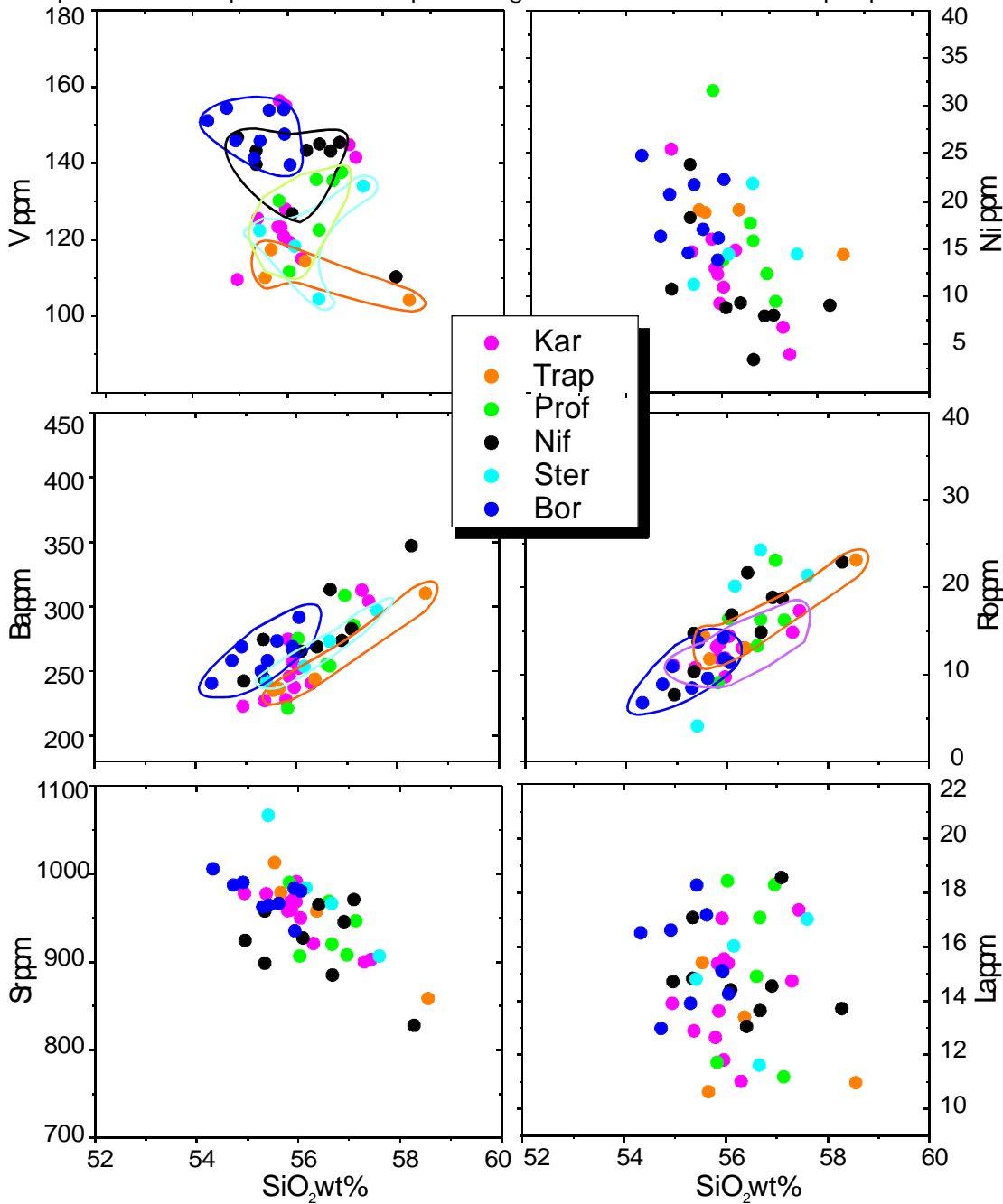


Figura 9.7: dettaglio delle variazioni composizionali per alcuni elementi in tracce significativi, all'interno degli inclusi analizzati. I campioni circolettati indicano quegli inclusi meno rappresentativi della composizione reale del sistema cui appartengono, in quanto spiccatamente condizionati da un mescolamento con il magma incassante.

Alcune prove eseguite, simulando un processo di cristallizzazione frazionata, sulla base dei soli elementi maggiori, all'interno degli inclusi analizzati, hanno messo in evidenza che, per ogni gruppo di inclusi, le piccole variazioni composizionali osservate possono essere ben spiegate con un 18% massimo di cristallizzazione frazionata di 50% plagioclasio ($An > 60\%$), 43% anfibolo, 7% di ossidi, con uno scarto minimo quadratico $< 1\%$. Ampliando la simulazione all'intera popolazione di inclusi le percentuali di cristallizzazione aumentano, ma peggiora l'errore sul risultato ottenuto (anche $> 2\%$). In

ogni caso, considerata la piccola entità di queste variazioni, anche le simulazioni di un processo di mescolamento, a partire dal termine meno evoluto per ogni gruppo di inclusi appartenente ai diversi duomi, soddisfa la variabilità composizionale osservata con percentuali di circa il 10% di mescolamento con il magma del duomo ospite. Questa percentuale aumenta di qualche punto percentuale se simulo un mescolamento all'intero della popolazione totale degli inclusi, partendo dal termine più mafico (NSI307 di Boriatico) e considerando un mescolante con una composizione analoga a quella delle lave del duomo di Profitis Elias.

Tuttavia, verificando questi due processi, sulla base degli elementi in tracce, è stato visto che le variazioni osservate per alcuni elementi, come Rb, Sr, Th, V, Cr, Ba, non sono giustificabili sulla base di una semplice cristallizzazione frazionata, come quella ottenuta per gli elementi maggiori, e neanche di un unico andamento di mescolamento tra due termini estremi. Tali elementi infatti, definiscono andamenti di mescolamento diversi rispetto agli altri elementi e contemporaneamente non sono giustificabili attraverso la cristallizzazione delle fasi utilizzate, prevedendo quindi la concomitanza di altri fattori, (come ad esempio la presenza di cumuli di minerali oppure di xenoliti di origine cumulitica, estranei al magma degli inclusi) che agiscono in maniera diversa per ogni distinta porzione di magma, spiegandone così le particolarità e l'impossibilità di giustificare le variazioni di dettaglio attraverso un unico processo comune.

Riconsiderando le relazioni geochimiche tra i duomi e gli inclusi, in particolare confrontando alcuni elementi in tracce significativi (come Sr, Rb, Th), in funzione di uno degli elementi più discriminanti come il V, si osserva infatti, che un ipotetico modello di semplice mescolamento non è sufficiente a descrivere le variazioni osservate (fig.9.8). Caratteristica per altro intuibile anche dall'andamento di alcuni elementi maggiori, come l'alluminio.

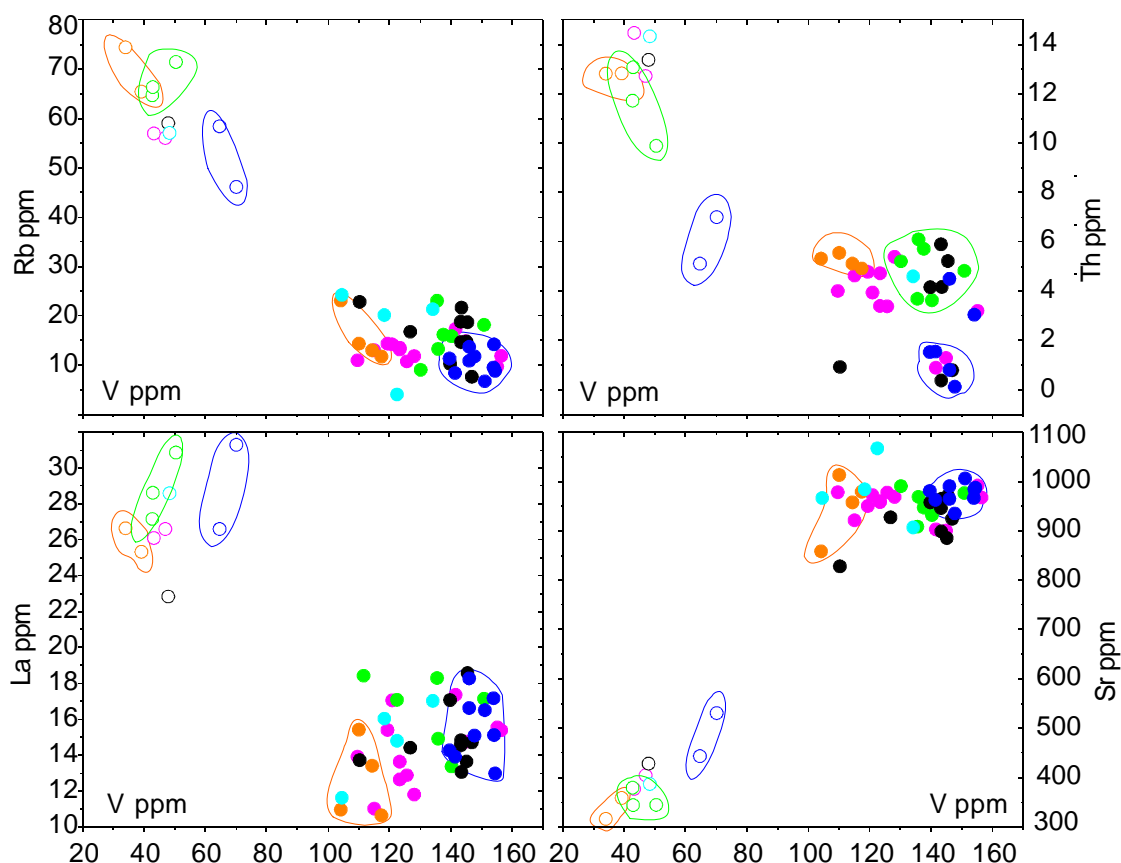


Figura 9.8: diagrammi di correlazione tra V e alcuni elementi in tracce incompatibili, che ben discriminano i gruppi di campioni appartenenti ai diversi sistemi di duomo-inclusi. Simboli come in figure 9.4 e 9.5.

In conclusione, le caratteristiche geochemiche indicano che, al fine di conciliare tutte le specifiche particolarità, è plausibile pensare che questi magmi relativamente primitivi degli inclusi, siano soggetti a processi di mescolamento e cristallizzazione frazionata, che giocano un ruolo separato e, probabilmente, diverso in entità e proporzioni, tra sistema e sistema di inclusi, che di conseguenza si riflette sulle relazioni duomo-inclusi, cui si aggiunge l'effetto di aggregati cumulitici di minerali, di xenoliti o di singole fasi mineralogiche (femici o plagioclasti), derivanti dall'ingressione dal duomo all'interno degli inclusi. In particolare la presenza di plagioclasti è confermata dalle anomalie positive del rapporto Eu/Eu^* , che per alcuni inclusi arriva a 1.2.

Ciò è comunque in accordo con quanto osservato petrograficamente: la differenza nell'entità dell'interazione tra magma dei duomi e quello degli inclusi era stata già ipotizzata in base all'abbondanza di micro inclusi e ingressioni di fasi sia femiche che plagioclastio tra i vari sistemi di duomi. Queste caratteristiche sono probabilmente in grado di spiegare le differenze e variazioni, composti zonali più anomale, mostrate da alcuni campioni. Infine, variazioni molto particolari, messe in evidenza per alcuni elementi (es. Zn per gli inclusi di Sterna e Profitis Elias) in certi campioni di incluso, possono essere spiegate attraverso l'azione di fluidi idrotermali, che portano alla cristallizzazione all'interno dei vacuoli degli inclusi di mineralizzazioni secondarie di origine idrotermale (es. galena).

Nel dettaglio, le variazioni composizionali degli inclusi, in particolare per gli elementi in tracce, permettono di discriminare, alcuni gruppi di inclusi, appartenenti a duomi diversi, e nello stesso tempo di accomunarne altri (fig. 9.7). Queste piccole variazioni sono indicative dell'azione di processi evolutivi che

1 - Il sistema inclusi di Profitis Elias, mostra una composizione piuttosto omogenea, con un contenuto di silice poco variabile, da 56 a 57%. Questi inclusi hanno complessivamente, a parità di silice, all'interno della popolazione di inclusi analizzata, più basso Al_2O_3 , MgO (ad eccezione di due campioni contenenti aggregati cumulitici con olivina e ortopirosseno), più basso Sr e tendenzialmente più alto Rb. Tra gli elementi in tracce compatibili, appartengono al gruppo di inclusi con più basso V e Ni, mentre rispetto al Cr è fondamentale l'effetto delle fasi femiche: a parità di silice, si possono distinguere infatti, due gruppi ad alto e basso Cr.

Spesso associati al gruppo di inclusi di Profitis Elias sono quelli di Sterna e Trapesina. Quest'ultimo gruppo di inclusi, tuttavia, ad eccezione di un campione con una composizione allineata lungo un ipotetico andamento di mescolamento con il magma del duomo, presenta una variabilità estremamente limitata, sia per gli elementi maggiori che per le tracce, con composizioni complessivamente meno evolute, ma probabilmente sempre legate alla porzione di magma che ha generato gli inclusi di Profitis Elias e Sterna. La maggiore omogeneità di questi inclusi, è probabilmente dovuta ad una minore rappresentatività del campionamento, e ad un numero complessivamente inferiore di inclusi analizzati. Le osservazioni petrografiche e di campagna mettono in evidenza la presenza di inclusi nell'incluso, in alcuni campioni di questo sistema. Ciò indica la presenza di un ulteriore, diverso (almeno in quanto a proprietà reologiche), magma mafico nel sistema più primitivo del periodo post-caldera. Questo nuovo arrivo di magma,

avviene quando il "primo" magma mafico, ormai presente in camera magmatica, si è leggermente differenziato, precedentemente alla formazione degli inclusi di Trapesina. Le piccole differenze reologiche, di temperatura e, forse, anche di grado evolutivo sono in grado di creare una seconda e meno accentuata interfaccia, generando questi inclusi nell'incluso.

2 - Caratteristiche composizionali intermedie sono quelle definite dagli inclusi del duomo Nifios, messo in posto successivamente a Trapesina. Questi inclusi ricoprono un ampio campo di variabilità, con silice variabile da 54.5% (più bassa rispetto a tutti gli inclusi dei duomi appena descritti) fino a 58.8%. Inoltre presentano un contenuto maggiore di V e anche di Ba e sembrano correlare i campi composizionali definiti dagli inclusi di Profitis Elias e di Boriatico.

3 - Anche gli inclusi appartenenti al sistema duomo Karaviotis, presentano composizioni complessivamente molto variabili, e spesso intermedie tra quelle osservate per Boriatico e Profitis Elias (es. Al_2O_3 , Nd, Zr, Rb). Il contenuto in silice varia complessivamente da 55 a 57.5%, anche se MgO rimane sempre molto omogeneo, analogamente a quanto mostrato dagli inclusi di Trapesina. Per la maggior parte degli elementi, sia maggiori che in tracce, questo gruppo di inclusi definisce un campo di variabilità costantemente intermedio e molto variabile, ricalcando talvolta andamenti simili agli inclusi di Profitis Elias (es. Ba, Ni), talvolta quelli di Boriatico (es. Sr). Per elementi come Ba e Rb, si osserva una buona correlazione diretta in funzione della silice, mentre è inversa per lo Sr. Questi ultimi due gruppi di inclusi, appartenenti al duomo Nifos e a quello di Karaviotis, mostrano quindi caratteristiche comuni tra loro e sembrano campionare porzioni di magma, con caratteristiche simili sia a quello che genera gli inclusi dei duomi più vecchi, sia quello che genera gli inclusi di Boriatico. E' quindi probabile che gli inclusi di questi due sistemi campionino sia il "primo" magma mafico, che produce i primi inclusi, nella parte più alta della camera magmatica, sia quello che genera la seconda interfaccia. In questo senso è possibile che superficie di interazione tra il magma mafico degli inclusi e quello evoluto dei duomi, quindi di conseguenza anche la seconda interfaccia tra i due diversi magmi mafici, si sposti nel tempo verso l'alto.

4 - Gli inclusi del sistema di Boriatico, oltre a rappresentare un gruppo con caratteristiche complessivamente più primitive (più bassa silice, più alto Mg), presentano una composizione molto omogenea, con una dispersione dei punti rappresentativi delle composizioni dei singoli campioni minore rispetto a Profitis Elias. Al_2O_3 , CaO, V, Ni, Cr, Zr, Nd, Ba, Sr sono presenti in concentrazioni leggermente più alte, rispetto a gli altri inclusi, per valori di silice confrontabili. Comportamento contrario si osserva per Co, Zn, Rb e, in particolare, Pb e Th. In funzione del contenuto in La, a parità di concentrazione di silice, si possono individuare due distinti gruppi di inclusi all'interno della popolazione analizzata. Un controllo petrografico ha messo in evidenza la presenza all'interno del gruppo di inclusi a più alto La di aggregati gabbroidi o di tipo cumulitico, costituiti da minerali femici (olivina e pirosseni) aggregati con plagioclasti che presentano apatite come inclusione all'interno dei cristalli. Le caratteristiche ben distinte degli inclusi campionati nel duomo Boriatico e, in particolare, l'assenza di campioni con caratteristiche intermedie, come in Karaviotis e Nifios, indicano che il magma che costituisce questi inclusi è composto esclusivamente da quello mafico, più profondo, che ha generato gli

inclusi nell'incluso. Tuttavia, anche all'interno di Boriatico è stata osservata la presenza di inclusi nell'incluso. Ciò potrebbe essere indicativo della presenza di una ulteriore, più profonda, interfaccia con un nuovo magma mafico, con caratteristiche leggermente diverse, probabilmente per temperatura e reologia.

9.2.3 Caratterizzazione isotopica dei prodotti post-caldera

Anche da punto di vista isotopico si osserva una netta differenza tra il sistema dei duomi e i relativi inclusi. I duomi hanno valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nettamente inferiori rispetto agli inclusi, con valori da 0.70402, per il duomo di Boriatico a 0.70426 per il duomo di Trapesina. Gli inclusi invece hanno $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variabile da 0.70392 per un inclusi di Profitis Elias a 0.70383 per un incluso appartenente a Boriatico (fig. 9.10).

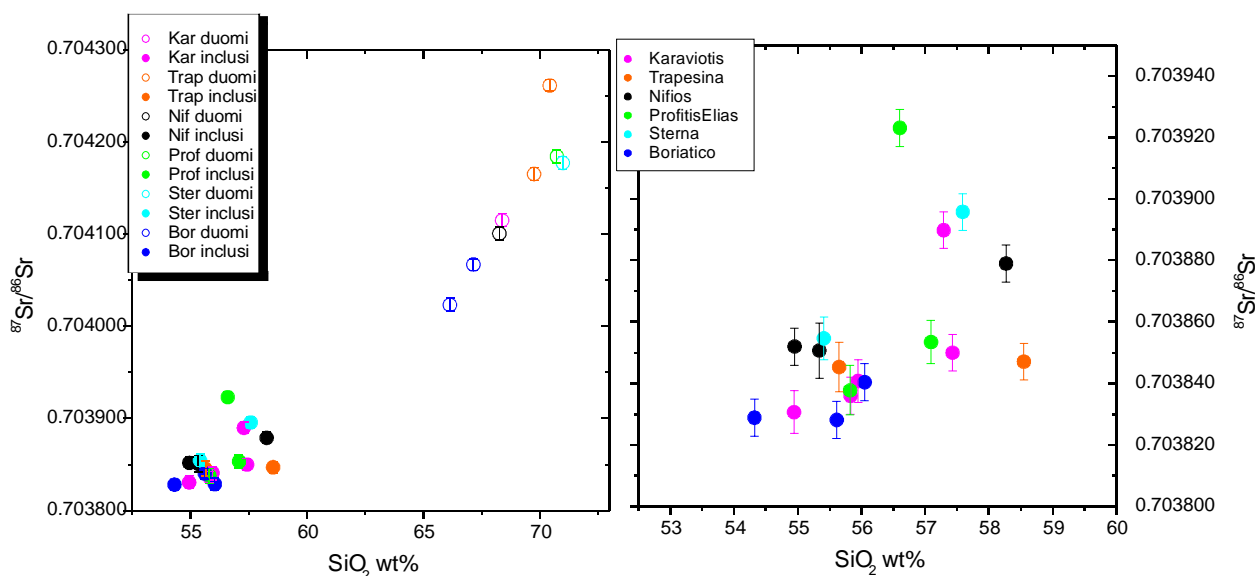


Figura 9.9: a: variazioni del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la silice per i campioni di duomo e di inclusi analizzati; b: dettaglio delle variazioni del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la silice, per i campioni di incluso analizzati

Questi rapporti definiscono una correlazione positiva con il contenuto di silice, ben definita nel caso dei duomi, meno accentuata invece tra gli inclusi (fig.9.10).

Le composizioni meno radiogeniche sono presentate dai campioni sia di incluso che di duomo appartenenti al sistema Boriatico, che conferma le sue caratteristiche distinte dal resto degli altri sistemi. Considerando il solo rapporto isotopico dello Sr gli inclusi di Boriatico, insieme a quelli di Trapesina, mostrano le composizioni più omogenee, diversamente però da quanto si osserva per i corrispettivi duomi, entrambi infatti presentano una variabilità del rapporto isotopico dello Sr abbastanza ampia, ma in direzioni opposte. Il duomo di Boriatico tende verso le composizioni degli inclusi, mentre quello di Trapesina presenta, in uno dei due campioni rappresentativi, il valore più radiogenico tra quelli osservati nei duomi.

Per quanto riguarda i valori del rapporto isotopico del Nd si osservano variazioni da 0.51264, per il duomo Trapesina, a 0.51266 per il duomo di Boriatico, che si confermano i sistemi con composizioni estreme dell'intervallo di variabilità isotopica definito dai duomi di Nisyros. Gli inclusi $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variano invece da 0.51269 per un incluso di Profitis Elias a 0.51273 per un incluso di Boriatico. I rapporti isotopici del Nd descrivono una

complessiva correlazione inversa con quelli dello Sr, all'interno della variabilità osservata tra duomi e inclusi (fig.9.11).

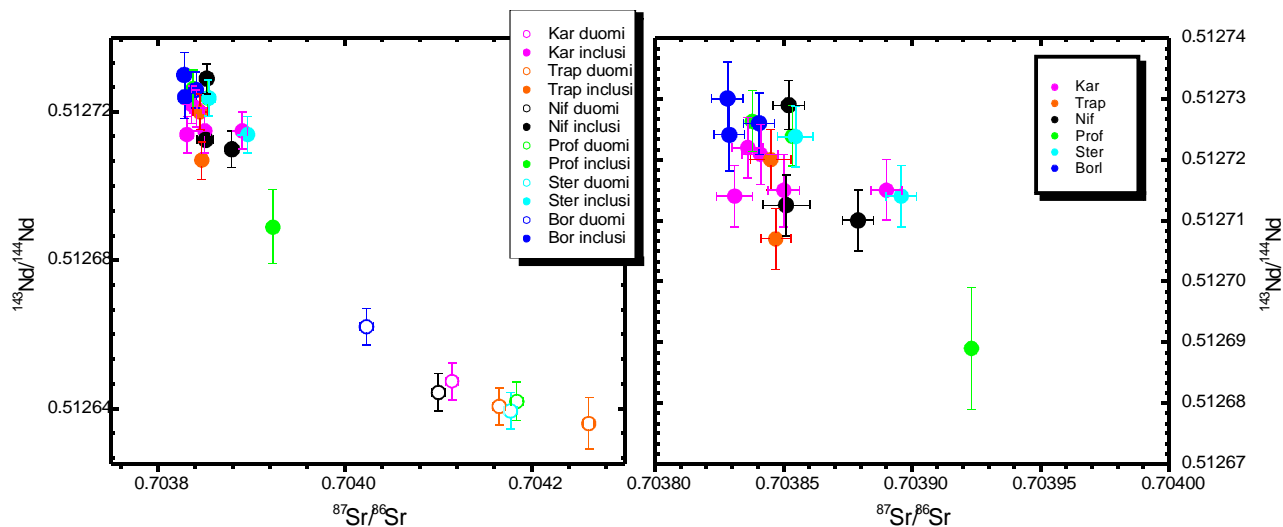


Figura 9.10: a: variazioni dei rapporti isotopici di Sr e Nd nei duomi e negli inclusi analizzati; b: variazioni dei rapporti isotopici di Sr e Nd per il solo sistema inclusi.

In dettaglio, i duomi Profitis Elias, Trapesina e Sterna, cioè i sistemi più vecchi, presentano le composizioni più radiogeniche per quanto riguarda lo Sr e meno radiogeniche per il Nd all'interno del sistema duomi-inclusi. In particolare Trapesina mostra un'ampia variabilità, mentre i duomi di Profitis Elias e Sterna presentano composizioni isotopiche simili. I duomi di Karaviotis e Nifios appaiono di nuovo simili in composizione e intermedi tra il gruppo dei duomi più vecchi e il duomo di Boriatico che tende maggiormente verso composizioni meno radiogeniche.

All'interno degli inclusi è evidente che quelli appartenenti al sistema di Boriatico hanno la composizione isotopica complessivamente più omogenea e dai caratteri più primitivi (più basso $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, più bassa silice e più alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Profitis Elias presenterebbe caratteristiche simili, ma leggermente più radiogeniche ed evolute, se si esclude un campione di incluso che sembra avere una composizione isotopica intermedia tra il campo di variabilità degli inclusi e quello dei duomi. Nifos e Sterna mostrano la variazione isotopica più ampia, con composizioni tra le più radiogeniche rilevate per l'intera popolazione di inclusi. Il sistema di inclusi di Karaviotis presenta infine caratteristiche intermedie, con campioni di incluso paragonabili a quelli di Boriatico fino a composizioni isotopiche più simili a quelle dei sistemi di Sterna e Nifios più radiogenici.

9.2.4 Un possibile modello interpretativo

Riassumendo, le caratteristiche geochemiche e isotopiche indicano che i gruppi di inclusi di Boriatico e Profitis Elias, rispettivamente appartenenti al duomo più giovane in assoluto, e ad uno dei più vecchi emessi nel periodo post-caldera, appaiono sempre ben distinti tra di loro e mostrano, al loro interno, composizioni piuttosto omogenee. Solo l'analisi isotopica mette in evidenza una maggiore variabilità di Profitis Elias. Sterna e Trapesina ricalcano ampiamente le caratteristiche di Profitis Elias.

Gli inclusi appartenenti ai duomi di Nifios e Karaviotis, presentano invece caratteristiche intermedie, sia nel grado evolutivo, che nell'andamento di molti elementi maggiori e in tracce, che delle caratteristiche isotopiche. Per questo motivo, sembrano essere rappresentativi di una fase di transizione tra il sistema-inclusi dei duomi più vecchi verso quello di Boriatico.

Sulla base di queste osservazioni è possibile proporre un modello di "dispersione" dei diversi gruppi di inclusi all'interno della dacite.

Si possono, innanzi tutto, ipotizzare due diversi tipi di processi, che conducono alla differenziazione e all'acquisizione delle diverse caratteristiche geochemico-isotopiche delle diverse porzioni di magma mafico: quelli che avvengono prima che si formino gli inclusi veri e propri quindi nella parte bassa della camera magmatica, e quelli che avvengono successivamente la dispersione sottoforma di inclusi del magma mafico all'interno dell'evoluto ospite. I primi processi consistono in cristallizzazione frazionata e possibile assimilazione, e provocano una certa stratificazione del sistema mafico; gli altri consistono essenzialmente in un mescolamento, principalmente fisico ma anche, forse, chimico. Il mescolamento fisico consiste in tutti quei fenomeni di scambio di fasi (cristalli di plagiocalsio dal duomo all'incluso, femici sia dal duomo all'incluso che viceversa) e di porzioni di magma tra i due sistemi (micro-inclusi all'interno delle lave evolute, interdigitazioni del vetro della massa di fondo del duomo negli inclusi); un mescolamento chimico, può essere invece legato all'assimilazione di vetro evoluto espulso dagli inclusi, o di diffusione degli elementi tra i due magmi.

Procedendo dal sistema duomo-inclusi di Profitis Elias verso quello di Trapesina, quindi all'interno degli inclusi che per primi si disperdono nella rio-dacite ospite e che per primi si mettono in posto, si osserva ha una lieve evoluzione del magma mafico, con una tendenza verso composizioni di mescolamento.

Al momento della formazione degli inclusi di Trapesina, all'interno del magma mafico si verifica l'arrivo di un nuovo magma, con caratteristiche simili, ma leggermente più radiogenico come $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con proprietà reologiche diverse e forse temperature maggiori, che crea una seconda interfaccia leggermente più profonda. Ciò è testimoniato dalla presenza di inclusi nell'incluso.

Gli inclusi di Nifios e Karaviotis si formano quindi, successivamente, campionando entrambi i magmi e dando luogo, infatti, ad una maggiore variabilità di composizioni. Dal nuovo magma, meno differenziato e quindi anche più omogeneo, si formano infine gli inclusi di Boriatico. La porzione di magma che forma gli inclusi di Boriatico è quindi l'ultima a disperdersi all'interno dell'evoluto ospite e da luogo probabilmente ad una interazione più spinta e pervasiva che provoca una ibridizzazione del magma ospite più netta rispetto agli altri sistemi precedenti. Ciò avviene probabilmente in virtù della maggiore temperatura di questi magmi mafici generando una interazione amplificata e a scala minore. Anche questi inclusi possiedono inclusi nell'incluso, forse indicativi di un nuovo apporto.

La ricostruzione appena descritta (schema esemplificativo in fig 9.9), tiene conto di tutte le piccole variazioni geochemiche, osservate all'interno degli inclusi, che definiscono una variabilità del componente mafico nel sistema post-caldera. Questo, indica che il magma rio-dacitico, che ha formato i diversi duomi, ha interagito nel tempo, con un magma primitivo, con caratteristiche distinte tra la fase iniziale di messa in posto e quella finale. La formazione di inclusi nell'incluso è, inoltre, una chiara prova dell'arrivo di un magma diverso, che rialimenta il sistema in un momento successivo alla prima intrusione.

Il sistema della camera magmatica post-caldera appare, quindi, un sistema estremamente zonato in maniera molto articolata, sia nella porzione evoluta, che in quella mafica, dove si possono riconoscere almeno una, forse più, interfacce progressivamente più profonde e probabilmente progressivamente meno nette, determinate da un magma forse più primitivo.

Sistema post-caldera

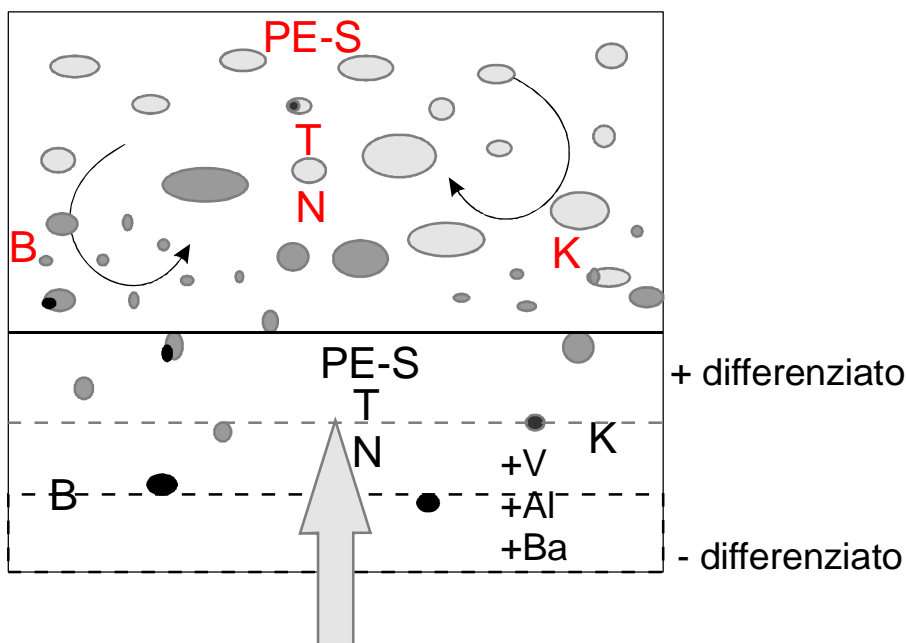


Figura 9.11: rappresentazione schematica di una ipotetica camera magmatica post-caldera. Le linee tratteggiate indicano le possibili interfacce all'interno del sistema mafico del magma degli inclusi, la linea continua indica l'interfaccia tra il magma mafico e quello evoluto dei duomi. In grigio chiaro sono rappresentati i primi inclusi che vengono messi in posto all'interno dei duomi di Profitis Elias e Sterna. In grigio scuro sono rappresentati invece quegli inclusi formatisi dal nuovo magma, che crea la prima interfaccia, campionato come inclusi nell'incluso da Trapesina. In nero sono rappresentati gli inclusi formatisi dalla probabile seconda interfaccia e osservati come inclusi nell'incluso in Boriatico. La posizione delle sigle si riferisce alla ideale stratificazione della camera magmatica in relazione alla successione temporale di messa in posto dei diversi sistemi duomo (rosso)-incluso (nero). PE = Profitis Elias, S = Sterna, T = Trapesina, N = Nifios, K = Karaviotis, B = Boriatico. La freccia grigia indica la possibile progressiva risalita dell'interfaccia tra magma evoluto e magma mafico nel tempo.

9.3 Yali

Come già anticipato nel capitolo 8, i prodotti appartenenti a questo sistema variano in composizione da andesiti basaltiche (litici juvenili) a rioliti (pomice e lave). Il contenuto di SiO_2 varia complessivamente da 53.6% a 76.9%. I prodotti in assoluto più evoluti sono le lave del duomo perlitico-ossidiano e lo juvenile costituente il tuff-ring, entrambi prodotti dell'attività vulcanica finale, concentrata nella parte NE dell'isola. La porzione evoluta che caratterizza lo juvenile prevalente del deposito di caduta dello YUP, presenta un grado evolutivo leggermente inferiore, rispetto a queste lave, con circa 69% di silice. Tra i prodotti mafici invece, i litici juvenili dello YUP, rappresentano i prodotti in assoluto più primitivi da noi osservati (circa 53% di silice) su Yali. Anche il litico juvenile prelevato dal *tuff-ring*, presenta comunque una composizione piuttosto primitiva, con SiO_2 pari a 55.5%.

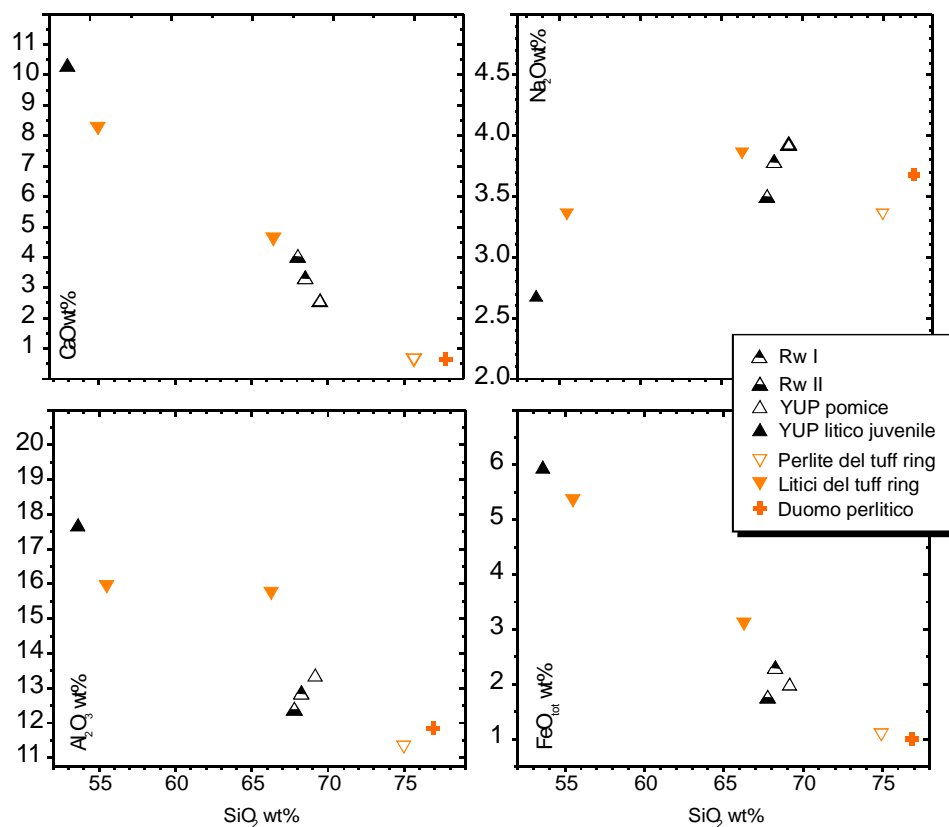


Figura 9.12: variazione di alcuni elementi maggiori in funzione del contenuto in silice, per i prodotti di Yali

Queste evidenze indicano la presenza di un netto e ampio intervallo composizionale, all'interno dei prodotti piroclastici appartenenti alla fase di attività più recente di questo centro eruttivo, in entrambi i due periodi eruttivi studiati.

Complessivamente, gli elementi maggiori e le tracce (fig. 9.10) mettono in evidenza variazioni composizionali in linea con il diverso grado evolutivo dei prodotti campionati. Al_2O_3 , CaO , FeO , MnO , TiO_2 , e P_2O_5 sono presenti in concentrazioni minori nei prodotti più evoluti, contrariamente a Na_2O e K_2O . Per quanto riguarda gli elementi in tracce (fig. 9.11) si osservano contenuti più bassi in elementi compatibili e in Sr nei termini più evoluti insieme ad un arricchimento in tutti gli altri elementi, rispetto alla porzione più primitiva. Confrontando tra di loro i termini più evoluti appartenenti ai due diversi sistemi, si osserva che le lave perlitico-ossidianacee e lo juvenile del tuff-ring, mostrano un contenuto minore di Na_2O rispetto alla pomice dello YUP e bassi valori di Zr e Nd.

Tra i litici juvenili, non ci sono invece particolari differenze, ad eccezione di alcuni elementi in tracce: il campione NIS344, litico juvenile del tuff-ring, presenta un contenuto inferiore di Nd, Nd, Th e Pb rispetto al litico juvenile, più primitivo, campionato nel deposito di caduta dello YUP. Inoltre lo stesso campione mostra arricchimenti notevoli in Cr e Ni, caratteristica conferitagli dalla presenza di olivine fortemente forsteritiche al suo interno. Il campione di litico, campionato nello stesso deposito di tuff-ring, interpretato sulla base delle osservazioni petrografiche, come appartenente al duomo sottostante, presenta basso Pb e Nd e un contenuto di Sr nettamente diverso, con valori più alti rispetto a tutti gli altri prodotti campionati a Yali. Il contenuto di Sr, nei prodotti di Yali, infatti, varia da 324 ppm a 61 ppm procedendo dai termini mafici fino a quelli più

evoluto, nettamente inferiore ai valori rilevati nei prodotti di Nisyros. Questo litico invece (NIS355), presenta un contenuto di Sr comparabile con quello dei duomi di Nisyros.

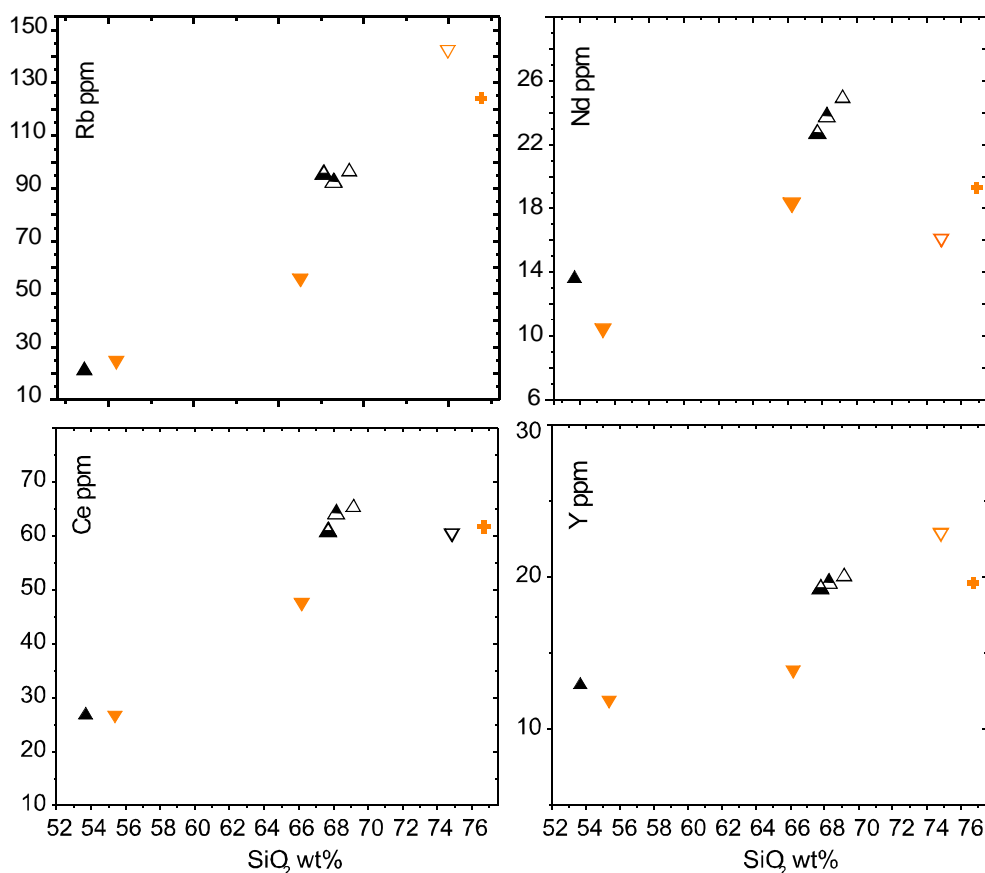


Figura 9.13: variazione di alcuni elementi in tracce significativi in funzione del contenuto in silice per i prodotti di Yali. Simboli come in figura 9.10.

Le pomice dei due livelli di epiclastiti sovrastanti lo YUP, hanno una composizione simile alle pomice dello YUP, ma presentano alcune differenze sia negli elementi maggiori che in tracce che potrebbero far pensare ad una provenienza diversa, legata forse ad un distinto evento esplosivo.

9.3.1 Caratterizzazione isotopica

I risultati isotopici ricalcano la netta distinzione tra prodotti evoluti e primitivi con valori di $^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr}$ di 0.70451 a 0.70494, rispettivamente per le pomice e lo juvenile perlitico del tuff-ring, nettamente più alti dei litici juvenili che variano da 0.70439 nel litico juvenile dello YUP, a 0.704 per quello del tuff-ring (fig.9.12). I rapporti isotopici del Nd hanno un andamento speculare a quello descritto dallo Sr, definendo una correlazione inversa.

Le pomice dei livelli di epiclastiti, hanno un rapporto isotopico $^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr}$ inferiore rispetto a quello delle pomice dello YUP, ma uguale valore del rapporto isotopico del Nd. Per queste pomice rimaneggiate, le analisi sono state condotte sul campione lisciviato, tenuto conto della presenza di calcite nei vacuoli, al contrario le pomice dello YUP sono state analizzate sul campione non trattato. Osservando con maggior dettaglio le sezioni sottili delle pomice in posto, del deposito dello YUP, si osserva anche in questo caso, la presenza di

calcite interstiziale. Ciò significa che probabilmente anche queste pomice hanno subito un fenomeno di interazione con l'acqua di mare. Una piccola percentuale di mescolamento con materiale ad alto $^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr}$, come quello tipico dell'acqua di mare, può in effetti aumentare il rapporto isotopico fino a quello ottenuto per le pomice dello YUP. Per questo motivo le pomice rimaneggiate, vengono interpretate come prodotte dallo stesso evento esplosivo. Il deposito autoctono di queste pomice era probabilmente situato su un alto topografico, attualmente non più visibile a causa dei movimenti tettonici. Da questo alto, probabilmente si sono formati, forse in un tempo neanche troppo successivo all'eruzione, degli scivolamenti e franamenti che hanno prodotto le epiclastiti campionate.

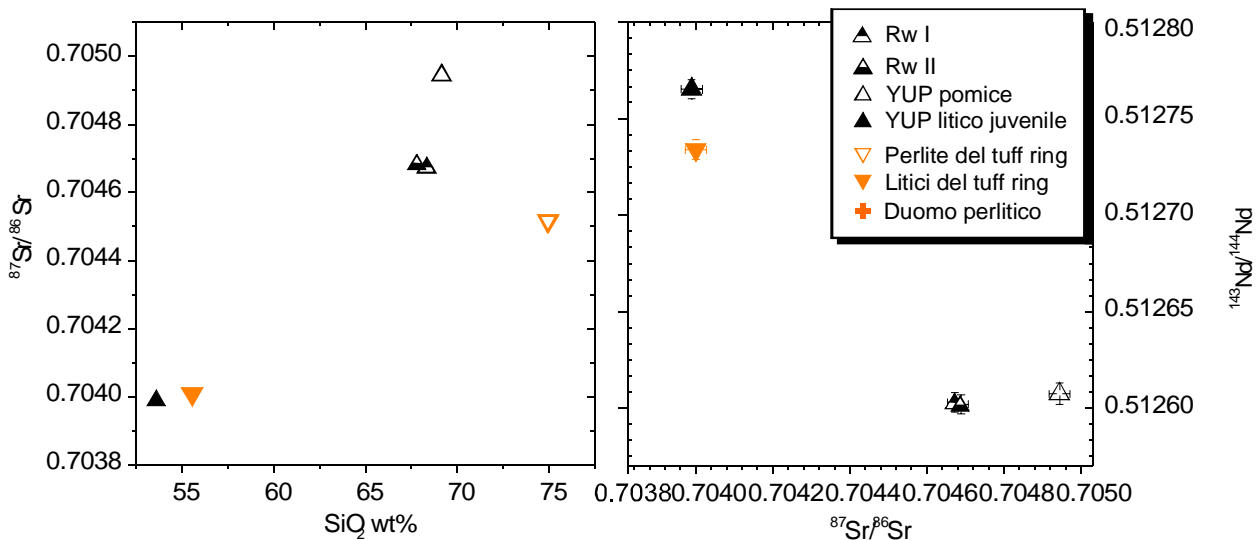


Figura 9.14: caratterizzazione isotopica dei prodotti di Yali: a: variazione del rapporto isotopico dello Sr in funzione del contenuto in silice; b: variazione del rapporto isotopico di Sr e Nd

Complessivamente possiamo dire che, i prodotti campionati a Yali appartengono a due sistemi diversi, quello esclusivamente piroclastico dello YUP e quello dei duomi e *tuff-ring* di Kamara, che mostrano caratteristiche leggermente distinte tra di loro, soprattutto in termini di grado evolutivo e valore del rapporto isotopico dello Sr.

In entrambi i casi, all'interno dei depositi piroclastici (YUP e *tuff ring*), lo juvenile campionato presenta una dualità composizionale data dalla presenza di litici juvenili primitivi all'interno di depositi costituiti prevalentemente da pomice molto evolute, definendo ampio intervallo di composizione.

Confrontando i due sistemi è possibile individuare una tendenza verso composizioni globalmente più evolute nei prodotti dell'attività finale, della porzione di NE, sia nelle lave e nelle piroclastiti del *tuff ring*, con contenuti estremi di silice (>76%), che nei litici juvenili più primitivi.

Anche gli isotopi confermano questa dualità, presentando valori dei rapporti isotopici ampiamente distinti tra la porzione primitiva e quella evoluta. I valori di $^{87}\text{S}/^{86}\text{Sr}$ mostrano, inoltre, una variazione verso composizioni meno radiogeniche nelle porzioni evolute. Questa differenza è probabilmente imputabile a differenti gradi di assimilazione crostale cui è soggetto il magma evoluto in camera magmatica.

9.4 Nisyros e Yali: due sistemi a confronto

Confrontando i prodotti dell'attività finale dei centri vulcanici di Nisyros e Yali emergono alcune particolarità, che permettono di discriminare i due sistemi.

1 – Gli elementi maggiori presentano alcune differenze nei contenuti di Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 che risultano complessivamente più bassi e ben distinti per tutti i campioni analizzati di Yali, rispetto a quelli di Nisyros. K_2O è nettamente più alto per prodotti più evoluti di Yali, al contrario di FeO_{tot} e Na_2O che registrano contenuti minori. Anche il grado evolutivo complessivo registra delle differenze, con i prodotti di Yali a composizioni distintamente più estreme.

2 – Gli elementi in tracce invece presentano una netta distinzione solamente nei contenuti di Sr, che appaiono più bassi per tutti i campioni di Yali, rispetto al sistema di Nisyros. Questo elemento appare fortemente discriminante anche per le due fasi di attività di Nisyros, con il sistema duomi-inclusi nettamente arricchito in Sr in particolare nei campioni di incluso, dove si registrano concentrazioni molto elevate per questo elemento.

Tra gli altri elementi in tracce V e Cr registrano contenuti leggermente minori per la porzione evoluta dei campioni di Yali rispetto a quella dei campioni di Nisyros (sia UP che PCD). Ce, La e Rb appaiono invece leggermente arricchiti, nei termini più evoluti di Yali, rispetto a quelli di Nisyros a parità di contenuto in silice.

3 - Gli andamenti delle terre rare e degli altri elementi in tracce indicano un pattern comune per tutti i campioni analizzati nei tre diversi sistemi e quindi una generale affinità di sorgente.

4 - Gli isotopi confermano quanto già evidenziato dagli andamenti composizionali degli elementi maggiori e in tracce, distinguendo nettamente le fasi di attività considerate; in particolare appaiono ben distinti il sistema di Nisyros da quello di Yali.

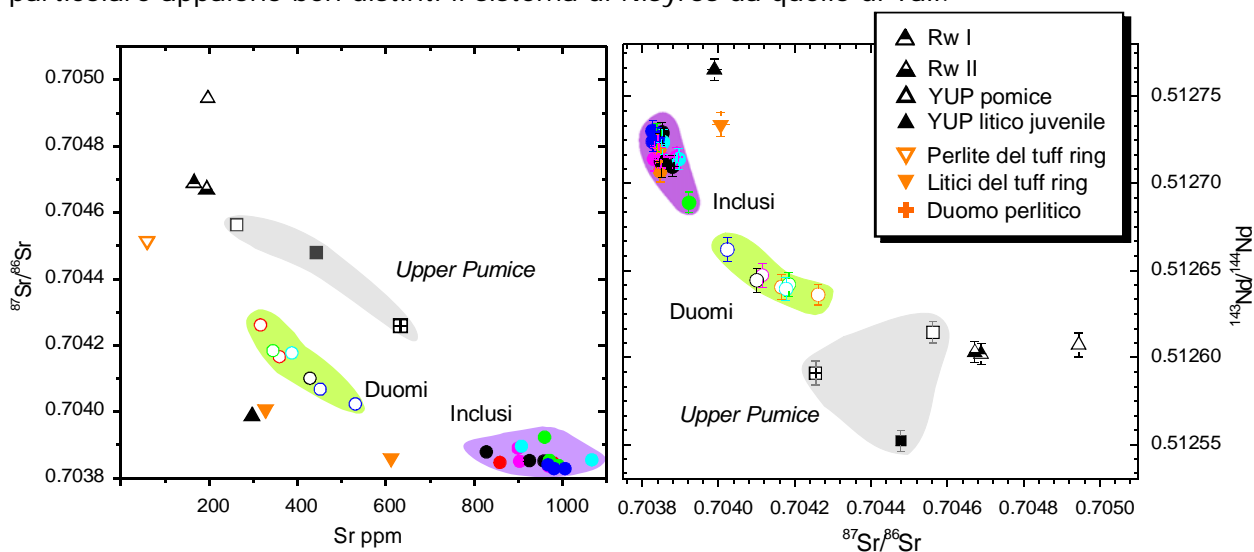


Figura 11.15: confronti tra i prodotti dell'attività finale di Nisyros e di Yali in funzione dei rapporti isotopici di Sr e Nd e del contenuto in Sr. I prodotti dell'Upper Pumice sono evidenziati dal campo grigio, quelli dei duomi dal campo verde e quelli degli inclusi dal campo viola.

In conclusione, i sistemi studiati riflettono quattro distinte fasi di attività, alternativamente esplosiva ed effusiva, due per Nisyros e due per Yali.

In entrambi i casi si osserva la presenza di fenomeni di mingling, un passaggio da un'attività esplosiva ad una effusiva nel tempo, insieme ad una evoluzione verso un sistema complessivamente meno radiogenico. Queste caratteristiche sono particolarmente articolate nei prodotti appartenenti a Nisyros, dove sembra esserci anche una variazione dell'intero sistema verso composizioni più primitive nel tempo, all'interno della porzione di magma mafico.

La distinzione nelle caratteristiche composizionali messe in evidenza per i due sistemi vulcanici di Nisyros e Yali, indicano comunque una evoluzione separata l'uno dall'altro, legata a due sistemi di alimentazione molto vicini, ma distinti, nei quali si hanno processi simili, ma indipendenti.

BIBLIOGRAFIA

- Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougioukalakis, G., Defant, M.J., Innocenti, F., Manetti, P., 1995 - *Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece*. Bulletin of Volcanology **56**, 601– 620.
- Seymour, K.S., Vlassopoulos, D., 1992 - *Magma mixing at Nisyros volcano, as inferred from incompatible trace-element systematics*. Journal of Volcanology and Geothermal Research **50**, 273– 299.

Capitolo 10

ISOTOPI DELLO Sr *IN-SITU* SU MACRO-CRISTALLI DI PLAGIOCLASIO NEGLI INCLUSI DI NISYROS

10.1 Introduzione

I processi di *mingling* che caratterizzano i prodotti emessi nell'ultima fase di attività di Nisyros, sono stati indagati approfonditamente sia dal punto di vista petrologico-mineralogico che geochimico-isotopico. Queste indagini hanno messo in luce una serie di caratteristiche che indicano fenomeni di interscambio di porzioni di materiale (micro-inclusioni o singole fasi mineralogiche) tra il magma dei duomi e quello degli inclusi. In particolare, la popolazione dei plagioclasii presenta tutta una serie di peculiarità che meritano indagini più approfondite.

Per prima cosa, il plagioclasio è la fase che registra la storia di cristallizzazione più completa nel corso dell'evoluzione di un magma e permette di registrare le perturbazioni del sistema. In particolare, i plagioclasii da noi osservati, sono quelli che, petrograficamente, dimostrano in maniera più evidente il processo di interscambio di fasi, tra i magmi del duomo e degli inclusi; sono quelli che mostrano più nettamente la presenza di due popolazioni con composizioni prevalenti ben distinte, insieme a ricorrenti punti di composizione intermedia, tra questi due "termini estremi", o piccole zonature oscillatorie; infine, sono quelli che presentano le più spinte tessiture di disequilibrio e evidenze di fenomeni di dissoluzione nel corso della loro "crescita".

Tenuto conto di tutti questi particolari, un'indagine micro-analitica di dettaglio delle loro caratteristiche isotopiche, appare importante, al fine di comprendere più a fondo meccanismi di interscambio e di eventuale riciclaggio di cristalli, all'interno del sistema più recente dell'attività di questo vulcano.

I rapporti isotopici dello Sr, infatti, sono un parametro diagnostico inequivocabile nella discriminazione di un sistema, poiché sono indipendenti dal grado evolutivo del magma o da variazioni di parametri fisici, come pressione e temperatura, contrariamente ai parametri composizionali come, ad esempio, il valore del rapporto Na/Ca, ovvero il contenuto di anortite. Inoltre in un sistema come Nisyros, dove le caratteristiche isotopiche dei prodotti emessi sono variate nel corso dei diversi periodi eruttivi (Francalanci et al., 1995) un'indagine di questo tipo assume a maggior ragione una importanza fondamentale.

Inoltre, il plagioclasio è il minerale con i più alti contenuti di Sr e, nelle rocce studiate, si presenta comunemente come cristalli di dimensioni anche notevoli; tutto ciò rende queste rocce ideali per la messa a punto e la sperimentazione del metodo di micro-analisi isotopica. Tale messa a punto, ha compreso sia la parte di campionamento dei cristalli (per mezzo del dispositivo di perforazione meccanica MicroMill), che di procedura analitica in laboratorio di chimica fine, che di misurazione con lo spettrometro di massa (Triton-Ti).

Il micro-campionamento ha riguardato principalmente i cristalli di plagioclasio, tuttavia, per verificare l'equilibrio isotopico fra minerale e liquido ospite, è stato effettuato anche un micro-campionamento delle masse di fondo per ogni campione

scelto, prelevando porzioni omogenee, rappresentative. Quando presenti, sono state campionate *in-situ* anche zone di interdigitazione (come in NIS278, TRA-1, fig.10.3a), *chilled margin* (NIS336, KA-cm, fig.10.3b) o porzioni a diversa cristallinità (NIS327, fig.10.3c).

La complessità di alcuni tra gli inclusi selezionati (es. per il campione di Trapesina in fig.10.1a,b), ha imposto anche una ulteriore caratterizzazione di supporto a queste indagini isotopiche di dettaglio. In questi campioni, infatti, sono presenti interdigitazioni di porzioni di duomo e inclusi nell'incluso, sia afirici e con struttura dictitaxitica (es. TRA-I in figura 10.1a), che come aggregati di cristalli di aspetto cumulitico (es. TRA-II in figura 10.1b). Questi ultimi, sono stati prelevati manualmente dal campione a mano e sottoposti ad analisi.

Infine, per ogni duomo cui appartengono gli inclusi, è stata separata la massa di fondo, per mezzo di un'osservazione al binoculare, e successivamente analizzata.

10.2 Criteri di scelta dei campioni

I campioni scelti per analisi sono tre inclusi, appartenenti ai sistemi di Trapesina, Karaviotis e Boriatico e sono rispettivamente NIS278, NIS336, NIS327.

Sono stati scelti degli inclusi perché i macro- o i fenocristalli di plagioclasio al loro interno, mostrano una chiara evidenza di disequilibrio, sia dal punto di vista tessiturale che composizionale, con composizioni tipiche di magmi più evoluti rispetto all'incassante in cui si ritrovano. In questo senso, lo scopo principale è di indagare la natura xenolitica di questi cristalli di plagioclasio e la loro possibile provenienza dal magma dei duomi. Un'altra valutazione potrebbe essere una quantificazione del tempo in cui avviene l'interazione tra il magma del duomo e quello dell'incluso. Questa valutazione potrebbe essere ottenuta qualora si osservi una variazione del rapporto isotopico dello Sr nel cristallo verso un valore di equilibrio con quello del magma dell'incluso, considerando il coefficiente di diffusione dello Sr.

I campioni NIS278 e NIS327, presentano caratteristiche molto simili: colore grigiastro, struttura della massa di fondo dictitaxitica, granulometria fine, alta porfiricità (~10%) rispetto a tutti gli altri inclusi, con cristalli di dimensioni anche >2mm, presenza di striature vetrose e inclusi nell'incluso o interdigitazioni con il duomo (fig.10.1).

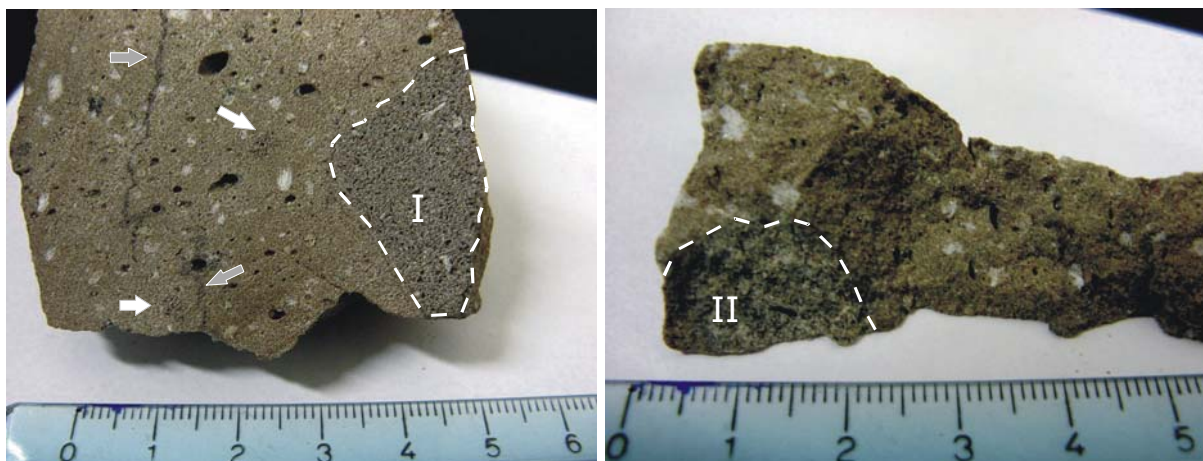


Figura 10.1: NIS278, incluso di Trapesina. Sono visibili: numerosi macrocristalli di plagioclasio dispersi nella massa di fondo, l'incluso nell'incluso afirico campionato (TRA-I), evidenziato dal tratteggio bianco, inclusi nell'incluso più piccoli, indicati dalle freccette bianche, e le striature vetrose, indicate dalle freccette grigie, che

sembrano identificare una fratturazione. Il secondo incluso nell'incluso (TRA-II) ha invece una struttura tipo aggregato di cristalli, di aspetto cumulitico.

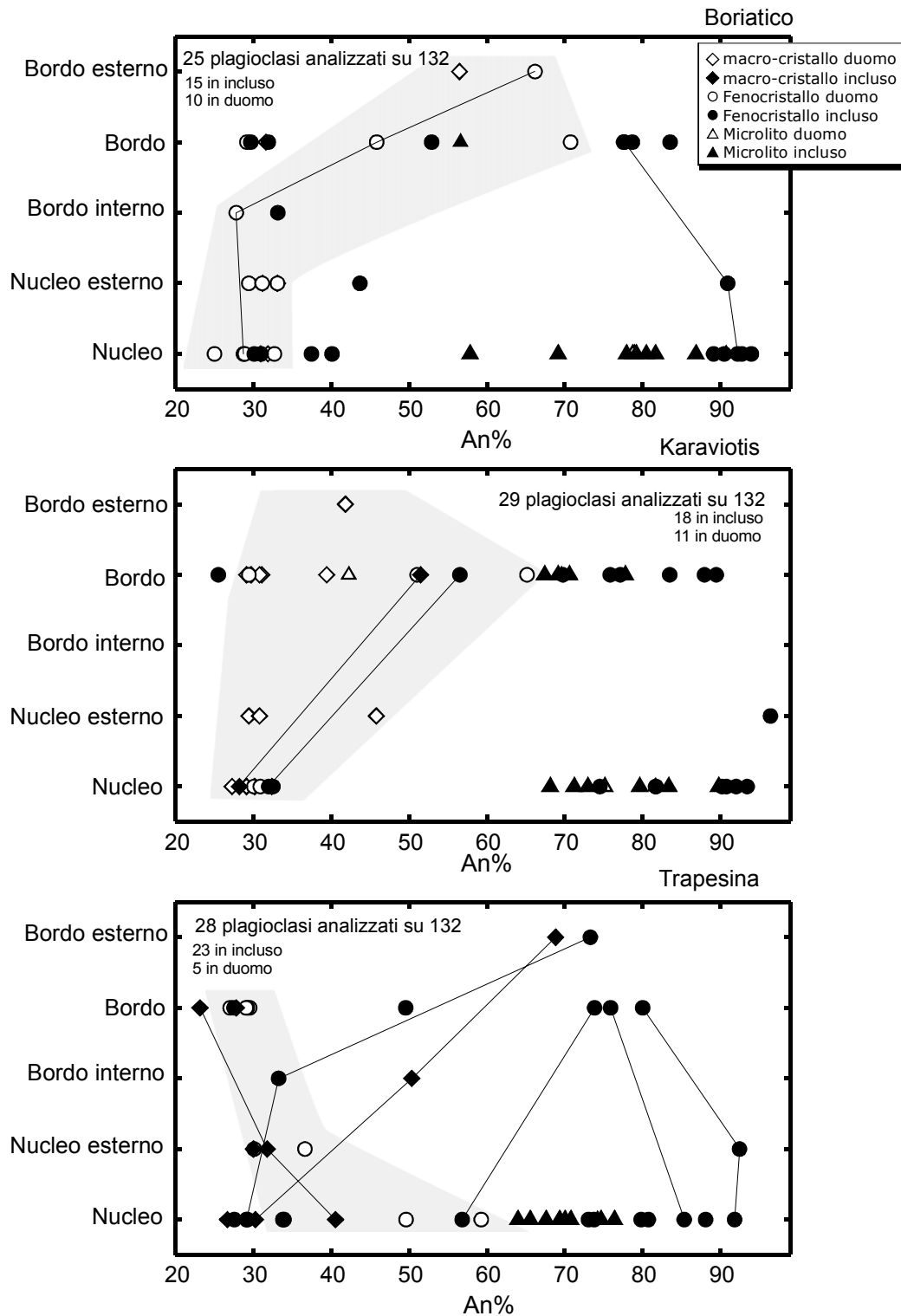
Il campione di Karaviotis, invece, presenta un colore grigio molto scuro, con un evidente *chilled margin*, struttura dictitaxitica della massa di fondo, granulometria fine e un grado di porfiricità di ~5%. Questo grado di porfiricità è inferiore rispetto a quello stimato per i precedenti campioni, ma è quello massimo osservabile nella popolazione di inclusi campionati nel duomo Karaviotis.

La scelta di questi campioni si è basata principalmente su due considerazioni: una, in funzione delle caratteristiche di porfiricità del campione, l'altra della successione temporale dei diversi sistemi di duomo, con una particolare attenzione alla fase più recente di questa attività post-caldera. Infatti, NIS278 e NIS327 presentano il grado di porfiricità maggiore tra tutti gli inclusi campionati e con cristalli che presentano zonature complesse. Inoltre presentano una serie di caratteristiche come inclusi nell'incluso e interdigitazioni con il duomo che raffigurano una estrema complessità anche all'interno dei magmi degli inclusi. Infine, il primo campione appartiene al gruppo degli inclusi di uno dei duomi considerati più vecchi, mentre l'altro a quello ritenuto in assoluto più giovane. Oltre a questo, i dati isotopici indicano per i duomi di Trapesina e Boriatico valori estremi del campo di variabilità osservato in tutti i duomi esaminati: Trapesina presenta il più alto rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ al contrario del Boriatico che risulta il meno radiogenico. NIS336 invece è un incluso campionato in uno dei due lobi del Karaviotis, considerati più recenti e forse contemporanei al sistema-duomo di Boriatico, ed è quello che appare più porfirico, tra tutti quelli campionati nel sistema-duomo di Karaviotis.

Dal punto di vista composizionale, i plagioclasii analizzati nei campioni di incluso e di duomo di questi tre sistemi, sono quelli che presentano le caratteristiche più interessanti (vedi Capitolo 8 e particolari in fig.10.2), con zonature dei cristalli di composizione intermedia più frequenti e sistematiche rispetto agli altri sistemi duomi-inclusi.

In figura 11.2, è possibile osservare un riepilogo degli andamenti composizionali di questi plagioclasii, già discussi nel capitolo 8: rispetto alle due composizioni più rappresentative ($\text{An}\%=30-40$ e $\text{An}\%=70-80$), il sistema duomo-inclusi di Trapesina, presenta nuclei di plagioclasio che ricoprono quasi l'intero intervallo composizionale, Karaviotis, invece, mostra un comportamento simile per i bordi, mentre Boriatico registra composizioni intermedie sia nei bordi che nei nuclei, ma in maniera meno continua. Si osserva inoltre che, il campo composizionale descritto dai plagioclasii dei duomi (campo grigio) si sovrappone con le composizioni dei plagioclasii degli inclusi, evidenziando, in Karaviotis e Boriatico, una generale tendenza verso contenuti di $\text{An}\%$ maggiori nei bordi, mentre quelli analizzati nel duomo Trapesina descrivono una tendenza opposta. I plagioclasii appartenenti agli inclusi ricoprono invece l'intera variabilità, pur mantenendo gli intervalli composizionali già discussi.

Nella pagina successiva: figura 10.2: diagrammi di variazione di $\text{An}\%$ nelle diverse zone dei cristalli analizzati limitatamente ai tre sistemi scelti. I campi grigi ricoprono il campo di variabilità dei plagioclasii analizzati appartenenti ai duomi; le linee visualizzano alcuni andamenti esemplificativi delle zonature registrate. Appaiono evidenti le composizioni intermedie dei nuclei (specialmente Trapesina) e dei bordi (in particolare Karaviotis), che coprono l'intero intervallo composizionale tra le due composizioni più rappresentative ($\text{An}\%=30-40$ e $\text{An}\%=70-80$).



10.3 Composizione chimica dei minerali e selezione dei cristalli per la perforazione

Una volta selezionati i campioni, sono state preparate delle sezioni spesse (150µm) sulle quali è stata eseguita l'osservazione petrografica al fine di individuare quei cristalli di plagioclasio più interessanti per analisi (fig. 10.3a-c), sulla base delle zonature visibili e tessiture particolari.

Questa operazione è stata poi seguita da una indagine al microscopio elettronico, per verificare le caratteristiche dei singoli cristalli scelti. In questa fase sono stati scartati quei cristalli eccessivamente fratturati. Successivamente è stata eseguita un'analisi di dettaglio, alla microsonda elettronica, per ottenerne le composizioni lungo transetti nucleo-bordo.

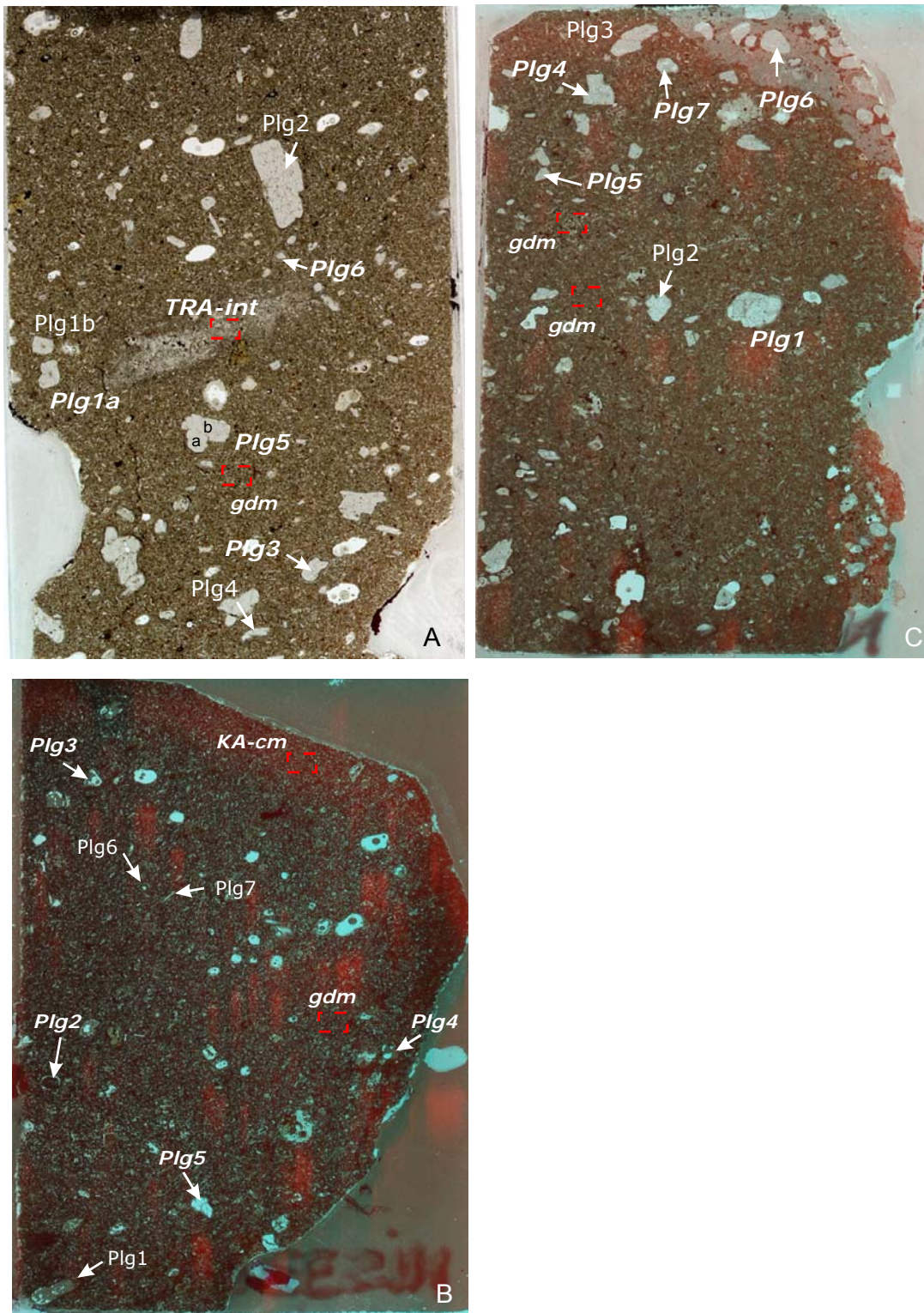


Figura 10.3: scansioni delle sezioni spesse scelte per il micro-campionamento con l'indicazione dei cristalli selezionati per analisi (in grassetto-italico sono evidenziati quei plagioclasti effettivamente campionati per la micro-analisi isotopica). In tratteggio rosso, sono indicate, inoltre, le porzioni di massa di fondo campionate. a:

NIS327, incluso di Boriatico; b: NIS336, incluso di Karaviotis; c: NIS278, incluso di Trapesina. Sigle come nel testo.

Nel complesso, tutti i cristalli rientrano nel campo di variabilità definito dalla popolazione di plagioclasio precedentemente analizzata, e presentata nel Capitolo 8, e analogamente a quelli, presentano lo stesso dualismo composizionale. Tuttavia si possono evidenziare alcune differenze sostanziali tra i diversi campioni (fig.10.4).

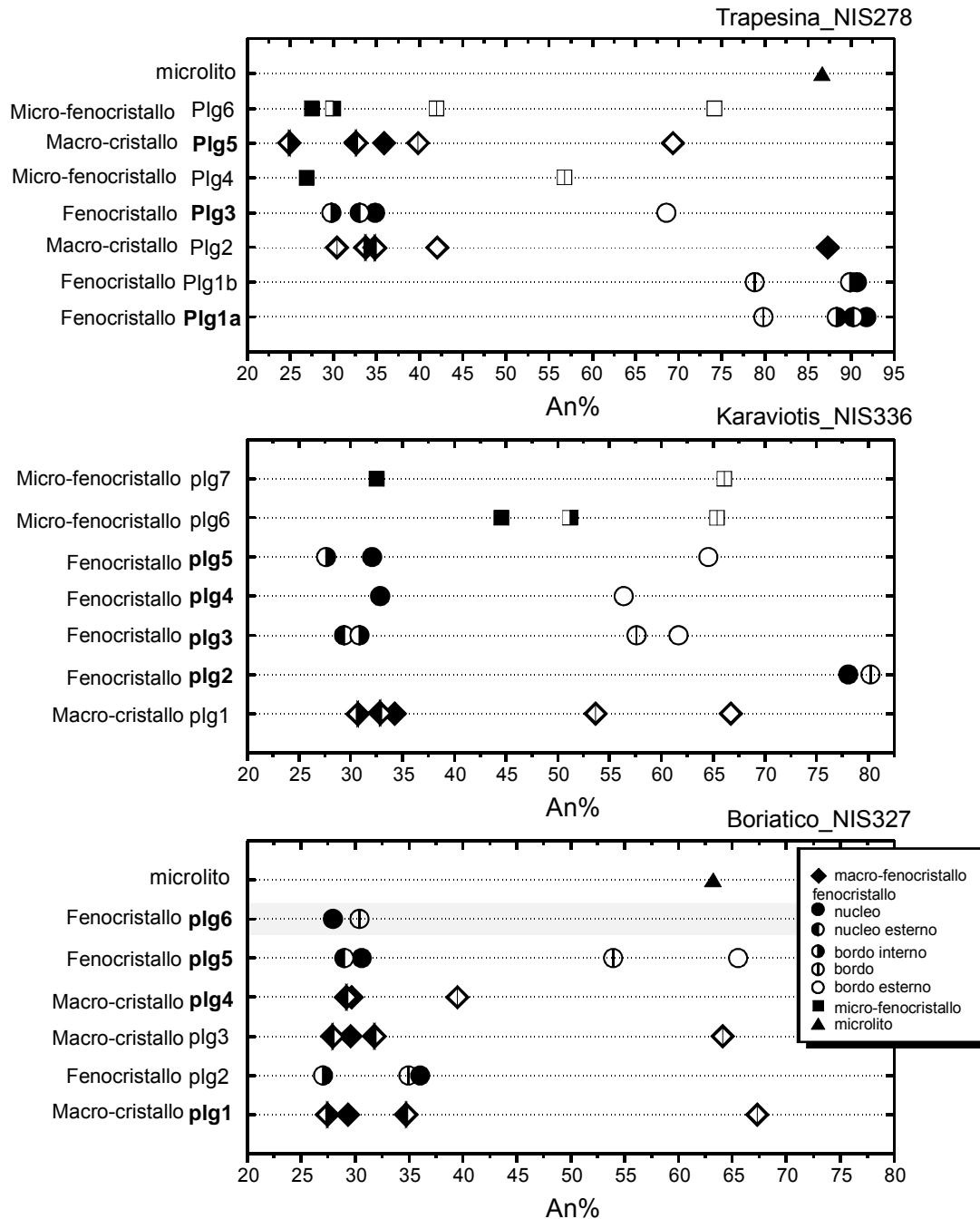


Figura 10.4: variazioni di An% nei singoli cristalli dei tre campioni analizzati. Il campo grigio individua la composizione del fenocrystallo analizzato nella porzione di duomo presente nella sezione considerata, vicino al contatto con l'incluso. I nomi in grassetto indicano quei cristalli selezionati per il micro-campionamento e l'analisi isotopica.

Il campione di incluso di Trapesina (TRA), presenta il più ampio spettro composizionale, con An% variabile da 25 a 92%. I plagioclasio analizzati si suddividono in

due classi distinte: la prima comprende dei fenocristalli molto anortitici (plg1a e plg1b), zonati normalmente, con una variazione in An% da 92 a 78-80%, la seconda invece è costituita da macro-cristalli, fenocristalli e micro-fenocristalli con composizioni nettamente meno ricche in An e zonature oscillatorie o inverse. Questi cristalli mostrano variazioni di An% comprese tra 25 e 35% per le parti interne dei cristalli (nucleo, nucleo esterno, bordo interno), ma i bordi esterni sono contraddistinti da un netto incremento in An% (fino a 70-75%). Plg2 mostra invece una variabilità composizionale più limitata, interamente compresa tra 30-42% di An, inversa procedendo verso il bordo. L'unico microlito di plagioclasio, analizzato per confronto, rivela una composizione di circa 87% di An.

I plagioclasii analizzati nell'incluso di Karaviotis (KA), mostrano una variabilità composizionale da 27 a 80% di An, con un unico fenocristallo molto anortitico (plg2), leggermente zonato in senso inverso (da 77 a 80 di An%). La maggior parte dei plagioclasii analizzati presenta nuclei di composizione compresa tra 32 e 35% di An e mostra lievi zonature normali, nelle zone interne del cristallo, ma i bordi e bordi esterni hanno una composizione nettamente più anortitica, variabile tra 53 a 66%. Plg6, micro-fenocristallo, possiede invece un nucleo di composizione intermedia e una zonatura inversa ben evidente, con un bordo a 65% di An.

Il campione di incluso di Boriatico (BO), infine, presenta la minore variabilità composizionale nei plagioclasii analizzati, con An% variabile da 27 a 67%. Questi cristalli inoltre presentano un comportamento omogeneo, con i nuclei contraddistinti da un contenuto di An di 27-28%, piccole zonature oscillatorie per le zone interne al cristallo e bordi più anortitici, fino a 67%.

L'analisi di un microlito della massa di fondo ha fornito un valore di circa 67% di An.

In questa sezione è presente anche il contatto tra l'incluso e il duomo di appartenenza (netto e privo di slabbrature) nel quale si osservano alcuni macro- e fenocristalli. Plg6 rappresenta un fenocristallo del duomo e presenta una composizione molto omogenea interamente compresa tra 27-31% di An, con una leggera zonatura inversa.

10.4 Campionamento dei cristalli di plagioclasio e risultati ottenuti

I cristalli di plagioclasio ulteriormente selezionati per la micro-analisi isotopica, sono in tutto 13: 4 nel campione di incluso di Trapesina (plg3, plg1a, plg5, plg7 di fig. 10.3c), 4 in quello di Karaviotis (plg2, plg3, plg4, plg5 di fig. 10.3b) e 5 in quello di Boriatico (plg1, plg4, plg5, plg6 di fig. 10.3a), per un totale di 27 campionamenti.

Questa selezione ha tenuto conto sia delle analisi di microsonda, che ci hanno permesso di individuare quei cristalli più zonati o più significativi, che delle dimensioni e forma dei cristalli.

TRA-plg1a è stato scelto per la sua diversa composizione, rispetto agli altri plagioclasii della sezione, e per l'habitus euedrale, con bordi squadrati e angoli netti; KA-plg2 è stato scelto per l'intensa tessitura a setaccio che caratterizza ampiamente la porzione interna del cristallo, lasciando solo un sottile bordo di riequilibrio; BO-plg6 è stato scelto perché appartenente al duomo, ma con caratteristiche simili a quelli presenti nell'incluso, e quindi utile per un eventuale confronto.

Per il campionamento dei bordi di questi cristalli sono state effettuate delle tracce di perforazione costituite da linee di punti, in modo da rendere la perforazione più precisa possibile. Per le parti interne del cristallo sono state utilizzate, invece, delle griglie di

dimensioni variabili in funzione della morfologia della parte di cristallo da campionare (es. fig.10.5). La quantità di punti o di linee effettuate, è stata decisa in base al volume di materiale necessario per prelevare la quantità di Sr occorrente, precedentemente calcolata in funzione del contenuto di Sr nei minerali e del contributo del bianco (vedi esempio in Capitolo 6).

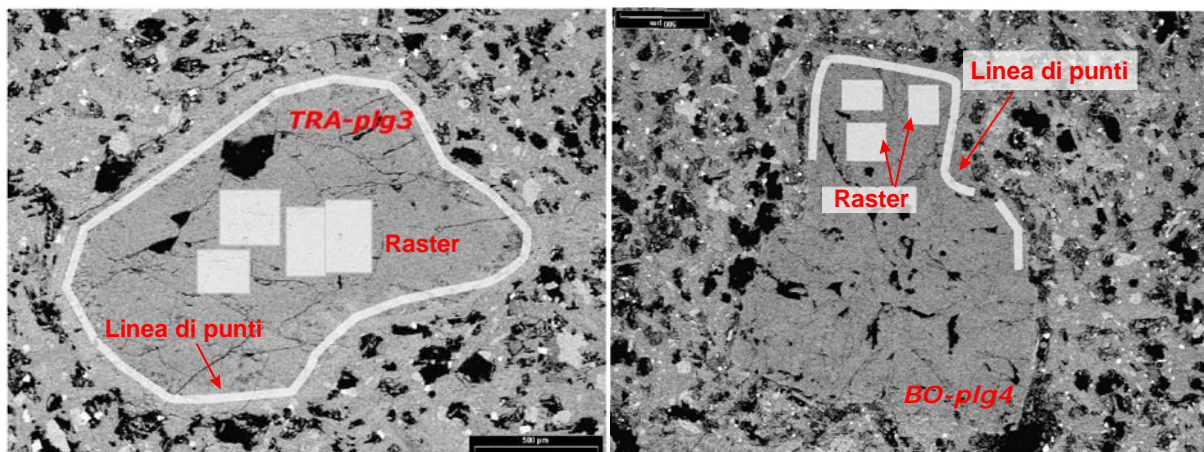


Figura 10.5: due esempi di cristalli analizzati con una ricostruzione rappresentativa delle tracce e dei raster impostati per il micro-campionamento. a: NIS278 plg3; b: NIS327 plg4 (immagini ottenute al microscopio elettronico).

Tutti i campioni prelevati tramite Micro-Mill sono stati analizzati secondo la procedura descritta in Capitolo 6.

La tabella riportata infondo al capitolo, illustra il dettaglio delle perforazioni eseguite, con le sigle citate nel testo per ogni porzione, e con i risultati isotopici ottenuti.

In questa tabella sono stati inseriti anche i risultati ottenuti dall'analisi degli inclusi nell'incluso (in giallo), campionati manualmente, e per le masse di fondo dei duomi (in grigio), separate al binoculare, come precedentemente descritto.

I risultati ottenuti dalla micro-analisi, sulle diverse porzioni dei cristalli selezionati, mettono in evidenza un'ampia variabilità isotopica, con valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0.70379 a 0.70452 (fig.10.6). I nuclei sono, in genere, nettamente più radiogenici dei bordi, con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variabile da 0.70437 a 0.79452; fanno eccezione KA-plg2 che presenta un nucleo ben distinto a 0.70398 di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e TRA-plg1a con una zona interna a 0.70379 di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Queste caratteristiche indicano la presenza di un eclatante disequilibrio isotopico, per i plagioclasii selezionati, dal nucleo verso il bordo.

In particolare, i plagioclasii appartenenti all'incluso di Trapesina, mostrano la più ampia variabilità isotopica nei nuclei, insieme alla maggiore omogeneità nei bordi, rispetto a tutti i cristalli analizzati. Questi bordi hanno valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0.70398 (plg3) a 0.70402 (plg5).

Nell'incluso di Karaviotis, invece la maggior parte dei plagioclasii possiede nuclei caratterizzati da un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ molto omogeneo (da 0.7044 a 0.70445), mentre i bordi hanno un valore di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ complessivamente più alto rispetto tutti quelli analizzati (da 0.70412 a 0.70423), collocandosi a composizioni intermedie.

Infine, i plagioclasii presenti nell'incluso di Boriatico, hanno nuclei compresi tra 0.70334 a 0.70452 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ma bordi che mostrano la più ampia variabilità isotopica misurata tra tutti i plagioclasii analizzati, con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0.7039 a 0.70415.

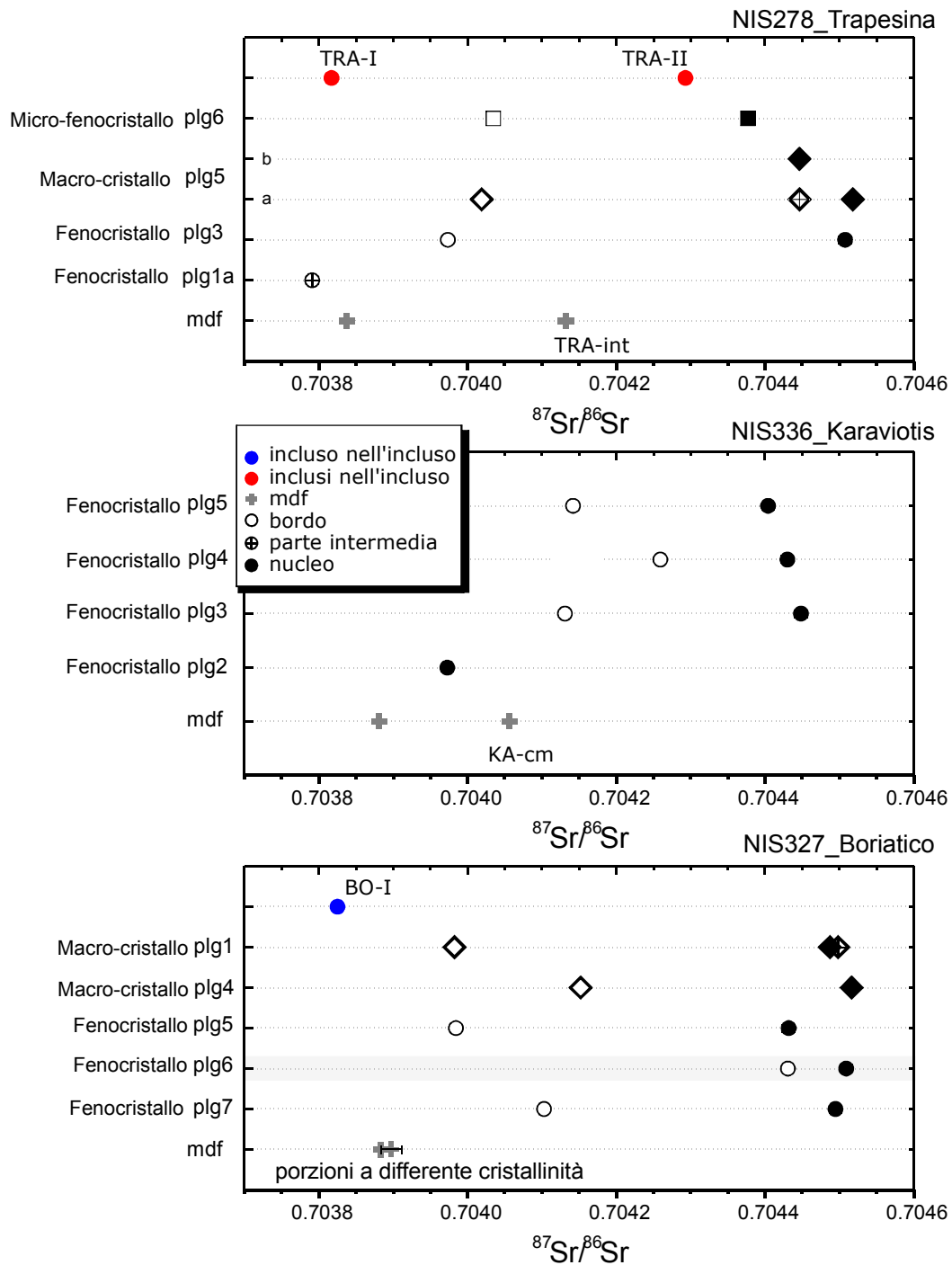


Figura 10.6: diagrammi di variazione del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nei cristalli di plagioclasio analizzati nelle tre sezioni scelte. Nei diagrammi sono inseriti anche, per confronto, i punti rappresentativi dei valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ delle masse di fondo perforate, delle porzioni di incluso nell'incluso e delle interdigitazione di duomo.

BO-plg6, il plagioclasio del duomo, rivela una composizione isotopica piuttosto omogenea, caratteristica che riflette quanto osservato anche per le variazioni di An%. Il nucleo risulta più radiogenico del bordo, definendo una tendenza verso composizioni isotopiche meno radiogeniche, ma la variazione è interamente compresa nel campo di variabilità complessivo, definito dai nuclei analizzati in questo campione.

Le masse di fondo hanno valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variabili da 0.70384 (incluso di Trapesina) a 0.7039 (incluso di Boriatico), nettamente più bassi di quelli ottenuti per i bordi dei plagioclasii, evidenziando un ulteriore disequilibrio isotopico.

TRA-int, ha fornito valori di 0.70413. Nello stesso campione, TRA-I, l'incluso nell'incluso afirico, mostra valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ di 0.70381, simili a quello della massa di fondo. TRA-II presenta invece valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ di circa 0.7043, avvicinandosi a quelli dei nuclei dei plagioclasii.

BO-I, incluso nell'incluso afirico di Boriatico, ha fornito risultati analoghi a TRA-I.

KA-cm, *chilled margin* dell'incluso di Karaviotis, presenta valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ maggiori rispetto alla massa di fondo dell'incluso stesso, indicando un possibile e limitato fenomeno di mescolamento isotopico o di riequilibrio per diffusione, con il magma del duomo, presumibilmente in funzione del tempo intercorso tra il contatto dei due magmi e la completa solidificazione dell'incluso.

Queste osservazioni, indicano che anche gli isotopi riflettono una dualità compositiva, analoga a quella già osservata dalle variazioni del contenuto di anortite nei plagioclasii, con nuclei molto radiogenici, ben distinti dai bordi, che tendono verso valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più simili alle masse di fondo. Queste due composizioni potrebbero effettivamente identificare i due termini estremi di questo sistema duomo-inclusi, con il componente "duomo" più radiogenico e quello "incluso" meno radiogenico.

Mettendo in relazione la composizione isotopica e il contenuto di An% si osserva una correlazione inversa: i nuclei più radiogenici possiedono il contenuto di anortite più basso, contrariamente ai bordi, che invece hanno un valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ minore con composizioni fortemente anortiti che (fig.10.7).

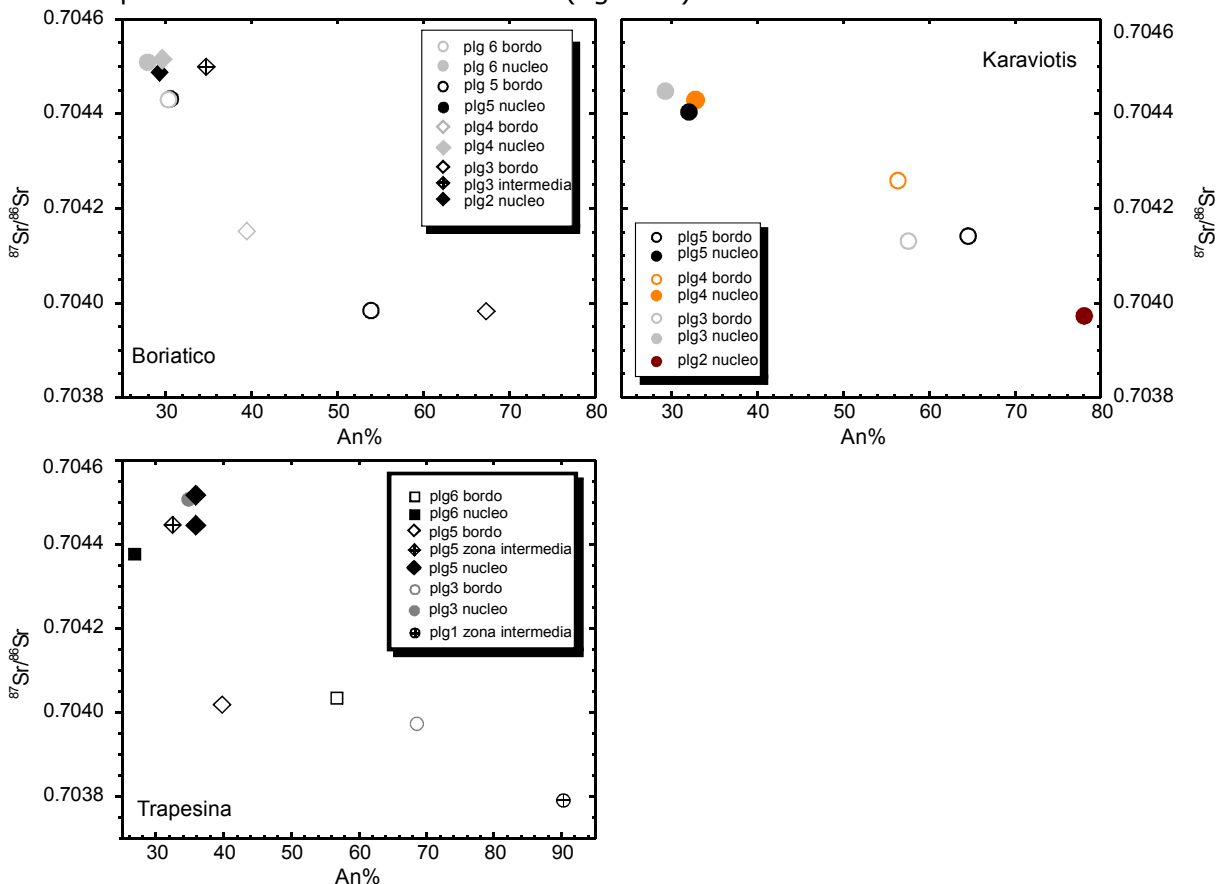


Figura 10.7: diagrammi An% contro $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, in ogni cristallo di plagioclasio analizzato e in tutti e tre gli inclusi esaminati si osserva una netta correlazione inversa tra i due parametri.

Questa relazione fornisce una conferma della dualità composizionale del sistema duomo-inclusi, con caratteristiche distinte delle porzioni di incluso e di quelle del duomo.

10.5 Interpretazione dei risultati ottenuti

Confrontando i risultati isotopici ottenuti per i diversi punti di campionamento, con quelli precedentemente illustrati per le rocce totali (fig. 10.8), si osserva, che:

1 - Le masse di fondo analizzate nei tre inclusi selezionati, hanno valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in equilibrio con il campo di variabilità isotopica degli inclusi, ma tendono ad avere valori maggiori rispetto al valore medio del sistema inclusi cui appartengono;

2 - BO-I e TRA-I, gli inclusi nell'incluso, presentano composizioni meno radiogeniche delle masse di fondo, con valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tra i più bassi registrati all'interno della popolazione degli inclusi analizzati. Questa caratteristica, unita alla loro struttura microcristallina, praticamente afirica, permette di interpretarli rappresentativi del magma parentale che genera gli inclusi, in particolare di quello che genera la seconda interfaccia precedentemente ipotizzata;

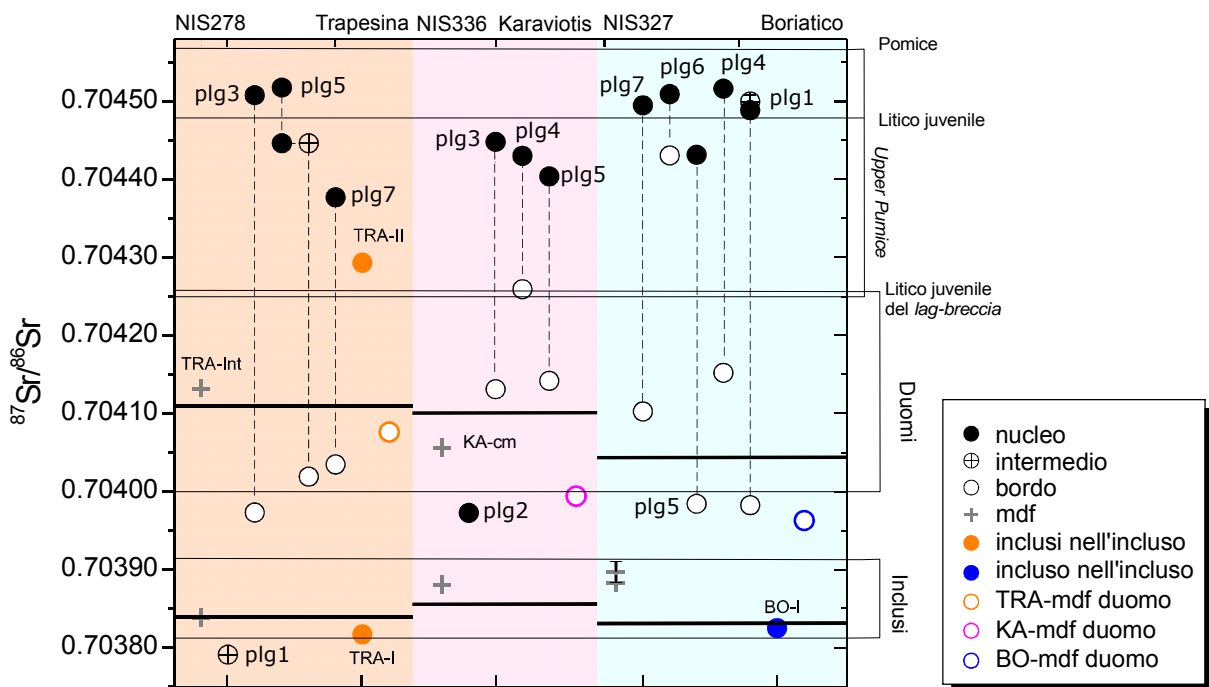


Figura 10.8: diagramma complessivo delle variazioni isotopiche dello Sr nei cristalli di plagioclasio e nelle masse di fondo analizzate. Confronto con i risultati di roccia totale e i dati ottenuti dall'analisi delle masse di fondo dei duomi e degli inclusi nell'incluso. Le barre in grassetto mettono in evidenza i valori medi del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ di roccia totale per gli inclusi e duomi dei sistemi considerati.

3 - I bordi dei cristalli di plagioclasio analizzati, mostrano invece composizioni isotopiche più radiogeniche, comprese nel campo di variabilità isotopica dei duomi, e quindi in equilibrio con il magma evoluto del sistema post-caldera. In particolare, i bordi dei plagioclasti dell'incluso di Trapesina hanno tutti valori del rapporto isotopico più bassi del valore medio osservato per il duomo associato, il contrario si osserva nel sistema di Karaviotis, mentre Boriatico situazioni variabili. In quest'ultimo sistema, i bordi meno

radiogenici della roccia totale del duomo, tendono verso il valore di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ della massa di fondo del duomo stesso. Questa evidenza, indica un equilibrio isotopico delle porzioni più esterne del cristallo con il magma dei duomi, ma non con quello degli inclusi. In sostanza, ciò potrebbe indicare che, il tempo di interazione tra i macro- e fenocristalli, di provenienza del duomo, e il magma degli inclusi, non è sufficiente per dare luogo a un vero e proprio bordo di ri-equilibrio con il magma mafico; ciò indicherebbe quindi che si sono avuti tempi relativamente brevi di interazione tra i due magmi prima della completa chiusura del sistema, ovvero della solidificazione al momento della messa in posto in superficie. Cristalli con bordi più radiogenici, anche rispetto alla composizione del duomo di appartenenza (come KAR-Plg4), sono stati probabilmente riassorbiti da parte del magma dell'incluso nelle porzioni più esterne, conservando quindi un bordo interno con valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più alto rispetto a quello di equilibrio con il duomo.

4 - Per quanto riguarda i risultati ottenuti dall'analisi delle masse di fondo dei duomi, si osserva un andamento verso composizioni isotopiche meno radiogeniche, passando da Trapesina a Boriatico. Nel primo sistema, infatti, il valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ della massa di fondo, rientra nel campo di variabilità definito dal relativo duomo, mentre, per Boriatico risulta intermedio tra quello del duomo e degli inclusi. Ciò, potrebbe essere la dimostrazione dell'esistenza di una effettiva ibridizzazione, del magma che forma il duomo di Boriatico con quello dei propri inclusi. Questo indicherebbe che, nel tempo, l'intero sistema costituito dal magma evoluto che forma i duomi, subisce una interazione maggiore con il magma più primitivo degli inclusi muovendo verso composizioni progressivamente più ibride. Questa ibridizzazione è probabilmente dovuta ad un processo di assimilazione chimica del vetro che i micro-inclusi contengono e che più facilmente si dissolve anche in un magma più evoluto e freddo. Questo vetro, ha grado evolutivo comparabile a quello dei duomi, ma probabilmente rapporto isotopico basso come quello dell'incluso da cui proviene e per questo motivo contribuisce ad abbassare il rapporto isotopico lasciando inalterato il contenuto in silice, il quale risente esclusivamente dell'effetto dei micro-inclusi e quindi di un mingling. In questo sistema, quindi l'unico processo di reale mescolamento è probabilmente quello dato dal vetro, sia nel caso dei duomi, che, come vedremo, degli inclusi.

5 - In equilibrio con i valori isotopici dei duomi si collocano anche TRA-int e KA-cm, rispettivamente la porzione di interdigitazione del duomo di Trapesina, all'interno dell'incluso analizzato e il *chilled margin* dell'incluso di Karaviotis. Ciò conferma l'effettiva provenienza dell'interdigitazione da porzioni di magma evoluto del duomo, e, nel secondo caso, la presenza di un orizzonte di interazione, in corrispondenza del *chilled margin*, tra il magma del duomo e quello dell'incluso.

6 - I nuclei dei fenocristalli analizzati, forniscono i risultati più eclatanti, particolarmente in merito alla loro possibile origine:

a - tutti i nuclei più radiogenici si collocano all'interno dell'ampio campo di variabilità isotopica definito dai prodotti dell'UP. Le loro caratteristiche isotopiche sono quindi ben più radiogeniche del "componente" duomo. Nel dettaglio, i nuclei più radiogenici di Trapesina e Boriatico rientrano nell'intervallo isotopico definito dalla pomice e dai litici juvenili, emessi nelle fasi iniziali dell'eruzione e campionati nel *fallout*. Quei nuclei meno radiogenici, in particolare tutti quelli appartenenti al Karaviotis, si collocano invece a

valori più bassi, tendendo verso valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tipici dei litici juvenili campionati nel *lag-breccia*, che rappresentano la fase di acme dell'eruzione.

Questi ultimi dovrebbero costituire il campionamento del magma più profondo e primitivo nel sistema pre-duomi. In questo senso, i nuclei con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermedio potrebbero rappresentare dei cristalli che si formano come risultato di una cristallizzazione in camera magmatica, da un magma ibrido, formato dal mescolamento del residuo evoluto e molto radiogenico del periodo pre-*Upper Pumice* e quello meno radiogenico, sin-eruttivo, rappresentato dai litici juvenili.

b - BO-plg6, fenocristallo campionato nel duomo, presenta una zonatura isotopica limitata, con valori del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ che rimangono molto alti, interamente compresi nell'intervallo di variabilità, definito dai nuclei dei plagioclasti analizzati all'interno degli inclusi. Il bordo non sembra, quindi, essersi riequilibrato rispetto al duomo in cui si trova, cosa che appare strana in quanto il fattore tempo in questo caso dovrebbe favorire il riequilibrio isotopico. L'osservazione petrografica indica che si tratta di un cristallo privo di zone tessiture a setaccio o zonature evidenti, presentando contorni netti, ma arrotondati, che potrebbero far pensare ad un riassorbimento. La posizione in cui si trova è molto vicina al contatto con l'incluso, e quindi potrebbe aver risentito di un maggiore effetto del riscaldamento, provocato dall'intrusione di materiale caldo, determinando la fusione della parte esterna del fenocristallo e quindi la perdita del bordo di equilibrio. Questa considerazione se valida indicherebbe anche che il tempo intercorso tra la messa in posto di questo incluso e la chiusura del sistema è stato sufficientemente breve da impedire un nuovo ri-equilibrio del cristallo.

In ogni caso questo dato autorizza ad attribuire i macro- e fenocristalli più radiogenici degli inclusi, come fasi di provenienza del duomo, poiché presentano caratteristiche analoghe nelle parti interne del cristallo.

c - KA-plg2 e soprattutto TRA-plg1a mostrano, invece, composizioni isotopiche nettamente meno radiogeniche. Il primo, si colloca nel capo di variabilità dei duomi, il secondo addirittura mostra un valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inferiore rispetto al campo di variabilità degli inclusi. Quest'ultimo potrebbe rappresentare, quindi, un cristallo che ha iniziato a formarsi dal magma dell'incluso, precedentemente all'intrusione nella dacite dei duomi e quindi potrebbe indicare il rapporto isotopico originario dei magmi che hanno generato questi inclusi.

7 - TRA-II ha un valore di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compreso all'interno del campo di variabilità definito dai prodotti dell'*Upper Pumice*. Questa osservazione conferma, probabilmente, la natura cumulitica di questo componente, costituito da un aggregato di minerali, riciclati dal sistema precedente.

10.6 Considerazioni conclusive

Uno degli aspetti più importanti dei risultati ottenuti, è la possibilità di stabilire che molti, se non la maggior parte, dei macro- e fenocristalli osservabili nei duomi, provengono dal sistema precedente, ovvero da quello dell'*Upper Pumice*. Ciò implica che il magma evoluto che genera i duomi, deriva dalla porzione evoluta del sistema dell'*Upper Pumice* stesso, che quindi non si svuota in maniera troppo accentuata, in seguito all'eruzione.

I moti convettivi che vengono innescati dall'arrivo del materiale caldo (Marsh, 1988; 1989), degli inclusi post-caldera, permettono di rimobilizzare e includere, all'interno del magma evoluto, questi mega- e feno-cristalli, riciclando, forse, anche parte di quelli cumulati, nel corso della fase precedente. Tale considerazione spiegherebbe l'habitus arrotondato, le zonature multiple e le evidenti tracce di riassorbimento, osservate nei macro- e fenocristalli, indicando, per queste fasi mineralogiche, una storia di cristallizzazione lunga e articolata. Ciò potrebbe spiegare anche il maggiore indice di porfiricità delle lave dei duomi post-caldera, rispetto alle pomice dell'*Upper Pumice*,

Le caratterizzazioni isotopiche di dettaglio effettuate, su gli altri componenti presenti all'interno degli inclusi campionati, mettono in evidenza l'estrema complessità di questo sistema, dove agiscono contemporaneamente processi di mescolamento, *mingling* e riciclo di cristalli, in proporzioni e con tempi di interazione tra le diverse porzioni, variabili da sistema a sistema. Questa problematica, necessiterebbe, quindi, di ulteriori approfondimenti e maggiore dettaglio al fine di una più completa caratterizzazione.

Di estrema importanza, appare il risultato ottenuto per la composizione isotopica degli inclusi nell'incluso, che presenta valori tra i meno radiogenici del sistema inclusi e conferma il fatto che si tratta di porzioni di magma effettivamente meno differenziato e più primitivo, come supposto sulla base delle evidenze petrografiche e geochimiche. A sostegno ulteriore di questa considerazione, è il valore del rapporto isotopico registrato nel fenocristallo TRA-plg1, che potrebbe essere assunto come un termine estremo iniziale per questo magma mafico che intrude all'interno della camera magmatica.

Assumendo, quindi, il valore del rapporto isotopico di TRA-plg1, come quello rappresentativo del magma iniziale degli inclusi, è stato verificato che un mescolamento con un 8% massimo di plagioclasio, aventi rapporto isotopico simile al nucleo di TRA-plg7, è sufficiente per arrivare ad un valore del rapporto isotopico dello Sr, analogo a quello medio delle rocce totali degli inclusi.

Si tratta in questo caso di un *mingling* alla micro-scala, dato dalla presenza di questi macro- e fenocristalli all'interno degli inclusi, che simula, di fatto, un mescolamento chimico. Un vero e proprio mescolamento chimico, che può contribuire ad alzare il rapporto isotopico, in alcuni inclusi (anche se in maniera meno influente rispetto all'effetto dato dai plagioclasio), è invece imputabile all'assimilazione, da parte del magma degli inclusi, di porzioni di vetro/massa di fondo del duomo. Questo componente, entra nell'incluso, probabilmente al momento dell'ingressione dei cristalli di plagioclasio, e può essere facilmente riassorbito dal magma mafico. Insieme a questa "assimilazione" di vetro, si può avere, inoltre, il parziale riassorbimento dei bordi dei macro- e fenocristalli, che fornisce un ulteriore contributo alla variazione del rapporto isotopico del magma degli inclusi verso i valori dei duomi.

Queste considerazioni indicano, quindi, che le variazioni verso valori più alti del rapporto isotopico dello Sr, a parità di grado evolutivo degli inclusi, possono essere in effetti imputate alla presenza di questi plagioclasio nella roccia totale. Il probabile coinvolgimento della massa di fondo del duomo, la parziale assimilazione dei bordi esterni dei macro-cristalli di plagioclasio, concorderebbe anche con il fatto che, le masse di fondo degli inclusi presentano uno $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tendenzialmente più alto rispetto al valore medio della roccia totale, indicando la presenza di una contaminazione.

Analizzando le masse di fondo dei duomi, e prendendo in considerazione, quella apparentemente meno ibridizzata, cioè quella del Trapesina, per arrivare al valore del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ della roccia totale del duomo corrispondente (pari a 0.704261),

servono al massimo 21% di cristalli di plagioclasio più radiogenici (tipo TRA-plg7), la percentuale scende a 10-11% se coinvolgo il più radiogenico in assoluto (TRA-plg5), questi valori sono confrontabili con il contenuto di macro- e fenocristalli di plagioclasio dei duomi.

La combinazione di tutti questi elementi, in proporzioni diverse, permette di spiegare la variabilità isotopica delle rocce totali degli inclusi studiati. Il modello petrologico che ne risulta, è quindi il risultato di un complesso bilanciamento dei diversi componenti coinvolti che interagiscono in maniera disomogenea e difficilmente quantificabile (Fig. 10.9).

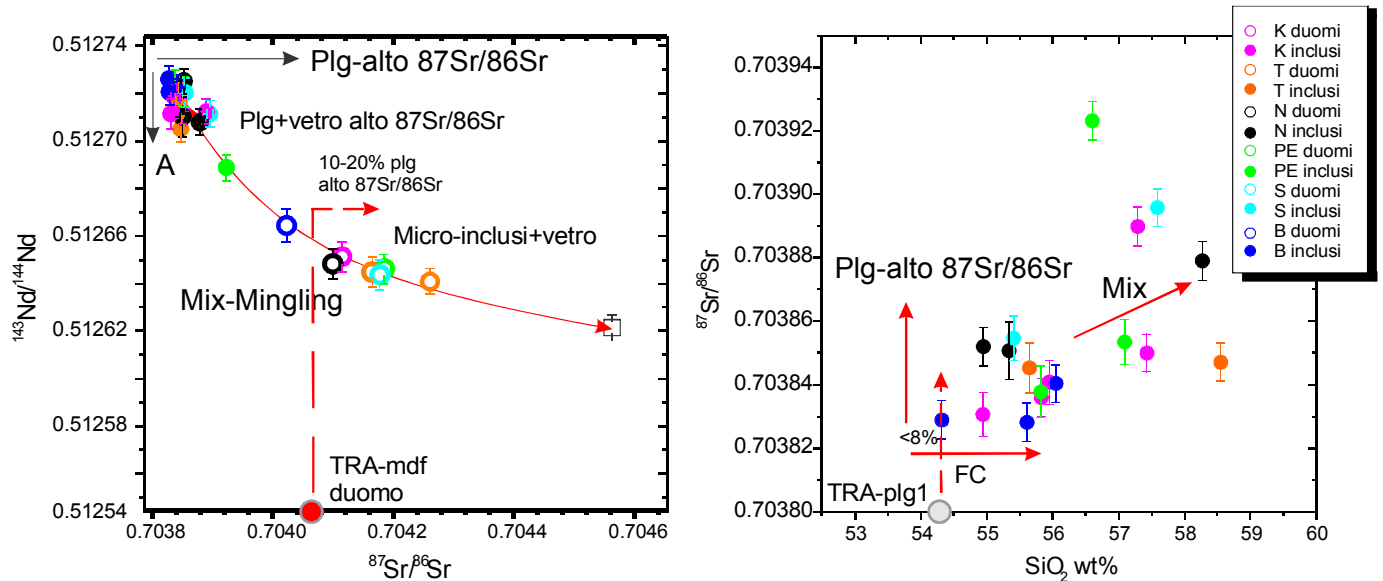


Figura 10.9: variazioni del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in funzione della silice per i campioni di incluso analizzati. Mix = mescolamento; FC = cristallizzazione frazionata; Plg = plagioclasio

Infine, sulla base della determinazione dell'effettivo rapporto isotopico dei macro- e fenocristalli di plagioclasio presenti all'interno degli inclusi, è possibile affermare che non è corretto attribuire l'alto contenuto di Sr, osservato in tutti gli inclusi dei duomi, esclusivamente ad una ingente assimilazione dei cristalli di plagioclasio da parte del magma mafico, come ipotizzato anche da Francalanci et al. (1995). Infatti, in virtù delle loro caratteristiche fortemente radiogeniche, la quantità di plagioclasio necessaria a far aumentare lo Sr, ad esempio da 500 ppm a 950ppm, farebbe aumentare il rapporto isotopico della massa di fondo degli inclusi a valori nettamente più alti rispetto a quelli osservati. I magmi che generano gli inclusi quindi sono magmi con caratteristiche composizionali (es. più alto Sr) e isotopiche, distinte da quelli che hanno generato i magmi dell'UP e quindi dei duomi post-caldera.

Dalle osservazioni fatte è possibile ricostruire un'immagine del sistema duomi-inclusi come un multicomponente (fig. 10.10), in cui si hanno scambi di cristalli di plagioclasio (ma anche femici, come indicato dalla petrografia e dalle considerazioni mineralogiche), porzioni di magma dell'incluso all'interno dell'incassante alla micro-scala, interdigitazioni dell'incassante all'interno degli inclusi stessi.

Le diverse porzioni, possono essere in parte riassorbite o subire processi di riequilibrio all'interno del diverso magma in cui si trovano innescando un' modificazioni delle caratteristiche isotopiche (ma anche composizionali) che generano tutta la gamma di variazioni osservate.

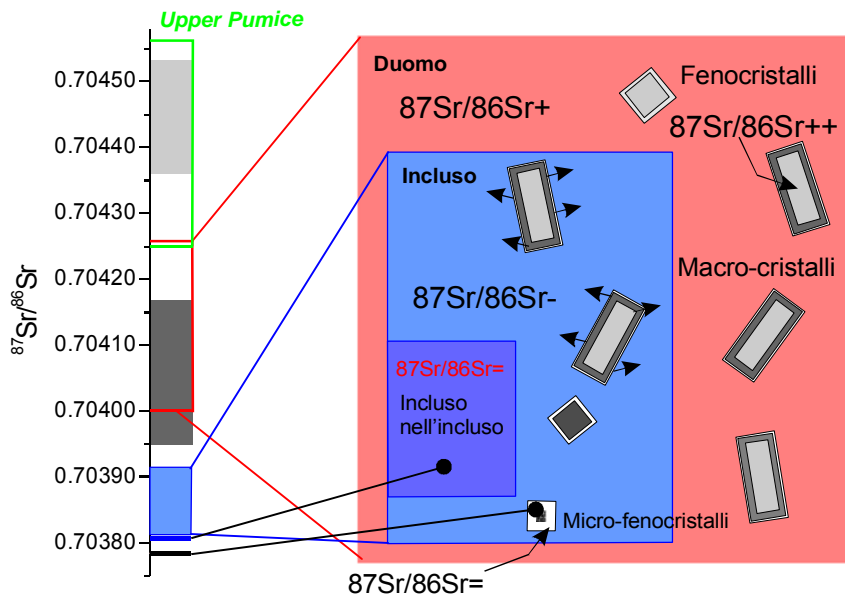


Figura 10.10: particolare schematico rappresentativo dell'interazione duomi-inclusi alla micro-scala, con le caratteristiche isotopiche definite sulla base della micro-analisi. Le frecce nere che si dipartono dai macro-cristalli di plagioclasio indicano il possibile riassorbimento del bordo esterno da parte del magma mafico degli inclusi.

Sistema	Campione	Fase/Sigla	dimensioni cristallo	Zona	lunghezza	area	volume	Sr	Sr raccolto	Metodo misura	Risultato
			mm		mm	mm ²	mm ³	ppm	ng		⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
D	Boriatico	NIS326	BO-d	duomo		4	0.08	400	150	dinamico	0.703963
	Boriatico	NIS327	mdf	incluso		1	0.04	400	72	statico	0.703883
	Boriatico	NIS327	mdf	incluso		1	0.04	400	37	dinamico	0.703897
	Boriatico	NIS327	plg1	nucleo		0.182	0.0120	900-2000	22-50	dinamico	0.704489
	Boriatico	NIS327	plg1	intermedia		0.880	0.0390	900-2000	73-160	statico	0.704500
	Boriatico	NIS327	plg1	bordo	5.8		0.0050	900-2000	9-21	dinamico	0.703982
	Boriatico	NIS327	plg4	LxH = 2x1	2.9		0.0026	900-2000	5-11	statico	0.704152
	Boriatico	NIS327	plg4	nucleo		0.169	0.0085	900-2000	16-35	statico	0.704516
	Boriatico	NIS327	plg5	D = 1	2.8		0.0030	900-2000	6-12	statico	0.703984
	Boriatico	NIS327	plg5	nucleo		0.1	0.0043	900-2000	8-18	statico	0.704432
	Boriatico	NIS327	plg6	bordo	4.4		0.0040	900-2000	7-17	statico	0.704431
	Boriatico	NIS327	plg6	nucleo		0.254	0.0114	900-2000	21-47	statico	0.704509
	Boriatico	NIS327	plg7	D = 1.5		0.158	0.0073	900-2000	14-30	statico	0.704495
	Boriatico	NIS327	plg7	bordo	3.5		0.0030	900-2000	6-12	statico	0.704103
	Boriatico	NIS327	BO-I	incluso nell'incluso					150	dinamico	0.703825
D	Karaviotis	NIS264	KA-d	duomo					150	dinamico	0.703994
	Karaviotis	NIS336	mdf	incluso		4	0.08	400	72	statico	0.703881
	Karaviotis	NIS336	KA-cm	chilled margin		4	0.08	400	72	statico	0.704056
	Karaviotis	NIS336	plg2	D = 1		0.275	0.0123	900-2000	23-51	statico	0.703973
	Karaviotis	NIS336	plg3	LxH = 2x1.5		0.211	0.0123	900-2000	23-51	statico	0.704448
	Karaviotis	NIS336	plg3	bordo	2.3		0.0020	900-2000	4-8	statico	0.704131
	Karaviotis	NIS336	plg4	D = 1			0.0026	900-2000	5-11	statico	0.704259
	Karaviotis	NIS336	plg4	nucleo		0.161	0.0076	900-2000	14-32	statico	0.704430
	Karaviotis	NIS336	plg5	LxH = 1.8x1			0.0030	900-2000	6-12	statico	0.704142
	Karaviotis	NIS336	plg5	nucleo		0.151	0.0077	900-2000	14-32	statico	0.704404
D	Trapesina	NIS285	TRA-d	duomo					150	dinamico	0.704076
	Trapesina	NIS278	mdf	incluso		4	0.08	400	72	statico	0.703838
	Trapesina	NIS278	TRA-int	interdigitazione		4	0.08	400	72	statico	0.704132
	Trapesina	NIS278	plg5a	xH = 2.5x1.1	5.8		0.0050	900-2000	9-21	statico	0.704518
	Trapesina	NIS278	plg5b	nucleo b		0.211	0.0097	900-2000	18-40	statico	0.704446
	Trapesina	NIS278	plg5a	intermedia		0.423	0.0189	900-2000	35-79	statico	0.704446
	Trapesina	NIS278	plg5	bordo	3.5		0.0032	900-2000	6-13	statico	0.704019
	Trapesina	NIS278	plg1a	D = 0.9	intermedia	0.228	0.0107	900-2000	20-45	statico	0.703791
	Trapesina	NIS278	plg7	D = 0.8	bordo		0.0019	900-2000	4-8	statico	0.704035
	Trapesina	NIS278	plg7	nucleo	2.1	0.05	0.0023	900-2000	4-10	statico	0.704377
	Trapesina	NIS278	plg3	LxH = 2x1	4.5		0.0040	900-2000	7-17	statico	0.703973
	Trapesina	NIS278	plg3	nucleo		0.161	0.0073	900-2000	14-30	statico	0.704508
	Trapesina	NIS278	TRA-I	incluso nell'incluso					150	dinamico	0.703817
	Trapesina	NIS278	TRA-II	incluso nell'incluso					150	dinamico	0.704293

Tabella1

Dettaglio delle perforazioni eseguite, per ogni porzione campionata, con le sigle citate nel testo e relativi risultati isotopici ottenuti.

In giallo, sono evidenziati i risultati ottenuti dall'analisi degli inclusi nell'incluso, campionati manualmente dal campione a mano.

In grigio, sono evidenziati i risultati ottenuti per le masse di fondo dei duomi, separate al binoculare.

Dettagli tecnici:

Profondità di perforazione impostata: 80 μm

Risoluzione spaziale impostata: 40 μm

Diametro punta in superficie a 80 μm : 40 μm

Volume di materiale prelevato da una singola perforazione, calcolato come: $1/3\pi r^2 h$

Il volume totale campionato è stato, poi, ricalcolato considerando una perdita percentuale di materiale pari a 20% nel corso della perforazione e della raccolta del campione.

Densità della fase plagioclasio 2600 kg/m^3

La concentrazione dello stronzio nella fase plagioclasio è stata determinata sulla base dei risultati di microsonda e del coefficiente di ripartizione $K_d(\text{Sr})_{\text{plg/liq}}=2$.

Nel caso dei fenocristalli, il liquido di riferimento corrisponde alla composizione media della roccia totale dei duomi (c.ca 400 ppm). Nel caso delle masse di fondo degli inclusi e dei duomi, il liquido di riferimento corrisponde alla composizione media delle rispettive rocce totali.

BO-d, KA-d, TRA-d = indicano rispettivamente le masse di fondo separate dei duomi di Boriatico, Karaviotis, Trapesina.

BO-I = incluso nell'incluso afirico di NIS327 di Boriatico

TRA-I = incluso nell'incluso afirico di NIS278 di Trapesina

TRA-II = incluso nell'incluso cumulitico di NIS278 di Trapesina

KA-cm = massa di fondo del *chilled margin* in NIS336, di Karaviotis

TRA-int = porzione di interdigitazione in NIS278 di Trapesina

BIBLIOGRAFIA

- Francalanci, L., Varekamp, J.C., Vougioukalakis, G., Defant, M.J., Innocenti, F., Manetti, P., 1995 - *Crystal retention, fractionation and crustal assimilation in a convecting magma chamber, Nisyros Volcano, Greece*. Bulletin of Volcanology **56**, 601– 620.
- Marsh, B.D., 1988 - *Crystal capture, sorting and retention in convecting magma*. Geol. Soc. Am. Bull. **100**, 1720-1737.
- Marsh, B.D., 1989 - *On convective style and vigor in sheet-like magma chambers*. J. Petrol. **30**, 479-530.

Capitolo 11

UN POSSIBILE MODELLO PETROLOGICO E VULCANOLOGICO PER IL SISTEMA DI NISYROS

Upper Pumice e duomi post-caldera: evoluzione di un sistema complesso

Considerando il sistema *Upper Pumice*, nel complesso, alcuni elementi potrebbero indicare un processo evolutivo a partire dai litici juvenili del *lag breccia* fino ad un termine residuale evoluto come la pomice. Tuttavia, in considerazione anche dei dati di letteratura, la composizione delle pomice, presenta sempre caratteristiche ben distinte dai campioni di litico juvenile, con un certo intervallo nel grado evolutivo. Francalanci et al. (1995) proponevano per questi litici juvenili una genesi da un complesso processo CS-CRS, capace di generare cumulati femici e liquidi residui evoluti lasciando intervalli composizionali di varia entità. La presenza di due distinti gruppi di litici juvenili, potrebbe ancora essere spiegata con questo processo, dal momento che per alcuni elementi non si hanno variazioni così evidenti e, quelle presenti, possono essere imputate a cumuli o frazionamento di fasi mineralogiche femiche in maniera disomogenea, tra campione e campione. Tuttavia i risultati isotopici, in particolare quelli forniti dal valore del rapporto isotopico del Nd, permettono di escludere, sicuramente, una correlazione tra questi due magmi. In questo sistema, quindi, esistono due componenti ben distinte, una evoluta e una più primitiva (più variabile), che hanno origine diversa.

Il sistema dei litici juvenili, in particolare, sembra legato ad un nuovo arrivo di magma, con caratteristiche isotopiche distinte, che rialimenta la camera magmatica, in un periodo precedente l'eruzione. Questi litici juvenili sono quindi degli inclusi di magma, meno evoluto, analogamente a quanto si osserva all'interno del successivo sistema post-caldera. Le differenti caratteristiche tessiturali dei litici juvenili, rispetto a quest'ultimi, ovvero una struttura dicitaxitica più vacuolare, sono probabilmente legate a una maggiore presenza di gas, nel sistema magmatico dell'*Upper Pumice* e al diverso processo di messa in posto. La variabilità isotopica osservata, tra i due campioni di litico juvenile, può essere spiegata ipotizzando un diverso grado di assimilazione da parte delle diverse porzioni di magma, di un contaminante crostale con basso $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

L'individuazione di questo contaminante crostale è piuttosto complessa, in quanto non ci sono termini ben definiti per la porzione crostale al di sotto della zona orientale dell'arco egeo meridionale. Come messo in evidenza anche da Buettner et al. (2005), una potenziale assimilazione di carbonati è da considerarsi improbabile in quanto livelli di questo tipo si trovano a profondità relativamente superficiali al di sotto delle vulcaniti di Nisyros, tra 600 e 1200 m sotto l.m. (Marini et al., 1993), e particolari arricchimenti in CaO non sono stati riscontrati in queste rocce. Più appropriato, è invece un basamento di composizione assimilabile a quella di una crosta superiore, come quello dell'eterogeneo melange, composto da carbonati, sedimenti e ofioliti dalla Turchia SW (es. Oberhansli et al., 2001) oppure gli gneiss Paleozoici sottostanti la porzione centrale dell'arco ellenico (es. Van der Maar & Jansen, 1981). Più semplicemente, Tarney et al. (1996), avevano proposto come termine valido per un assimilante, con composizione rappresentativa di una crosta

superiore, un range di valori relativi ad un generico basamento cicladico, in riferimento a dati presentati da McBireny (1993).

Utilizzando quest'ultimo riferimento, una assimilazione, pari ad un 5% massimo, di materiale crostale, con una composizione isotopica di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0.716 a 0.722 e $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ da 0.51208 a 0.51228, sembra essere sufficiente a spiegare la variazione isotopica osservata tra i due magmi rappresentati dai diversi litici juvenili (fig. 11.1).

Tale considerazione, è utile a spiegare la variazione isotopica all'interno della porzione meno evoluta del sistema, ma non fornisce un reale supporto per comprendere l'origine di questo magmi, relativamente primitivo, che genera gli inclusi/litici juvenili all'interno del sistema pre-caldera, soprattutto in virtù del loro basso rapporto isotopico $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$.

Valori del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, nettamente più bassi per i litici juvenili rispetto ai prodotti emessi a Nisyros con analogo grado evolutivo, indicano che i magmi che li hanno generati sono stati oggetto di una contaminazione, da parte di un contaminante crostale, capace di abbassare il valore del rapporto isotopico del Nd. Inoltre, in proporzione, appare che l'effetto della contaminazione si rifletta maggiormente sul rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ rispetto a quello $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Questa de correlazione tra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ potrebbe essere attribuita, come ipotizzato da Buettner et al. (2005), all'azione di fluidi primitivi, prodotti dal degassamento di un magma, primitivo, profondo, che percolano attraverso il serbatoio magmatico dove staziona il magma che ha generato questi litici juvenili, assimilando crosta e evolvendo, abbassando parzialmente il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ma lasciando inalterato quello del Nd, in virtù della diversa mobilità dei due elementi.

In definitiva si può ipotizzare che questo magma stazioni, per un periodo relativamente breve, ma utile a produrre una certa differenziazione, riuscendo ad assimilare velocemente porzioni di crosta in virtù del calore che possiede; contemporaneamente, potrebbe anche essere percolato da fluidi primitivi, che alzano il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La possibilità che questo stazionamento possa avvenire in serbatoi relativamente piccoli potrebbe giustificare, l'effetto amplificato dell'assimilazione in relazione alla bassa differenziazione del magma.

Successivamente, questo magma intrude, all'interno della camera magmatica, il magma evoluto, riolitico, rappresentato dalla pomice, dando luogo alla formazione di inclusi.

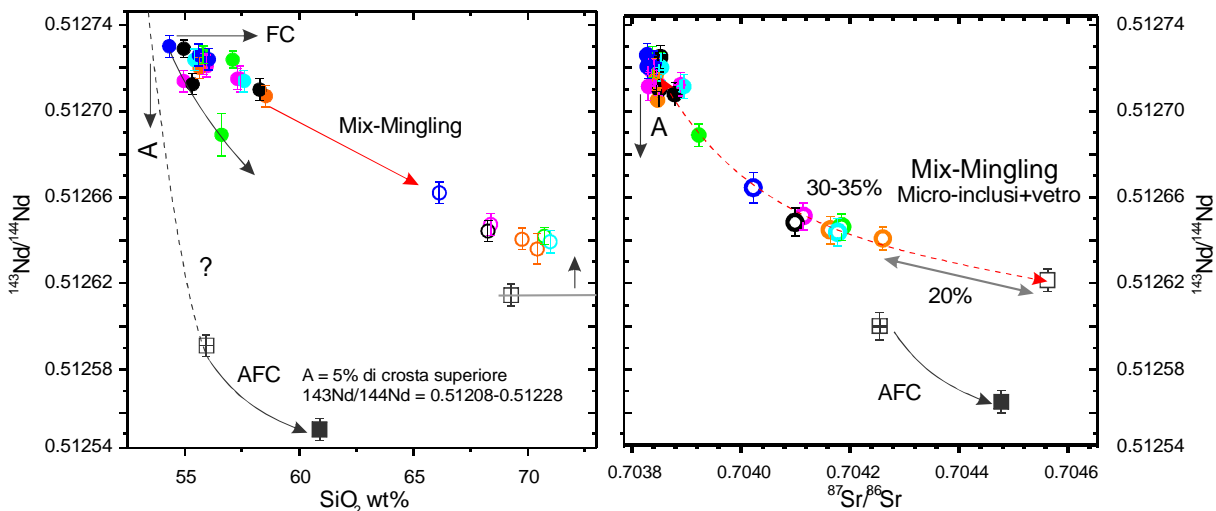


Figura 11.1: diagrammi interpretativi delle variazioni isotopiche in funzione della concomitanza di più processi all'interno dei sistemi pre- e post-caldera. A = assimilazione; FC = cristallizzazione frazionata; AFC=assimilazione e cristallizzazione frazionata; Mix = mescolamento. Simboli in grigio: Upper Pumice: quadrato vuoto: pomice; quadrato pieno: litici juvenili del fallout; quadrato crociato: litici juvenili del lag breccia. Cerchi vuoti: duomi; cerchi pieni: inclusi. Blu= Boriatico; Fuxia= Karaviotis; Nero=Nifios; Arancio=Trapesina; Celeste=Sterna; Verde=Profitis

Elias. La barra grigia attraverso il simbolo rappresentativo della pomice dell'UP indica la variabilità di questi prodotti nel grado evolutivo, sulla base dei dati di letteratura.

La percentuale dei litici juvenili rispetto alle pomice, nettamente più bassa di quella che caratterizza le proporzioni duomi-inclusi, permette di ipotizzare un apporto relativamente basso di magma mafico nel sistema pre-caldera, che produce inclusi dispersi nel magma ospite, con la porzione meno evoluta e omogenea che rimane probabilmente nella parte più bassa della camera magmatica (fig.11.2a).

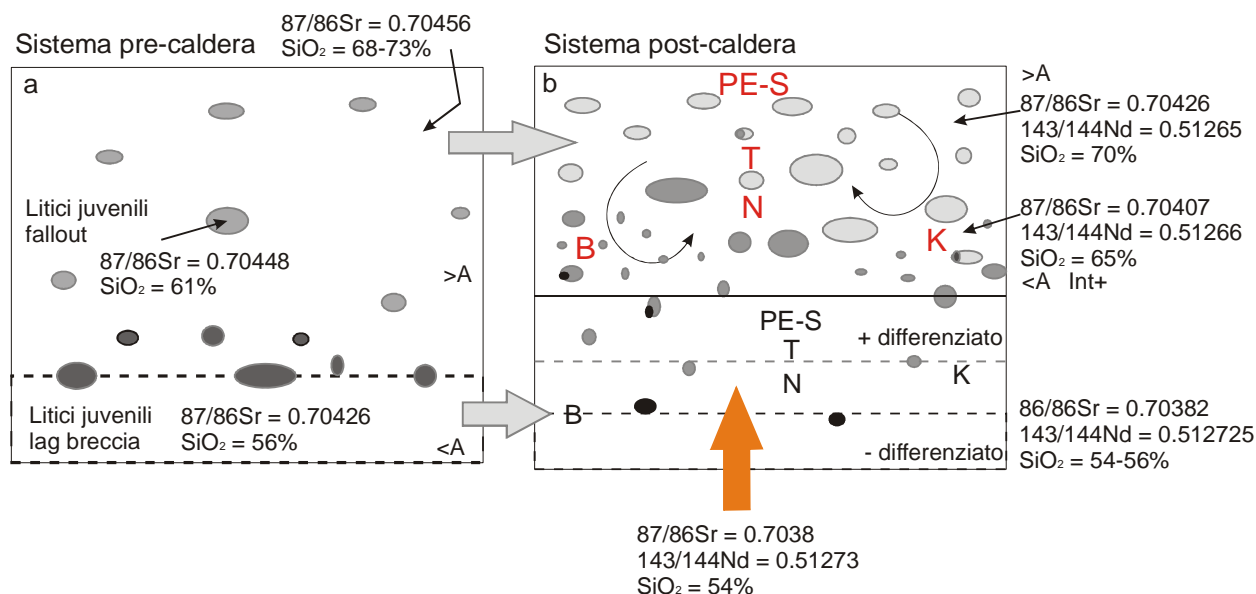


Figura 12.2: raffigurazione schematica di confronto per i due sistemi pre- (a) e post-caldera (b). A = assimilazione; Int = interazione. Sigle: PE= Profitis Elias; S= Sterna; T= Trapesina; N= Nifios; K= Karaviotis; B= Boriatico. a: i diversi toni di grigio indicano i due diversi tipi di inclusi/litici juvenili osservati. b: le sigle in nero indicano l'ideale suddivisione della porzione mafica in relazione agli inclusi cui da luogo all'interno dei diversi duomi; le sigle in rosso indicano l'ideale suddivisione della porzione evoluta ospite con relativi inclusi che genera i diversi duomi post-caldera. I diversi toni di grigio indicano i diversi gruppi di inclusi.

Riassumendo, anche in considerazione delle informazioni ricavate dalla micro-analisi isotopica, la fase pre-caldera è caratterizzata da una camera magmatica nella quale ampi volumi di magma evoluto e radiogenico (in relazione al rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) che sta cristallizzando plagioclasti con alto rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (>0.7045), viene intruso da un magma più primitivo e radiogenicamente distinto e ricco in volatili. Questo magma, probabilmente presente in proporzioni non troppo elevate rispetto al quello ospite, da luogo alla formazione di inclusi all'interno del magma evoluto.

Le sovrappressioni che si vengono a creare, in relazione anche al regime di stress che in quel periodo favorisce la chiusura del sistema, permettono di innescare l'eruzione esplosiva che conduce alla messa in posto dell'*Upper Pumice* e al collasso calderico.

Successivamente a questo evento, è probabile che il sistema si chiuda solo parzialmente, impedendo l'accumulo di volatili e la creazione di nuove condizioni di sovrappressione. Questo può accadere anche a causa delle fratture apertesesi in seguito al collasso calderico stesso, oltre che a un regime tettonico "favorevole".

In questo contesto il magma evoluto, rimasto in camera magmatica, viene di nuovo intruso da un apporto di magma relativamente primitivo e caldo, con basso rapporto

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e alto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, in proporzioni probabilmente maggiori rispetto alla precedente fase.

Le caratteristiche isotopiche di questa seconda porzione di magma primitivo, sono ben distinte dal magma che ha generato i litici juvenili, e hanno connotazioni chiaramente più mantelliche, che indicano una provenienza relativamente diretta dalla sorgente.

Questo magma, assimila, probabilmente, la porzione mafica, rimanente del precedente sistema dell'*Upper Pumice*, cosa che non produce effetti di particolare variazione sulle sue caratteristiche isotopiche, trattandosi di un residuo relativamente scarso rispetto al nuovo apporto, contribuendo forse solamente ad abbassare il rapporto isotopico del Nd.

In virtù delle sue caratteristiche reologiche e dell'alta temperatura, il nuovo magma è capace di produrre un'interfaccia di interazione con il magma evoluto ospite e di innescare moti convettivi (Marsh, 1981). Il degassamento del magma mafico e la differenza di densità tra i due magmi a contatto, provocano una progressiva interdigitazione dell'interfaccia all'interno del magma ospite, i moti convettivi sono progressivamente amplificati da questo processo, tali da provocarne la formazione e dispersione di porzioni discrete di questo magma mafico a formare gli inclusi. Questo magma subisce, quindi, una rapida cristallizzazione. In queste condizioni un processo di filtro-prensa, provoca anche la fuoriuscita del liquido residuale dalla struttura dell'incluso verso l'incassante, tale processo porta, già nelle fasi iniziali dell'interazione, una certa ibridizzazione della riolite ospite verso composizioni isotopicamente meno radiogeniche per lo Sr e più radiogeniche per il Nd, nella direzione del campo composizionale degli inclusi (fig.11.3). Contemporaneamente, queste condizioni fluido-dinamiche della camera magmatica, permettono di prendere in carico e disperdere all'interno della rio-dacite i cristalli di plagioclasio che conferiscono alle lave dei duomi l'alto grado di porfiricità.

In questo primo momento, nel tempo necessario a creare le condizioni dinamiche che permettano la dispersione degli inclusi, il magma mafico alla base della camera magmatica è soggetto a una certa differenziazione. Con l'inizio e il procedere della dispersione degli inclusi nel magma evoluto ospite, si innescano anche tutti quei processi di disgregazione e interscambio di fasi e porzioni di magma tra i due magmi a contatto. Ciò, produce nel tempo, la progressiva, lenta, ibridizzazione, della parte evoluta. Come già esposto, questa ibridizzazione, è data dall'effetto combinato di un processo di mingling, derivante dalla disgregazione degli inclusi post-caldera, sottoforma di micro-inclusi e singole fasi mineralogiche, e, in proporzioni minori dall'assimilazione del vetro espulso da questi inclusi per un processo di filtro-prensa.

Questi fattori conducono in primo luogo alla variazione delle caratteristiche isotopiche e composizionali osservate, tra le pomice, rappresentative del magma evoluto "iniziale", pre-caldera, e quello "finale" che forma i duomi post-caldera (con minore silice, più basso rapporto isotopico dello Sr e più alto del Nd), (fig. 11.1b). Una stima di questo mescolamento, indica che una percentuale di circa 20% di magma mafico, di composizione analoga a quello degli inclusi, è sufficiente a produrre la variazione dalla riolite dell'*Upper Pumice* alle lave rio-dacitiche dei duomi post-caldera.

Da questo punto in poi, il processo di disgregazione degli inclusi prosegue, intensificandosi e diversificandosi nel tempo, dando luogo alle caratteristiche diverse di ogni sistema duomo-inclusi, anche in funzione della zonatura che si viene a creare sia all'interno della porzione evoluta che di quella più primitiva.

I dati geochimici ed isotopici non rilevano la presenza di composizioni intermedie tra i magmi dei duomi e quelli degli inclusi. Ciò conferma l'ipotesi che il processo principale che guida l'interazione tra questi magmi non è un mescolamento di tipo chimico, ma legato a un mingling.

Le variazioni osservate, quindi, non sono frutto di un processo di ibridizzazione chimica, vero e proprio del magma evoluto dei duomi da parte di quello degli inclusi, ma di un mescolamento "artificiale" che si realizza a causa della presenza, in proporzioni variabili, di micro-inclusi di magma mafico all'interno dell'incassante.

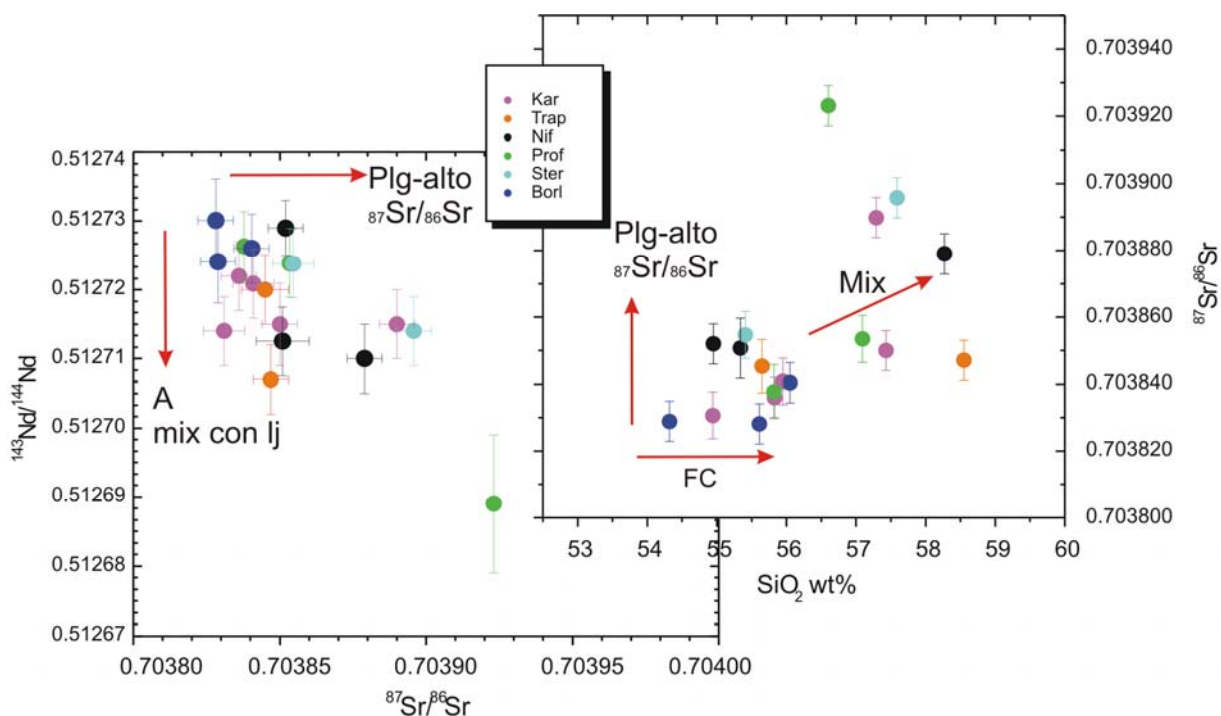


Figura 11.3: variazione dei rapporti isotopici dello Sr in funzione della silice e del Nd per gli inclusi nei duomi post-caldera. Gli andamenti messi in evidenza da queste variazioni rendono conto della gamma di fattori che concorrono a produrre la variabilità osservata all'interno della popolazione di inclusi analizzati. Ij = litici juvenili dell'Upper Pumice

L'ibridizzazione chimica agisce solo limitatamente, per porzioni di vetro degli inclusi che vengono facilmente assimilate, anche da un magma più freddo ed evoluto.

All'interno dei duomi, è possibile, quindi spiegare le diverse caratteristiche composizionali in termini di un diverso grado di interazione tra il magma evoluto e quello più mafico degli inclusi, attraverso un processo di mingling a piccola scala, che si amplifica nel tempo. In altre parole, si osserva un fenomeno in cui i due magmi si mantengono comunque come entità separate, ma la dispersione diviene progressivamente più intensa e nel tempo, con porzioni di magma mafico più piccole. Questo processo, assume caratteristiche ancora più accentuate nel caso del duomo di Boriatico, all'interno del quale la disgregazione degli inclusi si fa ulteriormente più spinta. Inoltre in questo sistema si aggiunge probabilmente un aumento complessivo dell'effetto di ibridizzazione di tutto il magma del duomo che tende verso termini meno evoluti, probabilmente una conseguenza di un ulteriore apporto di magma mafico e caldo, che si intensifica o si rinnova, nella fase finale di evoluzione di questo periodo di attività (a partire da Trapesina, infatti si osserva la comparsa di inclusi

nell'incluso). L'entità dell'effetto combinato di mingling micro-scopico e mescolamento all'interno dei delle lave dei duomi post-caldera è stato stimato di circa 30% .

La variabilità composizionale, osservata all'intero di ogni sistema di incluso, è anche in questo caso spiegabile attraverso la concomitanza di più processi e fattori. Processi di cristallizzazione, agiscono probabilmente precedentemente all'interazione con la rio-dacite e portano ad una prima diversificazione delle porzioni di magma; una mescolamento può avvenire una volta che i singoli inclusi sono formati, a causa dell'ingressione di porzioni di massa di fondo evoluta insieme ai macro-cristalli di plagioclasio. Infine, proprio l'ingressione di questi feno-cristalli, permette di giustificare quelle variazioni di aumento del rapporto isotopico dello Sr, indipendentemente da una variazione nel rapporto isotopico del Nd e della silice, che sembravano improbabili se imputate alla sola azione della massa di fondo del duomo.

Tutti questi processi avvengono in maniera differenziale e probabilmente casuale tra le diverse porzioni di magma che generano i singoli inclusi, dando luogo a gradi diversi di "contaminazione" (fig. 11.3b). Ciò indica che le singole porzioni di magma subiscono processi, probabilmente indipendenti tra di loro.

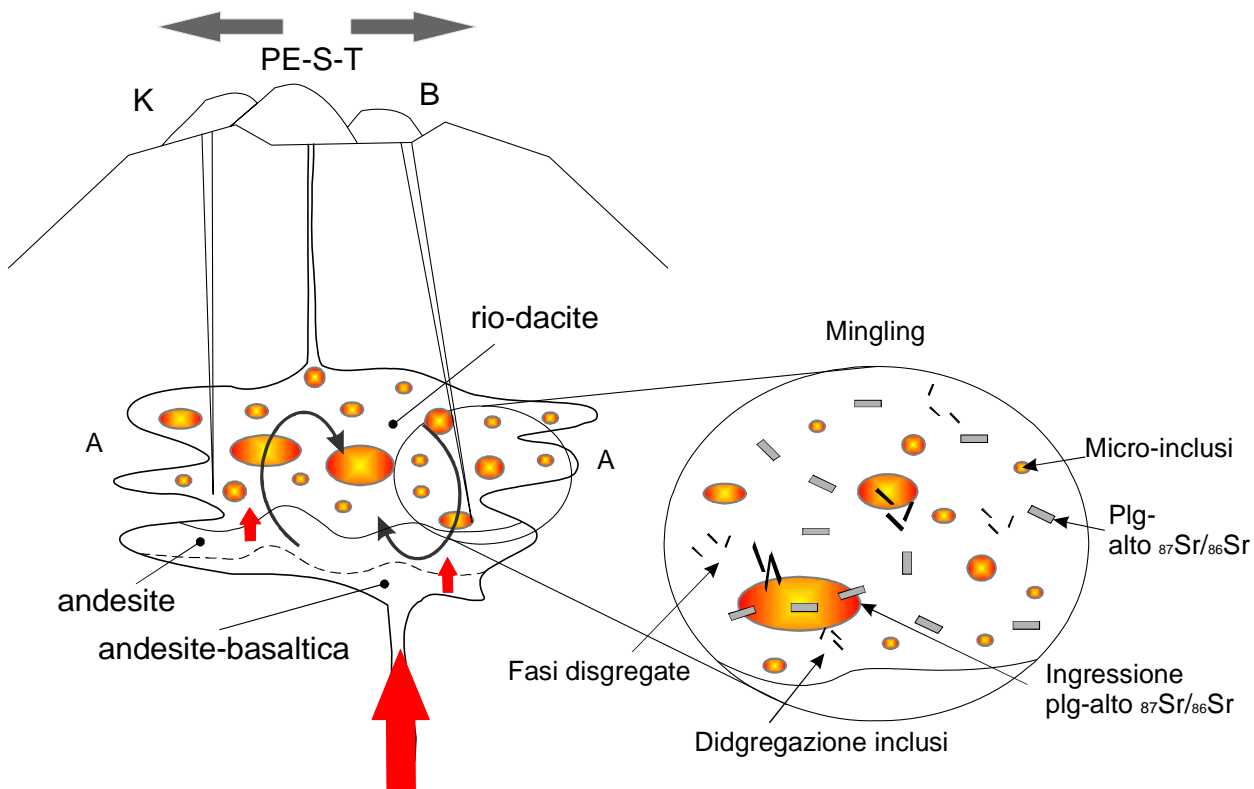


Figura 11.4: modello schematico del sistema magmatico nell'ultima fase di attività del vulcano Nisyros. La camera magmatica è caratterizzata dalla presenza di moti convettivi (freccie nere) e dalla dispersione del magma mafico all'interno del magma evoluto sottoforma di inclusi. La freccia rossa grande indica l'apporto di magma all'interno del sistema successivamente al collasso calderico, le freccie rosse piccole indicano la probabile risalita dell'interfaccia tra i due magmi nel tempo. A = assimilazione. Lo zoom illustra i processi di interazione che avvengono tra il magma evoluto ospite e quello mafico degli inclusi, alla mcro-scala.

Il modello in figura 11.4 riporta una ricostruzione del sistema magmatico post-caldera, con un particolare che illustra le complesse relazioni di interazione tra i due magmi, indicando anche che, la variabilità osservata all'interno dei duomi post-caldera, sia nelle caratteristiche della rio-dacite ospite che degli inclusi presenti al suo interno, sono probabilmente legati al diverso campionamento della camera magmatica nel tempo. I duomi infatti vengono emessi in posizioni diverse all'interno della caldera e anche all'esterno; ciò è probabilmente legato all'apertura di diversi condotti e fratture dalle quali risale il magma. In particolare la messa in posto procede in una direzione che si diparte dal Profitis Elias, in posizione semi-centrale all'interno della parte occidentale della caldera, verso le posizioni più esterne, di Karaviotis e Boriatico. Probabilmente i condotti che riforniscono questi ultimi due sistemi duomo-incluso permettono un campionamento delle porzioni più profonde della camera magmatica, che contemporaneamente sono quelle contraddistinte da una maggiore interazione tra i due magmi.

BIBLIOGRAFIA

- Tarney, J., Barr, S.R., Mitropoulos, P., Sideris, K., Katerinopoulos, A., Stouraiti, C., 1998 – *Santorini: geochemical, constraints on magma sources and eruption mechanisms*. In: Casale, R., Fytikas, M., Sigvaldasson, G., Vougioukalakis, G.E., 1998 – *The european laborator Volcanoes*. Proceedings of the second workshop Santorini, Greece, 1996, pp. 89-111
- McBireny, A.R., 1993 – Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. **76**, 61-69.
- Wyers, G.P., Barton, M., 1989 - *Polybaric evolution of calc-alkaline magmas from Nisyros, southeastern Hellenic Arc, Greece*. Journal of Petrology **30 (1)**, 1– 37.
- Sun, S., McDonough, W.F., 1989 - *Chemical isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. Magmatism in the ocean basins*. Spec. Publ., Geol. Soc. **42**, 313– 345.
- Marsh, B.D., 1981 - *On the crystallinity, probability of occurrences and rheology of lava and magma*. Contrib. Mineral. Petrol. **78**, 85–98.
- Buettner, A., Kleinhanns, I.C., Rufer, D., Hunziker, J.C., Villa, I.M., 2005 – *Magma generation at the easternmost section of the Hellenic arc: Hf, Nd, Pb and Sr isotope geochemistry of Nisyros and Yali volcanoes (Greece)*. Lithos **83**, 29-46.
- Marini, L., Principe, C., Chiodini, G., Cioni, R., Fytikas, M., Marinelli, G., 1993 - *Hydrothermal eruptions of Nisyros (Dodecanese, Greece). Past events and present hazard*. J. Volcanol. and Geotherm. Res. **56**, 71-94.
- Oberhansli, R., Partzsch, J., Candan, O., Cetinkaplan, M., 2001 - *First occurrence of Fe–Mg-carpholite documenting a high pressure metamorphism in metasediments of the Lycian Nappes, SW Turkey*. Int. J. of Earth Sci. **89**, 867– 873.
- Van der Maar, P.A., Jansen, J.B.H., 1981 - *Geological Map of Greece, Island of Ios. 1:50,000 scale*. Institute of Geology and Mineral Exploration (I.G.M.E.), Athens.

CONCLUSIONI

I risultati ottenuti nel corso del presente lavoro di Dottorato, attraverso lo studio petrografico, mineralogico e geochimico-isotopico, sui prodotti emessi nel corso dell'attività magmatica finale del vulcano Nisyros, hanno messo in evidenza complesse variazioni composizionali che possono essere spiegate per mezzo di complicati meccanismi di interazione tra due principali termini estremi (il magma evoluto presente in camera magmatica e quello primitivo che genera gli inclusi), concomitanti probabilmente a processi di contaminazione e di selezione, ritenzione, accumulo e riciclaggio di cristalli.

Tutto ciò, è indicativo della presenza di una camera magmatica, relativamente superficiale, composizionalmente zonata in maniera articolata e disomogenea, che viene rialimentata da magma più profondo, primitivo e caldo, che innesca moti convettivi imponenti. Questi moti convettivi, ne favoriscono e alimentano la dispersione all'interno del magma più evoluto e viscoso, provocando contemporaneamente il riciclaggio di cristalli e porzioni di cumulo della camera magmatica.

Ciò accade, diversamente da quanto precedentemente ipotizzato, anche precedentemente all'eruzione dell'*Upper Pumice*, con la formazione di inclusi (i litici juvenili) composizionalmente e isotopicamente distinti dal magma evoluto, rappresentato dalle pomice. Le caratteristiche messe in evidenza dai campioni di incluso all'interno dei duomi post-caldera, in particolare la correlazione tra i risultati geochimico-isotopici e di micro-analisi isotopica, con le caratteristiche petrografiche e di osservazione di campagna, hanno permesso di ricostruire una zonatura all'interno del sistema mafico, che si intrude all'intero del magma, evoluto, costituente i duomi. Questo sistema mafico, si presenta, infatti, diversificato e reca l'evidenza di una o più interfacce legate a diversi arrivi di nuovo magma mafico, forse successivi nel tempo.

Queste evidenze permettono di affermare che la fase finale di attività di Nisyros, vede la presenza di almeno due distinti eventi di rialimentazione del sistema magmatico superficiale, da parte di fusi più mafici e composizionalmente distinti rispetto al magma evoluto, presente in camera magmatica; un primo evento avviene precedentemente all'eruzione esplosiva, che genera l'*Upper Pumice*, l'altro precedentemente la messa in posto dei duomi. Questi input, provocano l'innescò di condizioni dinamiche all'interno della camera magmatica, con la formazione di moti convettivi, che permettono la dispersione della porzione mafica all'interno del magma ospite, generando gli inclusi. Tale interazione ha, probabilmente, entità diverse tra il periodo pre-caldera e quello post-caldera, denotando una intensificazione del processo nel tempo, con un tempo sufficiente a produrre interscambi di fasi mineralogiche e porzioni discrete di magma.

Nel periodo finale, in particolare, la persistenza di un magma mafico, che rialimenta il sistema superficiale, provoca una progressiva ibridizzazione del magma ospite, per un processo combinato di mingling alla micro-scala, progressivamente più intenso, e mescolamento chimico (più limitato); ciò provoca una variazione del sistema magmatico verso composizioni complessivamente più mafiche.

Il fatto che a parità di grado evolutivo dei prodotti emessi nei due successivi eventi magmatici, sin e post-caldera, si abbiano due stili di attività diversi, è probabilmente legato ad un ruolo determinante della tettonica locale, guidata dalle dinamiche regionali. Il regime di stress variabile, potrebbe infatti, aver provocato la chiusura del sistema nella fase precedente all'eruzione dell'*Upper Pumice*, dando la possibilità di formare delle

sovrappressioni e innescando l'evento esplosivo. Contrariamente, nella fase successiva, le fratture rimangono probabilmente aperte (ciò è facilitato anche dalle fratture formatesi in conseguenza del collasso calderico), permettendo la liberazione del gas e, successivamente, la messa in posto di magma in maniera estrusiva. I lineamenti tettonici locali sono inoltre, a nostro avviso, particolarmente importanti nel corso della messa in posto dei duomi, in quanto permettono un campionamento da porzioni diverse del sistema magmatico nel tempo (i duomi infatti si mettono in posto prima nel centro della caldera e poi verso i lati) contribuendo a determinare le piccole differenze osservate tra sistema e sistema duomo-inclusi.

Infine, il vicino centro eruttivo di Yali presenta caratteristiche che lo contraddistinguono da Nisyros, rappresentando un sistema indipendente, dove comunque si osservano analoghi processi di interazione tra magmi a diverso grado evolutivo. Tutto ciò avviene, probabilmente, in una camera magmatica marginale, attraverso processi forse meno efficienti, rispetto a quelli osservati nel vicino centro vulcanico di Nisyros. In questo caso, comunque, la scarsa rappresentatività dei prodotti campionati insieme alla limitata estensione e mancanza di continuità dei depositi studiati, impedisce, allo stato attuale, una ricostruzione più accurata.

Complessivamente, i risultati ottenuti sono concordi nel considerare il sistema di Nisyros-Yali come un ambiente molto dinamico, probabilmente tuttora sensibile in materia di rischio vulcanico, data l'età relativamente recente degli ultimi eventi esplosivi, e dei successivi apporti di magma all'interno del sistema. La presenza di un attivo sistema idrotermale, con grande potenzialità energetica, conferma, infatti, l'esistenza di un serbatoio magmatico a profondità relativamente superficiali, tuttora attivo e caldo.

Quando un'esperienza come quella del dottorato si conclude, al termine di tre anni di lavoro e di tante esperienze vissute, fare un ringraziamento che renda merito del contributo di tutti coloro che ho incontrato e conosciuto e che hanno concorso alla mia crescita, sia scientifica che personale, diventa estremamente complicato e francamente riduttivo. Oramai è tempo di bilanci e finalmente della concretizzazione di quello che, all'inizio, sembrava un termine lontano e improbabile. Dopo questi ultimi intensi mesi di lavoro e, diciamolo, patemi d'animo, posso guardarmi indietro e dire: doversi rifarlo morirei!

In ogni caso diamo a Cesare quel che è di Cesare: sicuramente non posso esimermi da fare i complimenti alla mia tutrice, Lorella Francalanci, perché sa scegliere sempre dei posti fantastici ed estremamente stimolanti su cui lavorare! A lei va la mia sincera gratitudine perché ha avuto la capacità e la pazienza di seguirmi in questi tre anni e di aiutarmi a discutere e approfondire le problematiche del mio lavoro. Perché mi ha bastonato quando c'era bisogno di farmi entrare nella testa che ci vuole pazienza, perseveranza, passione e, sicuramente, spirito di sacrificio. Insieme a lei vorrei dire grazie a Giorgio che è innamorato di Nisyros e ci ha fatto capire cosa significa esserlo. Perché è uno che sa mangiare e bere e perché adora la musica, quella vera. Senza di lui questo lavoro non sarebbe stato possibile.

Dico grazie a Sandro Conticelli per la sua revisione della tesi, i consigli tattici e l'incoraggiante appoggio dimostratomi, in particolare nel corso di questi ultimi mesi. Un particolare GRAZIE va a Simone Tommasini: uno stimolo continuo a mettersi alla prova. Per i suoi consigli e le critiche costruttive, perché è sempre pronto a discutere delle cose.

Non posso poi dimenticare di ringraziare le mie carissime colleghe e amiche, anche se mi hanno abbandonato in questo ultimo anno di passione! Tantissime grazie a Chiara (un esempio, sempre e comunque), Elena (la parola giusta al momento giusto) e Luisa (un appoggio incondizionato in qualsiasi occasione) con le quali ho condiviso i momenti difficili e anche quelli più divertenti. Perché sono le uniche che possono capire cosa vuol dire stare rinchiuso ai Macelli dei mesi senza vedere la luce del giorno! E a proposito di Macelli voglio ringraziare Maurizio Ulivi, l'unico che resiste stoicamente in quel posto isolato dal mondo. Grazie, per le chiacchiere in pausa pranzo e per i filamenti sempre pronti allo spettrometro.

Ringrazio Andrea Orlando che si ricorda sempre di buttare un occhio nella mia stanza e vedere se sono viva o morta!

E ora è il turno di tutti i miei amici, compagni di corso e non, con i quali passo il mio tempo migliore a lavoro e fuori! Perché mi prendono come sono e se ci girano il giorno dopo non se ne parla più. Grazie a Laura, Silvia, Cape, la Pecchia, Filomena, Barbara (molto più che una "Compagnia di Pranzo") e anche Luna, Fede, Andrea. E poi devo dire grazie anche alle Elise, Martina, Sara, Barbara che si sono sempre preoccupate di capire "a che punto ero" con questa tesi!

Non sarebbero ringraziamenti seri se non dicessi grazie alla mia famiglia, che sebbene non abbia ancora capito che cosa ho fatto in questi tre anni, non ha mai smesso di credere che alla fine qualcosa sarebbe venuto fuori.

Dulcis in fundo dico grazie a Fabio, e dire grazie non basta: senza di lui non l'avrei davvero sbarcata. Gli dico grazie perché ha partecipato attivamente a questo lavoro, perché mi ha sopportata e supportata e perché ha saputo pensare per me quando la mia testa era troppo altrove. Va a finire che ho fatto proprio bene a sposarlo...

In ultimo, ma non meno importante, voglio ricordarmi di tutti gli amici e colleghi, italiani e non, conosciuti alle varie scuole estive a cui ho partecipato in questi tre anni, perché fare queste esperienze insieme è stata fonte di forte motivazione. Voglio ringraziare in particolare tutti gli amici dell'AIV, particolarmente Rosanna, una donna con le palle, Marco, un perfezionista, il nostro uomo in carriera, Alessio, Maurizio, Corrado, Rosa, per la loro amicizia, le notti insonni e le risate che ci siamo fatti, perché stare con loro è sempre un gran piacere.

Il presente studio è stato possibile grazie alla collaborazione tra Università degli Studi di Firenze e I.G.M.E. di Atene, nelle persone del Dott. G.E. Vougioukalakis, responsabile del progetto su Nisyros, e della Prof.ssa L. Francalanci. Le ricerche effettuate per il completamento di questa tesi di Dottorato sono state finanziate dal Ministero dell'Istruzione e della Ricerca Scientifica, attraverso i fondi PRIN (2005), dai fondi Ateneo di Firenze (ex 60%), assegnati alla Prof.ssa Lorella Francalanci, e da una borsa di studio di Dottorato dell'Ateneo Fiorentino, assegnata alla sottoscritta dott.ssa Eleonora Braschi.

APPENDICI

Appendice I

Schema riassuntivo della ricostruzione stratigrafica di Nisyros secondo gli studi e l'interpretazione di Volentik et al. (2005). Le sigle utilizzate per l'identificazione dei depositi sono quelle riportate nelle tabelle comparative nel capitolo 3 e vengono brevemente descritte nelle loro caratteristiche essenziali, (da Volentik et al., 2005).

Synthem	Sub-synthem	Unit	General description	Thickness (m)	Tectonics	Chemical composition	Most representative outcrop	Unit numbers of Volentik et al. (2002)
Gorceix		gk	Debris flow deposits related to hydrothermal eruptions; the matrix is clayey to sandy and yellow in colour and its characteristic is the presence of a variable amount of secondary sulphur and euhedral gypsum crystals (Marini et al., 1993)	30-40	N030°		southern part of the Lakkì plain and Ramos area	
		pl	Post-caldera lava domes and dome coulées including andesitic enclaves up to 30 cm in size.	600	N030°	rhyodacitic	Mt Profitis Ilias	23
Profitis Ilias		ya	Pyroclastic deposit: the Yáli fallout layer is found remobilized within the talus fans around the island	2		rhyolitic	along the road to the caldera floor	22
		fdn	Epiclastic deposit reworking up	2				
Kárdia	Pali	dn	Upper Pumice pyroclastic deposits: flow-wavy surge-flow-planar bedded surge sequence	up to 30	N030°	rhyodacitic	Loutrá, Pali	
		nlf	Nitáá lava flows; a palaeosoil covers the top of the blocky surface of the flows	150	N030°	rhyolitic	Monastery of Agnios Theologos and near Nikiá	21
		pl	Epiclastic deposits composed of debris flow deposits that rework emb to vu; the top is pedogenised	5 and up to 20			Loutrá, Avlaki	
	Loutrá	dl	Lower Pumice pyroclastic deposits: fall-flow-wavy surge-flow sequence topped by a widespread palaeosoil	up to 20	N030°, N120°	rhyolitic	Loutrá, Pali, Avlaki	20
		llf	Lubuniá lava flow	7	N340°	andesitic	northern flank of Nisyros (above Loutrá)	
		vu	Vunári debris avalanche deposit: rounded blocks showing jigsaw fractures within a fine matrix producing a hummocky topography	20-30	N030°, N070°, N340°		northern coast of the island	
Fourniá		emb	Emboriá lava flows and domes with minor block and ash flow deposits, including 1-2% of andesitic enclaves	150	N030°, N340°	dacitic	northern flank of Nisyros (Akimaronas Hill)	19
		bif	Aghia Basileí lava flows with thick red scoriae sole and top	up to 25	N030°	basalt-andesitic to andesitic	western flank of Nisyros	
Lies		pcj	Paleocastro epiclastic deposits reworking the previous volcanic deposits, resulting in the deposition of debris flow and hyper-concentrated flow	up to 20			western flank of the volcano in the area of Kárdia	
		lf	Lava flows related with the previous explosive unit	up to 10	N030°, N070°, N120°, N340°	basalt-andesitic	widespread all around the island	17-18
	Xolante	xo	Pyroclastic deposits: red and black scoriae fallout, planar bedded surges, and violet pyroclastic flow	up to 15	N030°, N070°, N120°, N340°	basalt-andesitic	widespread all around the island	15-16
		vs	Pyroclastic deposit: (violet strombolian?) fallout deposit	1	N070°	basalt-andesitic	between the Monastery of Kyra and the beach of Lies	
		pa	Epiclastic deposits reworking pa, resulting in debris flow and hyperconcentrated flow deposits; displays flow and pinch out structures	20			in deep valleys in the eastern flank of Nisyros	

Table 3.2. Summary of the stratigraphy of Nisyros volcano.

Synthem	Sub-synthem	Unit	General description	Thickness (m)	Tectonics	Chemical composition	Most representative outcrop	Unit numbers of Volentk et al. (2002)
Lies		pa	<i>Pahia Ammos</i> pyroclastic deposits: light grey surges, proximal fallout and minor pyroclastic flow, with a number of intercalated palaeosols	80	N070°, N340°	andesitic to dacitic	between the beaches of Lies and Pahia Ammos	17
		lf ⁷	Light grey lava flow	10	N070°, N340°	dacitic	between the beaches of Lies and Pahia Ammos	
	Afonas	alf	<i>Argos</i> lava: dark grey lava flows and domes with minor block and ash flow deposits; reddish banding and perlitic textures	up to 60	N030°, N070°, N120°	rhyolitic	southern caldera walls below Monastery of Siávros	14
		sv	<i>Stávros</i> pyroclastic deposits: show a surge-flow sequence (note the lack of airfall deposit)	30	N030°, N070°	basalt-andesitic	southern caldera walls below Monastery of Siávros	13
		lf ⁶	Lava flow with a thick sole of red scoriae	up to 40	N030°, N070°	andesitic	north-eastern part of Nisyros	12
		xlfb	Lava flow with the peculiarity of incorporating up to 30% of enclaves (mainly andesitic blebs)	up to 25	N030°, N070°	dacitic	north-eastern part of Nisyros	11
		lf ⁵	Lava flow	up to 40	N030°, N070°, N340°	andesitic	north-eastern part of Nisyros	10
		msj	Epiclastic deposit reworking ms	2			northern and north-eastern caldera walls (below Emboriò)	9
		ms	<i>Méisseri</i> pyroclastic deposits: fall-flow-fall-surge-flow succession; magmatic fraction is composed of pinkish red pumices and scoriae	35	N030°	andesitic	northern caldera walls below Emboriò	8
		lf ⁴	Scoria-rich lava flows	70	N030°	basalt-andesitic	north-eastern caldera walls (ubiquitous around the caldera)	7
Kato Lakki	Second lake	sl	Lacustrine deposits: same deposits as lf ¹ but the sequence ends with deposition of subaqueous lapilli: fallout and fine sand-waved surges	5			north-eastern caldera walls	6
		lf ³	Lava flow emplaced on the top of the lacustrine beds, resulting in load cast structures within the water-saturated sediments	5	N030°	basalt-andesitic	north-eastern caldera walls	5
	First lake	lf ¹	Lacustrine deposits: varved deposits of dominant volcanic input with few intercalations of black, Mn-rich layers	5			north-eastern caldera walls	4
		kb	<i>Lakki B</i> pyroclastic deposits: show a surge-fall-flow-surge-flow sequence; same magmatic fraction as ka	60	N030°	basalt-andesitic	eastern caldera walls	
		lf ²	Lava flow	40	N030°, N070°	andesitic	north-eastern caldera walls	3
Kremastó	ka	<i>Lakki A</i> pyroclastic deposits: show a fall-flow-surge-fall succession; the magmatic fraction is black, poorly vesiculated and crystal-poor (cpx and fds).	30	N030°	basalt-andesitic	north-eastern caldera walls	2	
	lf ¹	Lava flow; strongly tectonised in some places	35	N030°	basalt-andesitic	north-eastern caldera floor	1	
Kanatia		ho _a	Epiclastic deposits reworking and interbedded within ho _s ; intense hydrothermal alteration in some places	10			north-western coast	
		ho _s	<i>Holaki</i> hyaloclastites and pillow lavas	40-50	N030°	basalt-andesitic	Monastery of Aghios Spiliami	

Table 3.2. continued

Appendice II

LOCALIZZAZIONE E CARATTERISTICHE DEI CAMPIONI PRELEVATI A NISYROS E YALI

Campione	Sistema	Litologia	Località	Posizione Stratigrafica	Composizione	Dimensioni	Colore	Struttura	Caratteristiche
NIS264	duomo Karaviotis	lava	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	dacite	-	-	Porfirico	
NIS265	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	35*10*20	rossiccio	Afirico, chilled margin ben sviluppato	
NIS266	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	10*10*20	rossiccio	Poco porfirico	Forma plastica
NIS267	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	10*10*21	rossiccio	Porfirico	
NIS268	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	15*15*10	rossiccio	Poco porfirico	incluso nell'incluso con chilled margin, ulteriori inclusi cristallini
NIS269	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	15*15*11	rossiccio	Poco porfirico, chilled margin ~0.5 cm	
NIS270	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	D = 10	rossiccio	Poco porfirico, chilled margin ben sviluppato più scuro	
NIS271	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesiti	D = 15	rossiccio	Poco porfirico	
NIS272	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesiti	5*5*10	grigio scuro	Afirico, chilled margin ben sviluppato	Parte centrale più vacuolare
NIS273	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	5*7*5	rossiccio	Afirico	
NIS274	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	D = 4	rossiccio	Porfirico, chilled margin ben sviluppato	
NIS275	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	3*4*4	rossiccio		Forma plastica
NIS276	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Strada Mandraki Ag. Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	D = 5	rossiccio		
NIS277	duomo Karaviotis	lava	Ag.Stavros	parte alta	riolite	-	-	Porfirico	
NIS335	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Kateros	parte alta	andesite basaltica	D = 20	grigio	Porfirico (~ 10%), microcristallino a grana fine, denso, chilled margin 1.5 cm	
NIS336	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Kateros	parte alta	andesiti	D = 15	grigio chiaro	Porfirico (~ 15%), microcristallino a grana fine, denso, chilled margin 1.5 cm	
NIS337	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Kateros	parte alta	andesite basaltica	20*30	rossiccio	Porfirico (~ 15%), microcristallino a grana fine, denso, chilled margin < 1cm	
NIS338	duomo Karaviotis	incluso magmatico	Kateros	parte alta	andesiti	D = 20	grigio	Porfirico (~ 20%), microcristallino a grana fine, denso, chilled margin assente	più inclusi nell'incluso, anche di 4-5 cm di diametro
NIS278	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	?	40*40*30	grigio chiaro	Porfirico (~ 30%), microcristallino a grana fine, denso	più inclusi nell'incluso afirici
NIS279	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	andesiti	30*20*10		Porfirico	
NIS280	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	andesiti	D = 30		Afirico	interdigitazioni, variazioni di vacuolare
NIS281	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	20*10*10		Afirico, chilled margin	
NIS282	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	andesite basaltica			Afirico, denso, chilled margin ben sviluppato	
NIS283	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	?	D = 5		Afirico	
NIS284	duomo Trapesina	incluso magmatico	Ag.Stavros	parte intermedia	andesite basaltica	D = 2-3		Afirico	
NIS285	duomo Trapesina	lava	Ag.Stavros	parte intermedia	riolite	-	-	Porfirico	molto inclusi
NIS286	duomo Trapesina	lava	Lakki	base	riolite	-	-	Porfirico	molto inclusi
NIS288	duomo Nifios	lava	lobo ovest	parte alta	dacite	-	-	Porfirico	molto inclusi
NIS289	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo ovest	parte alta	andesite basaltica	?	rossiccio	Porfirico, chilled margin	più inclusi piccoli nell'incluso, variazioni di cristallinità e interdigitazioni
NIS290	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo ovest	parte alta	andesiti	?	grigio		
NIS291	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo ovest	parte alta	andesiti	40*40*30	grigio	Quasi afirico	
NIS298	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo ovest	parte bassa	andesiti	?		Afirico, microcristallino a grana grossolana	

Campione	Deposito	Litologia	Località	Stratigrafica	Composizione	Dimensioni	Colore	Tessitura	Caratteristiche
NIS329	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo est	parte inintermedia	andesiti	?	rossiccio	Porfirico (~ 30%), microcristallino a grana fine, denso, chilled margin chiaro	variazioni di cristallinità, striature vetrose
NIS330	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo est	parte inintermedia	andesite basaltica	D = 40	rossiccio	Africo, microcristallino a grana grossolana	Possiede una alta % di cristalli chiari (plagioclasti) in massa di
NIS331	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo est	parte inintermedia	andesiti	13*17	rossiccio	Porfirico (~ 10%), chilled margin ben definito	Forma plastica, variazioni di cristallinità, più vacuolare al centro
NIS332	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo est	parte inintermedia	andesite basaltica	30*30	grigio	Africo, chilled margin 1.5 cm	Sembra privo di anfiboli
NIS333	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo est	parte inintermedia	andesite basaltica	30*30	chiaro	Africo, microcristallino a grana grossolana	Possiede una alta % di cristalli chiari (plagioclasti) in massa di
NIS334	duomo Nifios	incluso magmatico	lobo est	parte inintermedia	andesite basaltica	60*40	grigio-rossiccio	Porfirico (~ 30%)	
NIS287	duomo ProfitisElias	lava	Ag. Elias	parte alta	riolite	-	-	Porfirico	
NIS292	duomo ProfitisElias	lava	Sentiero Diavatis	parte inintermedia	riolite	-	-	Porfirico	
NIS293	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo NE	parte inintermedia	andesite basaltica	D = 50-70		Porfirico, chilled margin ben sviluppato	
NIS294	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo NE	parte inintermedia	andesite	?	rossiccio	Porfirico	incluso nell'incluso
NIS295	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo NE	parte inintermedia	andesite	?		Porfirico, chilled margin	
NIS296	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo NE	parte inintermedia	andesite	?		Africo, microcristallino a grana grossolana	Prevalenti plagioclasti in massa di
NIS297	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo NE	parte inintermedia	?	5*7*5		Porfirico	
NIS345	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo SO	parte alta	andesite basaltica	D = 10-12	gigio	Poco porfirico	forme spigolose e globulari
NIS346	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo SO	parte alta	?	6-7*3-4	gigio	Poco porfirico, microcristallino a grana grossolana, chilled margin 5mm più denso	
NIS347	duomo ProfitisElias	lava	lobo SO	parte alta	riolite	-	-	Porfirico	
NIS348	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo SO	parte alta	andesite basaltica	D = 15	grigio-	Poco porfirico	
NIS349	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo SO	parte alta	andesite basaltica	D = 20	rossiccio	Poco porfirico, microcristallino a grana	Arrossamento concentrato sui
NIS350	duomo ProfitisElias	incluso magmatico	lobo SO	parte alta	andesite	15*10	rosso	Vacuolare, chilled margin sottile	Arrossamento concentrato nella massa di fondo
NIS299	duomo Sterna	lava	Lakki	base	riolite	-	-	Porfirico	multi inclusi nell'incluso
NIS300	duomo Sterna	incluso magmatico	Lakki	base	andesite	?		Porfirico, chilled margin poco sviluppato	
NIS301	duomo Sterna	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	D = 30	rosso	Porfirico	
NIS302	duomo Sterna	incluso magmatico	Lakki	base	andesite	D = 20	rosso	Porfirico	arrossamento sui plagioclasti
NIS303	duomo Sterna	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	D = 20	rosso	microcristallino grana fine	vacuolare
NIS304	duomo Boriatico	lava	Lakki	base	dacite	-	-	Porfirico	multi inclusi
NIS305	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	30*20	grigio	Porfirico, microcristallino a grana fine	vacuolare
NIS306	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	30*10*10	grigio	Porfirico	
NIS307	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	20*10*10	grigio chiaro	microcristallino grana fine	
NIS308	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	D = 20	grigio	chilled margin ben sviluppato	
NIS309	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite	D = 50	grigio	Africo	
NIS310	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite	100*40	grigio molto	Africo	zone a cristallinità variabile
NIS311	duomo Boriatico	incluso magmatico	Lakki	base	andesite basaltica	15*10	grigio	Porfirico	
NIS324	duomo Boriatico	incluso magmatico	lato NO	base	?	8*5		Africo, chilled margin assente	
NIS325	duomo Boriatico	incluso magmatico	lato NO	base	andesite	15*10	grigio	Porfirico (~ 10%), microcristallino fine, denso, chilled margin <1 cm chiaro	
NIS326	duomo Boriatico	lava	lato NO	base	dacite	-	-	Porfirico	multi inclusi
NIS327	duomo Boriatico	incluso magmatico	lato NO	base	?	18*50	grigio	Porfirico (~ 20%), microcristallino fine, denso, chilled margin assente	inclusi nell'incluso, striature vetrose
NIS328	duomo Boriatico	incluso magmatico	lato NO	base	andesite basaltica	18*50	rossiccio	porfirico (~ 10%), microcristallino fine, denso	porfirico (~ 10%), microcristallino fine, denso
NIS312	UP-Lag Breccia	Litico juvenile	P.ta Katsouni	tetto	andesite	D = 20-30	grigio		denso, molto simile agli inclusi

Campione	Deposito	Litologia	Località	Stratigrafica	Composizione	Dimensioni	Colore	Tessitura	Caratteristiche
NIS313	UP-Lag Breccia	Litico juvenile	P.ta Katsouni	tetto	andesite	D = 20-30	grigio		denso, molto simile agli inclusi
NIS314	UP-Lag Breccia	Litico juvenile	P.ta Katsouni	tetto	andesite	D = 20-30	grigio		denso, molto simile agli inclusi
NIS315	UP-Fallout	pomice	Pali	base	riolite	m = 5 M = 15	chiaro		molto cristalline
NIS316a	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	andesite	m = 10 M = 15	grigio		
NIS316b	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	andesite	m = 10 M = 15	grigio		simile agli inclusi
NIS316c	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	dacite	m = 10 M = 15	grigio		simile agli inclusi
NIS316d	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	?	m = 10 M = 15	grigio		simile agli inclusi, simile a b meno
NIS316e	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	?	m = 10 M = 15	grigio		
NIS316f	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	?	m = 10 M = 15	grigio		
NIS316g	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	?	m = 10 M = 15	grigio		caratteristiche intermedie tra b e c
NIS316h	UP-Fallout	Litico juvenile	Pali	base	?	m = 10 M = 15	grigio		simile a e ma più femico
NIS339	Rimaneggiato	pomice	Yali SO	R-Inf	riolite	m = 1 M = 4-5	chiaro		poco cristalline
NIS340	Rimaneggiato	pomice	Yali SO	R-Sup	riolite	m = 0.5 M = 2	chiaro		
NIS341	Fallout	pomice	Yali SO	YUP	riolite	m = 3 M = 6	bianco		
NIS342	Fallout	Litico juvenile	Yali SO	YUP	andesite basaltica	D = 3-4	grigio		
NIS343	Duomo	lava	Yali NE	base	riolite	-	-		
NIS344	Surge e fallout	Litico juvenile	Yali NE	base tuff-ring	andesite basaltica	D = 15	grigio		porfirico
NIS351	Surge e fallout	perlite	Yali NE	tuff-ring	riolite	-	-		
NIS352	Surge e fallout	Litico juvenile	Yali NE	base tuff-ring	dacite	D = 15-20	grigio	Porfirico	porfirico

Appendice III

METODO DI VALUTAZIONE DELLA PERCENTUALE DI INCLUSI NEI DUOMI

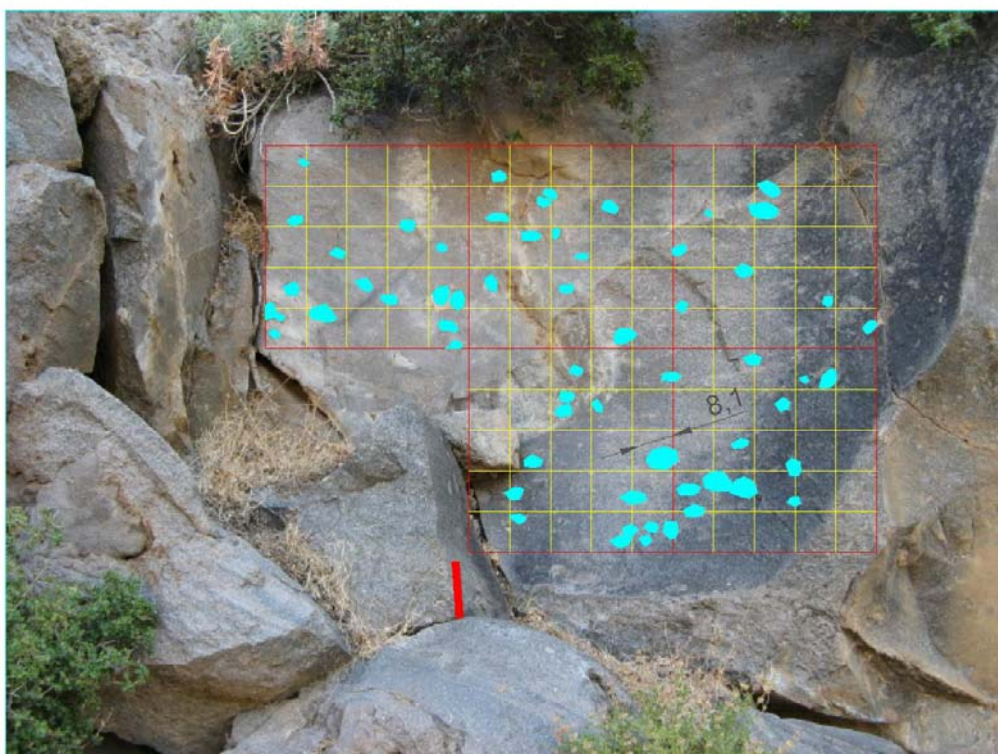
Le figure seguenti rappresentano alcuni esempi del lavoro effettuato sul materiale fotografico di campagna per ottenere le stime percentuali riportate in tabella 1 del capitolo 4.

In campagna sono state effettuate una serie di foto sulle pareti più esposte e giudicate sufficientemente rappresentative del duomo considerato, per estensione e continuità dell'affioramento.

Sulle foto ottenute sono state successivamente disegnate delle griglie metriche e sono stati selezionati gli inclusi, che cadono all'interno di queste griglie. Fatto questo, è stata calcolata la superficie totale evidenziata, rappresentativa degli inclusi presenti, e confrontata con la superficie complessiva identificata dalla griglia, ottenendo così una percentuale.

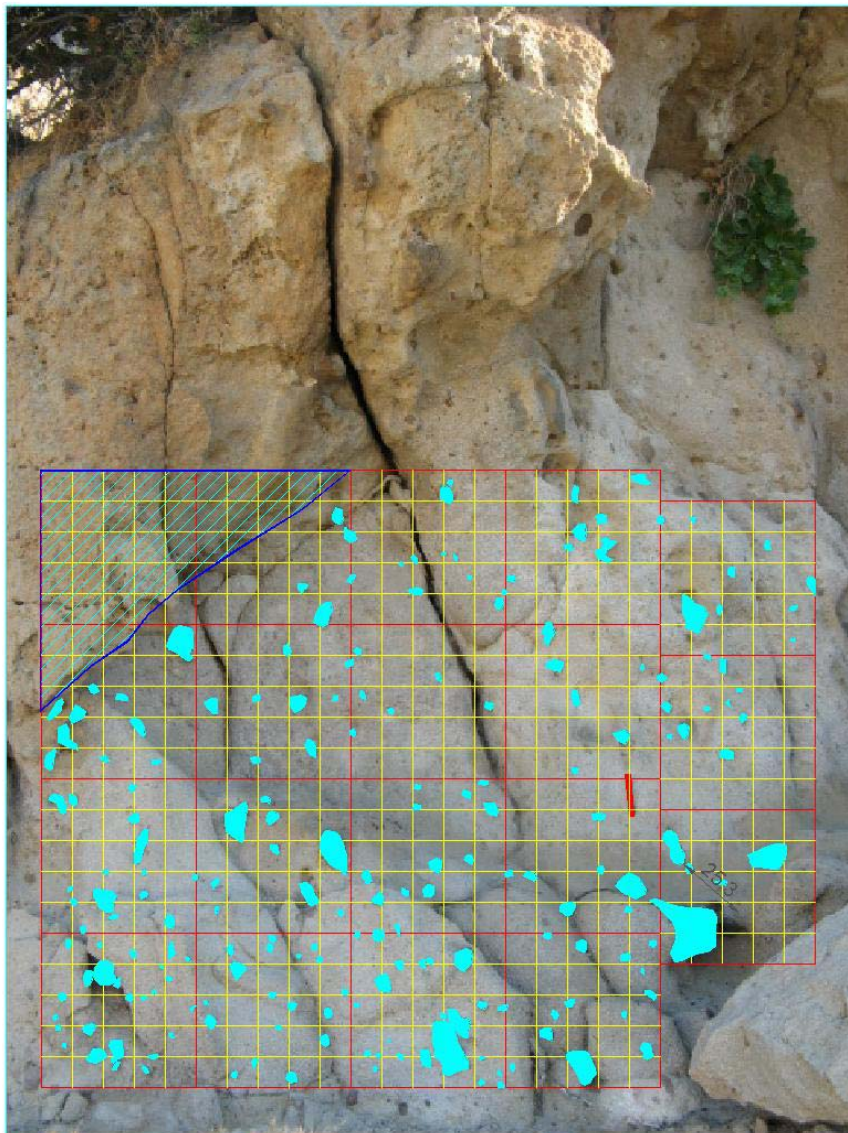
Queste stime che prendono in considerazione esclusivamente le superfici visibili in parete, senza alcuna estrapolazione tridimensionale. Viene trascurato, quindi, l'aspetto dello sviluppo nello spazio tridimensionale dei corpi selezionati così come il contributo di quegli inclusi di dimensioni inferiori alla scala della risoluzione. Nel caso di Boriatico, infatti, dove gli inclusi hanno dimensioni medie più piccole rispetto agli altri duomi, queste stime, hanno talvolta fornito risultati contrastanti. La valutazione finale ha tenuto conto quindi di questo fattore, prendendo in considerazione quei risultati che più si allineano ad una valutazione occhio metrica e anche a stime effettuate precedentemente da altri autori (Gansek, 1991, Lodise, 1987).

Boriatico:
 Inclusi visualizzati 593 cmq
 Griglia considerata $100 \times 100 + 50 \times 50 = 12500$ cmq
 Percentuale inclusi 4.7%
 Dimensione massima incluso circa 8.1 cm



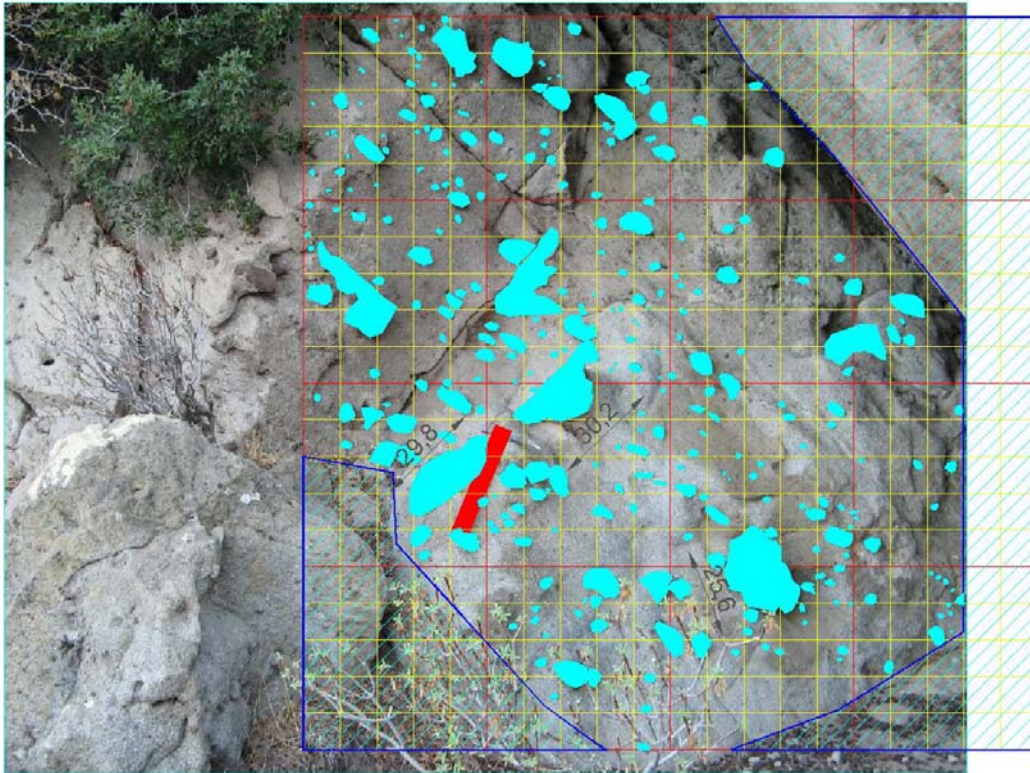
I duomi di Profitis Elias e Sterna hanno presentato particolari difficoltà di riconoscimento dei diversi inclusi, in parete, a causa della presenza di estese coperture di licheni e pareti estremamente frastagliate, difficilmente schematizzabili per una stima superficiale. Anche in questi casi, i risultati ottenuti sono stati, quindi, confrontati con quelli presentati in letteratura, per definire una percentuale rappresentativa.

Trapesina:
Inclusi visualizzati 2306 cmq
Griglia considerata $200 \times 200 + 50 \times 150 = 43780$ cmq
Percentuale inclusi 5,3%
Dimensione massima incluso circa 25,3 cm

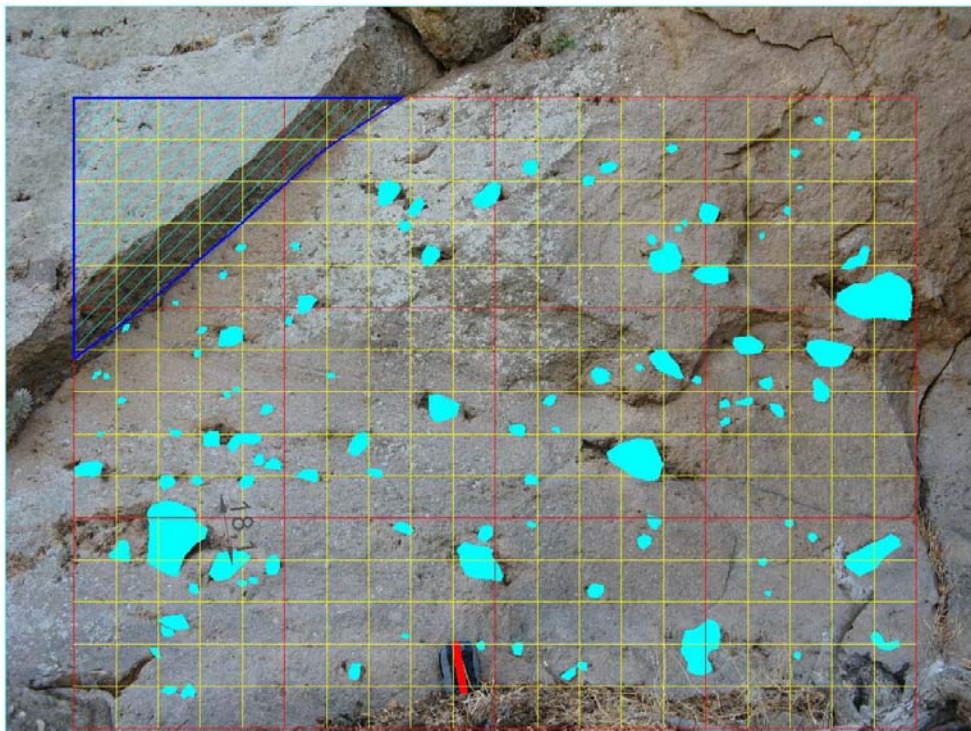


Appendice III

Karavitis:
Inclusi visualizzati 3597 cmq
Griglia considerata 200x200-11115 = 28885 cmq
Percentuale inclusi 12.5%
Dimensione massima incluso circa 30.2 cm



Nifos:
Inclusi visualizzati 1467 cmq
Griglia considerata 200x100+50x200-2392=27608 cmq
Percentuale inclusi 5.3%
Dimensione massima incluso circa 18.1 cm



Appendice IV

Correzione per il frazionamento isotopico

Una delle più frequenti fonti di errore nella spettrometria di massa a sorgente solida deriva dalla tendenza degli isotopi più leggeri a evaporare e ionizzarsi più velocemente di quelli pesanti. Ciò è dovuto al fatto che i processi di evaporazione e ionizzazione richiedono la rottura dei legami chimici, la cui forza dipende dalla massa. Le differenze di energia di legame tra due isotopi dello stesso elemento implicano che il fascio ionico si arricchisca in isotopi leggeri rispetto al campione rimasto sul filamento, determinando il frazionamento isotopico. Col procedere dell'analisi, il rapporto tra un isotopo leggero e uno pesante diminuirà continuamente. Questo effetto è stato largamente studiato e diverse teorie sono state sviluppate per descrivere l'andamento del frazionamento isotopico durante le misure su spettrometri di massa di questo tipo (eg. Wasseburg et al., 1981; Thirwall, 1991; Avanzinelli et al., 2005).

Per correggere i dati isotopici dall'influenza del frazionamento, che può produrre errori fino all'1% sui rapporti isotopici misurati, sono stati proposti diversi tipi di correzione: legge lineare (*linear law*), legge di potenza (*power law*) e legge esponenziale (*exponential law*).

Lavori recenti hanno suggerito che la legge esponenziale sembra fornire la più accurata correzione per il frazionamento di massa dei rapporti isotopici, sia per strumenti a ionizzazione termica (Thirwall, 1991), che per strumenti con sorgente al plasma (Luais et al., 1999).

La principale caratteristica di questa legge è costituita dal fatto che per prima utilizza le masse dei diversi isotopi anziché le masse nominali. Il coefficiente di frazionamento esponenziale per unità di massa è definito in accordo con Lee et al. 2001, come:

$$\alpha(u,v) = \ln(R_{uv}^N/R_{uv}^M)/\ln(m_u/m_v)$$

dove: α = fattore di frazionamento tra due isotopi u e v;

R^N = rapporto isotopico "vero" o "normale";

R^M = rapporto misurato;

m_u, m_v = masse di u, v;

Il rapporto corretto è dato da:

$$R_{uv}^C = R_{uv}^M (m_u/m_v)^{\alpha(u,v)}$$

Nel caso della misura dei rapporti isotopici dello Sr, dove il rapporto naturale di riferimento è $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$, si ottiene:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^C = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^M * [8.375209 / (^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^M]^{\ln(m_{87}/m_{88})/\ln(m_{88}/m_{86})}$$

BIBLIOGRAFIA

- Luais, B., Telouk, P., Albarede, F., 1999 – *Precise and accurate neodymium isotopic measurements by plasma-source mass spectrometry*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4847-4854.
- Lee, C.T., Yin, Q.Z., Lee, T.C., 2001 – *An internal normalization technique for an mixing total-spiked mixture with application to MC-ICP-MS*. *Computer & Geoscience*, 27, 577-581.
- Wasseburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen, T., 1981 – *Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions*. *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2311-2323.
- Thirwall, M.F., 1991 – *Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis*. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.*, 94, 85-104.
- Avanzinelli, R., Boari, E., Conticelli, S., Francalanci, L., Guarnieri, L., Perini, G., Petrone, C.M., Tommasini, S., Ulivi, M., 2005 – *High precision Sr, Nd and Pb isotopic analysis using the new generation Thermal Ionisation Mass Spectrometer ThermoFinnigan Triton-Ti[®]*. *Per. Mineral.* 74, 3, 247-266.

Appendice v

TABELLE RIASSUNTIVE DELLE PRINCIPALI CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE DEI CAMPIONI
DI INCLUSO PRESENTI NELLE LAVE DEI DUOMI POST-CALDERA DI NISYROS

Karaviotis		Caratteristiche della roccia								Anfibolo			Inclusi nell'incluso		Aggregati		Int
Campione	struttura	colore	porfiricità	C.M.	granulometria	vetro	ri-xx	strutture di flusso	ossidazione	bruno	verde	olivina	tipo1	tipo2	mafici	gabbroid i	
NIS274	dict	grigio	P-		fine	?	olv→cpX	x			x	micro res		x			
NIS270	dict	grigio	A		fine	?	olv→cpX	x			x	micro res					
NIS336	dict	grigio	P	si	fine	+	opX→cpX?	x	totale su anf		x	micro res					
NIS335	dict	grigio	A		fine	+	olv→cpX→anf				x						
NIS338	dict	grigio	A	no	fine	++	anf→cpX olv→anf				x	micro res	x		x		x
NIS273	dict	rossiccio	P-	si	fine	++	olv→cpX cpX→anf	x		x		micro res					
NIS276	dict	rossiccio	P-		fine	++		x		x		micro res					
NIS267	dict	rossiccio	P-	si	fine	++	olv→cpX	x		x				x			
NIS272	dict	rossiccio	P-		fine	++	olv→anf cpX→anf	x		x							
NIS268	dict	rossiccio	A	si	fine	++	olv→anf	x		x			x	x			
NIS271	dict	rossiccio	P-		fine	++	opX→cpX?			x							
NIS265	dict	rossiccio	A	si	fine	++	opX→cpX?			x				x			
NIS269	dict	rossiccio	A	no	fine	++	olv→anf cpX→anf			x							
NIS266	dict	rossiccio	P-	si	fine	+++	anf→cpX (i)			x			x	x			
NIS337	dict	rossiccio	P-	si	fine	++	olv→anf			x							x

Trapesina		Caratteristiche della roccia								Anfibolo			Inclusi nell'incluso		Aggregati		Int
Campione	struttura	colore	porfiricità	C.M.	granulometria	vetro	ri-xx	strutture di flusso	ossidazione	bruno	verde	olivina	tipo1	tipo2	mafici	gabbroid i	
NIS278	dict	grigio/rossiccio	P+	si	fine	+	opX→cpX			x		res	x				
NIS279	dict	rossiccio	P	non so	fine	+	olv→cpX anf→cpX			x		res				x	
NIS280	dict	rossiccio	P-	non so	fine	++	olv→cpX olv→anf cpX→anf			x							
NIS282	dict	rossiccio	A	si	fine	++	olv→cpX anf→cpX	in parte		x							
NIS283	no dict	grigio scuro	A	no	grossolana	+++	olv→cpX anf→cpX				x						
NIS284	no dict	grigio-verde	A	non so	grossolana	+++			op		x						

Sterna		Caratteristiche della roccia								Anfibolo			Inclusi nell'incluso		Aggregati		Int
Campione	struttura	colore	porfiricità	C.M.	granulometria	vetro	ri-xx	strutture di flusso	ossidazione	bruno	verde	olivina	tipo1	tipo2	mafici	gabbroid i	
NIS299	dict	grigio	P	no	fine	?			op	x		fenò res					
NIS300	dict	grigio	P	non so	fine	?			op	x		fenò res			x		
NIS301	dict	rosso	P-	si	grossolana	+			ossidazione+++	x		fenò ox				x	
NIS302	dict	rosso	P-	non so	grossolana	+			ossidazione+	x		fenò ox				x	
NIS303	dict	rosso	P	no	grossolana	+			ossidazione++	x		fenò ox				x	

Nifios		Caratteristiche della roccia								Anfibolo			Inclusi nell'incluso		Aggregati		Int
Campione	struttura	colore	porfiricità	C.M.	granulometria	vetro	ri-xx	strutture di flusso	ossidazione	bruno	verde	olivina	tipo1	tipo2	mafici	gabbroid i	
NIS298	no dict	grigio-verde	A	non so	grossolana	++	olv→anf opx→anf anf→cpx			x	x	micro-feno	x				
NIS289		rossiccio	P	disc	fine	++	olv→anf anf→cpx	in parte	op	x		feno res		x		x	
NIS290	no dict	grigio-verde	A	non so	grossolana	++	olv→anf anf→cpx (i)				x	micro-feno					
NIS291	dict	rossiccio	P-	no	grossolana	+++	olv→anf cpx→anf		op	x		feno res				x	
NIS329	dict	rossiccio	P	si	fine	?	cpx→anf		ossidazione	x		feno-microfeno				x	
NIS330	dict	rossiccio	P-	non so	grossolana	++	olv→anf		ossidazione	x		microfeno					
NIS331	quasi dict	rossiccio	P-	non so	grossolana	+	olv→anf		ossidazione	x		microfeno					
NIS332	no dict	grigio-verde	P-	non so	grossolana	++	olv→anf				x						
NIS333	no dict	grigio-verde	A	non so	grossolana+	++	olv→anf				x	feno agg.				x	
NIS334	seriata	rossiccio	A	non so	fine	+	olv→anf		op su anfiboli	x						x	

Profitis Elias		Caratteristiche della roccia								Anfibolo			Inclusi nell'incluso		Aggregati		Int
Campione	struttura	colore	porfiricità	C.M.	granulometria	vetro	ri-xx	strutture di flusso	ossidazione	bruno	verde	olivina	tipo1	tipo2	mafici	gabbroid i	
NIS293		rossiccio	P	si	grossolana	++			op	x		feno res				x	
NIS294		rossiccio	P	non so	fine	+	olv,cpx→anf		op	x							
NIS295		grigio	P	no	fine	+	olv,opx→cpx	parziale		x	x				x		
NIS296	quasi dict		P-	non so	grossolana	++	olv,opx→anf anf→cpx (i)			x		micro-feno res				x	
NIS297		rossiccio	P-	si	fine	+	olv→anf	x		x		micro-feno res					
NIS345		grigio	P-	si	fine	+	olv→opx		op	x		feno				x	
NIS346		grigio	P-	si	grossolana	+					x	microfeno res					
NIS348		grigio	P-	non so	fine	?			op	x		feno res				x	
NIS349		rossiccio	P-	si	grossolana	++	olv→anf anf→cpx (i)			x		feno-microfeno				x	
NIS350		rosso	P	si	fine	+	px→anf		ossidazione	x							

Boriatico	Caratteristiche della roccia									Anfibolo			Inclusi nell'incluso		Aggregati		Int
Campione	struttura	colore	porfiricità	C.M.	granulometria	vetro	ri-xx	strutture di flusso	ossidazione	bruno	verde	olivina	tipo1	tipo2	mafici	gabbroidi	
NIS305		grigio	A	si	fine	++	olv→cpx anf→cpx			x	x	micro res			x		
NIS306	cpx in mdf	grigio	A	si	fine	++	olv→cpx	parziale		x	x	micro res					
NIS307	cpx in mdf	grigio	P-	si	fine	+	olv→cpx			x	x	micro res		x		x	
NIS308	cpx in mdf	grigio	P-	si	fine	?	olv→cpx				pochi	x	micro res		x	x	
NIS309		rossiccio	P-	non so	grossolana	+++	olv→anf cpx→anf			x		micro res				x	
NIS310	quasi dict	grigio-verde	P-	non so	grossolana	++	olv→anf cpx→anf				x	micro res				x	
NIS311		grigio	P	no	fine	++	olv→cpx		op su cpx		x						
NIS324		rossiccio	A	no	grossolana	+	olv→anf cpx→anf			x							
NIS325	cpx in mdf	grigio	P	si	fine	++	olv→cpx			pochi	x				x		x
NIS327		grigio	P+	si	fine	+	olv→cpx			pochi	x	micro res					
NIS328		rossiccio	P-	non so	fine	++	olv→anf		op su olv	x		micro res			x		

Int=interdigitazioni Tipo1=con inclusi magmatici s.s. fine: L = 0.2-0.4mm (i)=incipiente res=riassorbita ri-xx=ricristallizzazioni opx=ortopirosseno
C.M.=chilled margin Tipo2=con inclusi cumulitici grossolana: L=0.5-0.6mm op = bordi opacitici sulle fasi femiche ox = ossidi cpx=clinopirosseno
dict=struttura dictitaxitica olv=olivina anf=anfiboli
A = afirico P- = macro-feno-microfenocristalli 1-3% P = macro-feno-microfenocristalli 3-5% P+ = macro-feno-microfenocristalli >5%

Appendice VI

COMPOSIZIONE CHIMICA DEI MINERALI NEI CAMPIONI DI DUOMO E INCLUSI POST-CALDERA
E NEI PRODOTTI PIROCLASTICI DELL'*UPPER PUMICE* DI NISYROS E DI YALI

Composizione chimica delle olivine analizzate nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici di Yali

Sistema	P	P	P	P	P	S	S	S	S	S	S	T	T	K	K	K
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	Incluso2	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS297	NIS287b	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS278b	NIS278a	NIS266c	NIS266c	NIS297
Zona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo
Dimensioni	f	mf	f	f	f	f	m	mf	mf	mf	mf	f	m	m	m	m
Note																
SiO ₂	41.11	40.37	41.18	41.28	41.19	40.86	39.65	39.94	39.49	40.69	39.12	40.14	40.07	40.41	40.75	40.12
TiO ₂	slr	slr	0.03	0.02	0.03	slr	slr	slr	0.03	slr	0.03	0.01	slr	slr	slr	0.04
Al ₂ O ₃	slr	0.02	slr	slr	0.06	slr	slr	slr	slr	0.04	slr	slr	0.02	slr	0.02	0.06
Cr ₂ O ₃	0.05	slr	slr	slr	0.03	slr	slr	slr	slr	slr	0.04	0.10	0.02	slr	slr	slr
FeO	13.93	13.74	13.18	14.09	14.44	16.38	16.10	13.81	16.89	14.46	18.34	13.22	15.47	14.75	17.35	14.16
MnO	0.09	0.09	0.13	0.17	0.24	0.19	0.23	0.13	0.25	0.15	0.22	0.24	0.27	0.16	0.33	0.19
NiO	0.13	slr	slr	slr	slr	slr	0.00	0.03	0.13	0.16	0.09	0.19	0.10	0.03	0.09	0.08
MgO	47.27	47.10	46.25	46.23	46.47	44.45	44.33	45.69	43.75	46.53	43.05	46.86	46.08	46.82	44.01	47.07
CaO	0.16	0.15	0.10	0.12	0.12	0.15	0.10	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11	0.14	0.13
Totale	102.74	101.47	100.87	101.91	102.58	102.03	100.41	99.71	100.65	102.15	100.99	100.87	102.15	102.28	102.69	101.85

Proporzioni atomiche sulla base di 4 ossigeni

Si	0.998	0.992	1.013	1.010	1.003	1.009	0.997	1.000	0.995	0.997	0.989	0.992	0.988	0.990	1.005	0.986
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.711	1.726	1.696	1.685	1.687	1.636	1.661	1.705	1.643	1.699	1.623	1.727	1.693	1.710	1.618	1.724
Ni	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.002	0.004	0.002	0.001	0.002	0.002
Fe	0.283	0.282	0.271	0.288	0.294	0.338	0.338	0.289	0.356	0.296	0.388	0.273	0.319	0.302	0.358	0.291
Mn	0.002	0.002	0.003	0.004	0.005	0.004	0.005	0.003	0.005	0.003	0.005	0.005	0.006	0.003	0.007	0.004
Ca	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003
Fo	85.56	85.69	85.98	85.11	84.81	82.54	82.76	85.25	81.86	84.89	80.41	85.99	83.78	84.72	81.45	85.25
Fa	14.14	14.02	13.75	14.55	14.78	17.06	16.87	14.45	17.73	14.80	19.22	13.61	15.78	14.97	18.01	14.39
La	0.21	0.20	0.13	0.16	0.16	0.20	0.13	0.16	0.15	0.16	0.13	0.15	0.16	0.14	0.19	0.17
Tp	0.09	0.09	0.14	0.18	0.25	0.20	0.24	0.14	0.27	0.16	0.23	0.25	0.28	0.16	0.35	0.20

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
 lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffring nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica delle olivine analizzate nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici di Yali

Sistema	K	K	K	K	B	B	B	B	B	B	B	Y	Y	Y	Y	Y
Litologia	duomo	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	Iincluso	Iincluso	Iincluso	Iincluso	Iincluso	Ij - TR	Ij - TR	Ij - TR	Ij - TR	Ij - TR
Campione	NIS264b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS304b	NIS304b	NIS324	NIS324	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344
Zona	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo
Dimensione	mf	f	f	f	mf	mf	m	m	m	m	m	f	f	f	f	f
Note																
SiO ₂	40.24	40.15	39.43	39.38	40.88	40.72	40.82	41.05	40.20	40.29	40.78	41.22	40.77	41.09	41.30	40.85
TiO ₂	0.02	slr	slr	0.01	0.03	0.07	0.03	0.00	slr	slr	slr	0.04	slr	slr	slr	slr
Al ₂ O ₃	slr	slr	slr	slr	slr	0.03	0.03	0.02	slr	0.09	slr	0.05	slr	0.03	0.05	0.10
Cr ₂ O ₃	slr	0.03	slr	slr	0.02	0.02	slr	slr	slr	0.05	slr	0.07	slr	slr	slr	0.04
FeO	15.88	14.11	13.94	13.84	14.21	14.29	15.42	16.04	14.67	15.54	14.93	8.97	10.33	10.92	9.26	11.60
MnO	0.24	0.26	0.20	0.26	0.18	0.19	0.22	0.13	0.16	0.35	0.35	0.15	0.16	0.12	0.04	0.25
NiO	0.06	slr	slr	slr	0.13	0.07	slr	0.06	0.10	slr	slr	0.44	0.15	0.21	slr	0.24
MgO	45.86	46.89	46.97	46.83	46.54	47.09	44.25	45.33	47.04	45.88	47.10	50.36	49.34	49.66	50.66	48.30
CaO	0.11	0.08	0.14	0.10	0.10	0.00	0.14	0.13	0.12	0.13	0.10	0.16	0.17	0.18	0.21	0.21
Totale	102.41	101.53	100.67	100.41	102.09	102.48	100.91	102.76	102.29	102.33	103.26	101.46	100.92	102.21	101.52	101.59

Proporzioni atomiche sulla base di 4 ossigeni

Si	0.990	0.989	0.980	0.981	1.000	0.993	1.015	1.005	0.986	0.991	0.991	0.994	0.993	0.991	0.994	0.995
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	1.683	1.722	1.741	1.740	1.698	1.712	1.640	1.654	1.719	1.682	1.706	1.810	1.792	1.785	1.817	1.753
Ni	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.009	0.003	0.004	0.000	0.005
Fe	0.327	0.291	0.290	0.288	0.291	0.291	0.321	0.328	0.301	0.320	0.303	0.181	0.210	0.220	0.186	0.236
Mn	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.003	0.003	0.007	0.007	0.003	0.003	0.002	0.001	0.005
Ca	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.000	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005
Fo	83.41	85.23	85.40	85.44	85.10	85.29	83.29	83.18	84.84	83.59	84.49	90.59	89.15	88.70	90.42	87.66
Fa	16.20	14.39	14.21	14.16	14.58	14.52	16.28	16.51	14.84	15.88	15.02	9.05	10.47	10.94	9.27	11.81
La	0.14	0.10	0.18	0.13	0.13	0.00	0.19	0.17	0.16	0.17	0.13	0.21	0.22	0.23	0.27	0.27
Tp	0.25	0.27	0.21	0.27	0.19	0.20	0.24	0.14	0.16	0.36	0.36	0.15	0.16	0.12	0.04	0.26

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
Ij-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica dei clinopiroseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	P	P	P	P	P	P	P	P	P	S	S	S	S	S	S	T	T	T	T
Litologia	duomo	duomo	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo
Campione	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS297	NIS297	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a
Zona	nucleo			nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo		nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	
Dimensioni	m	pdf	pdf	m	m	m	m		m	pdf	m	m	m	f	f	f	f	f	m
Note																			
SiO ₂	51.89	52.33	53.13	49.63	53.00	51.13	48.59	49.15	48.14	49.37	53.41	50.06	55.01	52.28	49.16	51.45	51.50	50.94	52.17
TiO ₂	0.42	0.54	0.40	0.80	0.34	0.63	1.32	1.11	0.50	1.00	0.36	0.91	0.35	0.37	1.02	0.13	0.11	0.14	0.27
Al ₂ O ₃	2.02	3.50	2.19	5.52	2.09	3.73	7.09	6.73	4.42	6.23	2.21	5.56	1.39	1.73	6.37	0.71	0.73	0.82	2.44
Cr ₂ O ₃	0.00	0.07	0.02	0.05	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
Fe ₂ O ₃	2.58	2.31	2.31	4.73	2.25	3.34	3.09	2.04	6.81	2.13	2.02	1.89	0.00	2.56	3.43	3.54	3.55	3.84	2.12
FeO	6.31	10.11	5.02	3.31	3.68	5.06	4.07	4.95	0.00	3.97	4.08	4.52	13.16	6.63	2.89	6.23	6.27	6.39	4.36
MnO	0.32	0.25	0.12	0.15	0.22	0.25	0.10	0.12	0.14	0.21	0.13	0.09	0.34	0.46	0.17	0.67	0.67	0.55	0.27
MgO	15.16	21.89	18.27	15.69	18.10	15.76	14.69	15.14	16.83	15.15	19.02	15.58	19.35	15.15	15.48	14.37	14.51	14.24	18.87
CaO	21.33	9.83	19.27	21.01	21.01	21.11	21.34	21.63	21.88	21.53	19.63	21.33	10.79	20.91	21.58	21.25	21.32	20.97	18.29
Na ₂ O	0.29	0.20	0.29	0.37	0.13	0.27	0.31	0.00	0.34	0.25	0.20	0.20	0.40	0.40	0.30	0.38	0.32	0.39	0.14
K ₂ O	0.03	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.20	0.03	0.00	0.04	0.02	0.01	0.09
sum	100.35	101.07	101.07	101.25	100.92	101.28	100.65	100.86	99.06	99.95	101.07	100.15	101.04	100.52	100.40	98.78	99.01	98.30	99.11

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.920	1.887	1.922	1.807	1.919	1.866	1.780	1.797	1.780	1.815	1.923	1.836	2.006	1.931	1.798	1.945	1.942	1.937	1.916
Al	0.080	0.113	0.078	0.193	0.081	0.134	0.220	0.203	0.193	0.185	0.077	0.164	-0.006	0.069	0.202	0.032	0.033	0.037	0.084
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.004	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.022	0.022	0.000
Al	0.008	0.036	0.015	0.044	0.008	0.027	0.086	0.086	0.000	0.085	0.017	0.076	0.066	0.007	0.073	0.000	0.000	0.000	0.022
Ti	0.012	0.015	0.011	0.022	0.009	0.017	0.036	0.031	0.000	0.028	0.010	0.025	0.010	0.010	0.028	0.000	0.000	0.000	0.007
Cr	0.000	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Fe ³⁺	0.072	0.063	0.063	0.130	0.061	0.092	0.085	0.056	0.176	0.059	0.055	0.052	0.000	0.071	0.094	0.081	0.079	0.088	0.059
Mg	0.836	1.177	0.985	0.852	0.977	0.857	0.802	0.825	0.928	0.830	1.021	0.852	1.052	0.834	0.844	0.810	0.816	0.807	1.033
Fe ²⁺	0.195	0.305	0.152	0.101	0.111	0.154	0.125	0.151	0.000	0.122	0.123	0.139	0.401	0.205	0.088	0.197	0.198	0.203	0.134
Mn	0.010	0.008	0.004	0.005	0.007	0.008	0.003	0.004	0.004	0.007	0.004	0.003	0.011	0.014	0.005	0.021	0.021	0.018	0.008
Ca	0.845	0.380	0.747	0.820	0.815	0.825	0.838	0.847	0.867	0.848	0.757	0.838	0.422	0.828	0.846	0.861	0.862	0.855	0.720
Na	0.021	0.014	0.020	0.026	0.009	0.019	0.022	0.000	0.024	0.018	0.014	0.014	0.028	0.029	0.021	0.028	0.023	0.029	0.010
K	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004
En	42.69	60.92	50.51	44.68	49.56	44.27	43.30	43.81	46.65	44.50	52.09	45.22	55.79	42.73	44.95	40.70	40.84	40.51	52.88
Fe	14.14	19.41	11.20	12.32	9.10	13.12	11.49	11.20	9.75	10.06	9.27	10.29	21.85	14.88	10.02	16.04	16.02	16.60	10.27
Wo	43.17	19.66	38.29	43.00	41.34	42.62	45.21	44.98	43.59	45.45	38.64	44.49	22.36	42.39	45.03	43.26	43.13	42.89	36.85
Mg#	0.75	0.76	0.82	0.78	0.84	0.77	0.79	0.80	0.83	0.82	0.85	0.81	0.72	0.74	0.82	0.72	0.72	0.71	0.84

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
 lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica dei clinopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	N	N
Litologia	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso2	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo
Campione	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS283	NIS283	NIS288	NIS288	NIS288
Zona	nucleo	bordo	nucleo	nucleo		nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo
Dimensioni	m	m	m	m	pdf	m	f	m	m	mf	m	m	m	m	m	m	m	m	pdf	m
Note																				
SiO ₂	48.99	47.87	53.66	47.21	46.41	50.83	52.28	51.00	51.72	52.49	51.93	48.72	51.96	50.98	53.32	50.44	53.05	52.09	53.66	
TiO ₂	1.26	1.66	0.20	1.43	2.98	0.77	0.33	0.62	0.58	0.61	0.65	1.24	0.43	0.70	0.33	0.70	0.21	0.14	0.05	
Al ₂ O ₃	6.67	7.70	1.41	7.33	8.66	4.07	2.13	5.18	2.72	2.70	3.36	6.52	3.19	5.72	2.36	4.62	1.65	3.68	1.85	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.06	0.01	0.15	0.07	0.00	0.08	0.02	0.00	0.07	0.00	0.07	0.00	0.00	0.04	
Fe ₂ O ₃	2.74	3.67	0.48	4.68	9.31	2.70	3.06	2.93	4.01	0.77	3.22	2.85	3.62	2.45	1.03	3.29	3.41	0.62	1.45	
FeO	4.53	3.55	6.38	2.39	1.70	4.06	4.66	2.86	3.18	5.75	4.10	4.35	3.78	3.99	4.89	2.95	3.26	9.19	6.38	
MnO	0.17	0.13	0.33	0.23	0.30	0.12	0.36	0.17	0.16	0.23	0.21	0.09	0.21	0.16	0.21	0.06	0.16	0.39	0.19	
MgO	14.62	13.82	18.10	14.85	16.26	16.59	15.59	15.84	16.26	15.84	16.59	14.64	18.61	15.57	18.73	16.00	18.63	15.85	18.84	
CaO	21.76	22.55	18.75	21.34	11.53	20.68	22.47	22.25	22.07	21.70	21.57	21.24	18.59	21.79	19.29	21.99	20.42	17.32	18.16	
Na ₂ O	0.23	0.33	0.23	0.28	2.23	0.25	0.26	0.38	0.34	0.28	0.25	0.35	0.33	0.38	0.17	0.24	0.16	0.35	0.17	
K ₂ O	0.00	0.00	0.09	0.00	0.68	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.25	0.00	
sum	100.97	101.28	99.69	99.81	100.06	100.15	101.16	101.38	101.17	100.37	101.96	100.02	100.72	101.82	100.35	100.40	100.98	99.88	100.78	

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.792	1.750	1.967	1.745	1.698	1.862	1.912	1.844	1.883	1.924	1.875	1.797	1.882	1.838	1.933	1.844	1.919	1.926	1.945
Al	0.208	0.250	0.033	0.255	0.302	0.138	0.088	0.156	0.117	0.076	0.125	0.203	0.118	0.162	0.067	0.156	0.070	0.074	0.055
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Al	0.080	0.081	0.028	0.064	0.071	0.038	0.004	0.065	0.000	0.041	0.018	0.080	0.019	0.082	0.034	0.044	0.000	0.086	0.024
Ti	0.035	0.046	0.006	0.040	0.082	0.021	0.009	0.017	0.016	0.017	0.018	0.034	0.012	0.019	0.009	0.019	0.000	0.004	0.001
Cr	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.004	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.075	0.101	0.013	0.130	0.256	0.074	0.084	0.080	0.110	0.021	0.088	0.079	0.099	0.067	0.028	0.090	0.088	0.017	0.039
Mg	0.797	0.753	0.989	0.818	0.887	0.906	0.850	0.854	0.883	0.866	0.893	0.805	1.005	0.837	1.012	0.872	1.005	0.874	1.018
Fe ²⁺	0.139	0.108	0.196	0.074	0.052	0.124	0.143	0.087	0.097	0.176	0.124	0.134	0.115	0.120	0.148	0.090	0.099	0.284	0.193
Mn	0.005	0.004	0.010	0.007	0.009	0.004	0.011	0.005	0.005	0.007	0.006	0.003	0.006	0.005	0.006	0.002	0.005	0.012	0.006
Ca	0.853	0.883	0.736	0.845	0.452	0.812	0.880	0.862	0.861	0.852	0.834	0.839	0.722	0.842	0.749	0.862	0.791	0.686	0.705
Na	0.016	0.023	0.016	0.020	0.158	0.018	0.018	0.027	0.024	0.020	0.017	0.025	0.023	0.027	0.012	0.017	0.011	0.025	0.012
K	0.000	0.000	0.004	0.000	0.032	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.012	0.000
En	42.65	40.72	50.87	43.64	53.54	47.18	43.18	45.24	45.14	45.03	45.91	43.27	51.64	44.74	52.06	45.51	50.42	46.63	51.89
Fe	11.74	11.54	11.26	11.28	19.18	10.55	12.09	9.09	10.83	10.64	11.20	11.61	11.29	10.26	9.41	9.53	9.86	16.74	12.16
Wo	45.62	47.75	37.87	45.07	27.28	42.27	44.73	45.67	44.03	44.33	42.90	45.12	37.07	45.00	38.53	44.96	39.72	36.62	35.95
Mg#	0.78	0.78	0.82	0.79	0.74	0.82	0.78	0.83	0.81	0.81	0.80	0.79	0.82	0.81	0.85	0.83	0.84	0.74	0.81

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica dei clinopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	N	N	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K
Litologia	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	Incluso1	Incluso1	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS288	NIS288	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b
Zona	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo
Dimensioni	mf	mf	mf	mf	pdf	m	m	m	m	m	pdf	mf	mf	f	f	mf	mf	m	m
Note																			
SiO ₂	47.95	53.80	49.22	49.37	53.70	48.84	50.15	53.65	49.63	48.71	50.91	51.10	47.15	52.83	51.28	53.28	49.51	52.05	50.37
TiO ₂	0.29	0.00	1.00	0.90	0.29	1.33	0.78	0.16	0.98	0.50	0.48	0.40	1.25	0.26	0.55	0.26	1.07	0.40	0.84
Al ₂ O ₃	7.26	1.67	6.47	5.74	2.38	6.77	5.19	1.01	5.69	5.77	2.11	2.03	6.51	1.07	3.86	1.72	5.53	2.53	5.08
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.05	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.01	0.12	0.05	0.01	0.08	0.03	0.00	0.02	0.05
Fe ₂ O ₃	5.09	2.15	2.66	2.53	0.00	3.29	3.14	0.40	3.45	5.85	4.75	4.48	7.98	1.05	1.35	0.80	2.87	2.51	1.99
FeO	3.97	7.16	4.07	3.83	7.71	3.93	3.87	8.28	2.73	3.02	4.82	1.81	0.37	5.94	3.95	5.20	3.99	3.06	4.38
MnO	0.16	0.27	0.19	0.15	0.43	0.17	0.17	0.55	0.11	0.27	0.44	0.22	0.28	0.40	0.17	0.17	0.21	0.15	0.24
MgO	13.99	20.12	15.32	15.96	14.31	14.80	15.60	16.06	15.31	15.37	15.25	17.65	15.14	15.58	16.60	18.51	15.23	18.46	16.64
CaO	21.22	15.66	20.66	20.55	18.76	21.49	21.36	20.30	22.04	19.24	20.95	21.12	21.46	21.81	21.16	19.24	21.45	19.83	20.12
Na ₂ O	0.29	0.17	0.37	0.22	0.88	0.34	0.30	0.17	0.38	0.69	0.39	0.19	0.51	0.29	0.18	0.20	0.28	0.21	0.20
K ₂ O	0.00	0.06	0.00	0.02	0.33	0.00	0.02	0.01	0.03	0.05	0.07	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.03	0.00
sum	100.28	101.06	100.01	99.31	98.81	100.96	100.59	100.61	100.43	99.47	100.18	99.14	100.70	99.24	99.22	99.41	100.15	99.26	99.90

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.772	1.943	1.808	1.823	2.005	1.785	1.834	1.974	1.816	1.804	1.890	1.888	1.732	1.965	1.889	1.951	1.821	1.908	1.846
Al	0.228	0.057	0.192	0.177	-0.005	0.215	0.166	0.026	0.184	0.196	0.092	0.088	0.268	0.035	0.111	0.049	0.179	0.092	0.154
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.089	0.014	0.088	0.073	0.110	0.076	0.058	0.018	0.061	0.056	0.000	0.000	0.014	0.012	0.056	0.026	0.061	0.017	0.066
Ti	0.008	0.000	0.028	0.025	0.008	0.037	0.021	0.004	0.027	0.014	0.000	0.000	0.035	0.007	0.015	0.007	0.030	0.011	0.023
Cr	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.142	0.058	0.073	0.070	0.000	0.090	0.087	0.011	0.095	0.163	0.128	0.112	0.221	0.029	0.037	0.022	0.080	0.069	0.055
Mg	0.771	1.083	0.839	0.878	0.797	0.806	0.851	0.881	0.835	0.849	0.844	0.972	0.829	0.864	0.912	1.011	0.835	1.009	0.909
Fe ²⁺	0.123	0.216	0.125	0.118	0.241	0.120	0.118	0.255	0.084	0.094	0.149	0.056	0.011	0.185	0.122	0.159	0.123	0.094	0.134
Mn	0.005	0.008	0.006	0.005	0.014	0.005	0.005	0.017	0.003	0.008	0.014	0.007	0.009	0.013	0.005	0.005	0.007	0.005	0.007
Ca	0.840	0.606	0.813	0.813	0.751	0.841	0.837	0.800	0.864	0.764	0.833	0.836	0.845	0.869	0.835	0.755	0.845	0.779	0.790
Na	0.021	0.012	0.026	0.016	0.064	0.024	0.021	0.012	0.027	0.050	0.028	0.014	0.036	0.021	0.013	0.014	0.020	0.015	0.014
K	0.000	0.003	0.000	0.001	0.016	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
En	40.99	54.93	45.19	46.61	44.22	43.27	44.82	44.85	44.39	45.20	42.77	48.71	43.31	44.08	47.70	51.77	44.20	51.58	47.96
Fe	14.32	14.34	11.01	10.26	14.12	11.58	11.08	14.41	9.67	14.13	15.00	9.39	12.57	11.57	8.60	9.56	11.05	8.58	10.36
Wo	44.69	30.73	43.80	43.13	41.66	45.15	44.10	40.74	45.93	40.67	42.23	41.89	44.12	44.35	43.70	38.67	44.75	39.83	41.68
Mg#	0.74	0.79	0.80	0.82	0.76	0.79	0.80	0.76	0.82	0.76	0.74	0.84	0.78	0.79	0.85	0.84	0.80	0.86	0.82

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
 lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica dei clinopiroseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	K	K	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	UP	Y
Litologia	incluso	incluso	duomo	duomo	Incluso 2	Incluso 2	duomo	duomo	Incluso 1	Incluso 1	Incluso 1	duomo	duomo	duomo	Incluso		pomice	Lj-TR
Campione	NIS267b	NIS266c	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS324	NIS315	NIS344
Zona	nucleo	bordo	nucleo		nucleo	bordo		nucleo	nucleo		nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo			nucleo
Dimensioni	m	m	m	pdf	m	m	pdf	m	m	pdf	m	mf	mf	mf	m		m	m
Note																		
SiO ₂	51.06	53.03	48.53	51.90	48.72	50.52	49.75	52.57	49.53	48.54	52.22	50.70	53.39	49.77	49.34		51.81	49.40
TiO ₂	0.47	0.31	1.47	0.76	1.16	0.71	0.15	0.04	0.20	0.33	0.06	0.15	0.01	0.25	1.10		0.40	0.79
Al ₂ O ₃	2.85	2.49	7.10	0.92	6.55	4.72	6.20	1.85	6.04	5.54	3.19	3.99	1.16	6.40	5.33		1.60	6.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.09	0.04	0.22	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.03	0.14	0.00		0.03	0.02
Fe ₂ O ₃	3.58	0.73	3.51	1.75	3.35	2.10	3.06	2.53	3.64	5.23	1.97	2.90	1.67	2.81	4.30		0.85	1.90
FeO	3.10	4.93	3.52	9.16	3.84	6.13	3.18	6.40	3.22	5.42	4.36	3.27	8.36	4.28	4.04		9.12	4.54
MnO	0.17	0.23	0.14	0.32	0.19	0.18	0.06	0.24	0.16	0.18	0.13	0.03	0.44	0.09	0.20		0.48	0.09
MgO	16.54	17.59	14.37	16.47	14.40	15.21	15.10	18.40	15.11	14.24	18.28	15.57	13.73	15.07	14.65		13.90	15.73
CaO	21.19	20.99	22.35	16.97	22.08	20.51	22.17	17.90	21.40	19.79	19.19	22.17	22.23	21.68	21.97		21.80	19.99
Na ₂ O	0.34	0.06	0.31	0.36	0.27	0.29	0.21	0.08	0.36	0.43	0.18	0.28	0.43	0.15	0.30		0.00	0.31
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.16	0.02	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03		0.00	0.02
sum	99.30	100.36	101.30	98.81	100.67	100.41	100.13	100.05	99.72	99.70	99.64	99.06	101.49	100.65	101.26		99.98	98.92
Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche																		
Si	1.887	1.930	1.770	1.950	1.789	1.859	1.825	1.928	1.825	1.811	1.908	1.878	1.967	1.820	1.807		1.941	1.829
Al	0.113	0.070	0.230	0.041	0.211	0.141	0.175	0.072	0.175	0.189	0.092	0.122	0.033	0.180	0.193		0.059	0.171
Ti	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000
Al	0.011	0.037	0.075	0.000	0.072	0.063	0.093	0.008	0.087	0.055	0.045	0.053	0.017	0.096	0.037		0.012	0.097
Ti	0.013	0.008	0.040	0.012	0.032	0.020	0.004	0.001	0.006	0.009	0.002	0.004	0.000	0.007	0.030		0.011	0.022
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.006	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.004	0.000		0.001	0.001
Fe ³⁺	0.100	0.020	0.096	0.050	0.092	0.058	0.084	0.070	0.101	0.147	0.054	0.081	0.046	0.077	0.118		0.024	0.053
Mg	0.911	0.954	0.781	0.922	0.788	0.834	0.826	1.006	0.830	0.792	0.996	0.860	0.754	0.822	0.800		0.776	0.868
Fe ²⁺	0.096	0.150	0.107	0.288	0.118	0.189	0.097	0.196	0.099	0.169	0.133	0.101	0.258	0.131	0.124		0.286	0.141
Mn	0.005	0.007	0.004	0.010	0.006	0.006	0.002	0.007	0.005	0.006	0.004	0.001	0.014	0.003	0.006		0.015	0.003
Ca	0.839	0.819	0.873	0.683	0.869	0.808	0.871	0.703	0.845	0.791	0.751	0.880	0.877	0.849	0.862		0.875	0.793
Na	0.024	0.004	0.022	0.026	0.019	0.021	0.015	0.006	0.026	0.031	0.013	0.020	0.031	0.011	0.021		0.000	0.022
K	0.000	0.000	0.000	0.008	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001		0.000	0.001
En	46.71	48.94	41.94	47.23	42.08	44.02	43.90	50.74	44.15	41.58	51.37	44.72	38.68	43.65	41.87		39.28	46.74
Fe	10.29	9.09	11.17	17.80	11.55	13.32	9.77	13.79	10.92	16.89	9.87	9.52	16.30	11.21	13.01		16.44	10.57
Wo	43.00	41.97	46.89	34.97	46.37	42.66	46.33	35.47	44.94	41.53	38.76	45.76	45.01	45.13	45.13		44.28	42.69
Mg#	0.82	0.84	0.79	0.73	0.78	0.77	0.82	0.79	0.80	0.71	0.84	0.82	0.70	0.80	0.76		0.71	0.82

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
 lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica dei clinopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y
Litologia	Lj-TR	Lj-TR	Lj-TR	Lj-TR	Lj-TR	Lj-TR	Lj-TR
Campione	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344
Zona	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo
Dimensioni	m	mf	f	f mf	mf	mf	m
Note							
SiO ₂	50.99	52.61	51.20	51.22	51.49	50.20	52.12
TiO ₂	0.58	0.25	0.36	0.41	0.50	0.69	0.47
Al ₂ O ₃	4.66	2.40	4.56	4.35	2.61	6.15	3.62
Cr ₂ O ₃	0.00	0.53	1.10	0.61	0.00	0.23	0.03
Fe ₂ O ₃	1.35	1.86	1.55	1.94	4.04	3.96	2.64
FeO	3.87	1.55	2.00	2.15	5.73	1.87	3.36
MnO	0.10	0.15	0.10	0.08	0.28	0.21	0.19
MgO	16.45	17.69	16.24	16.57	14.05	16.47	18.54
CaO	21.14	22.73	22.74	22.25	22.08	21.82	19.60
Na ₂ O	0.24	0.16	0.28	0.29	0.57	0.27	0.21
K ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
sum	99.39	99.95	100.16	99.86	101.35	101.87	100.79

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.873	1.914	1.865	1.870	1.894	1.804	1.882
Al	0.127	0.086	0.135	0.130	0.106	0.196	0.118
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.075	0.017	0.061	0.057	0.007	0.064	0.036
Ti	0.016	0.007	0.010	0.011	0.014	0.019	0.013
Cr	0.000	0.015	0.032	0.018	0.000	0.007	0.001
Fe ³⁺	0.037	0.051	0.043	0.053	0.112	0.107	0.072
Mg	0.901	0.960	0.882	0.902	0.771	0.882	0.998
Fe ²⁺	0.119	0.047	0.061	0.066	0.176	0.056	0.101
Mn	0.003	0.005	0.003	0.002	0.009	0.006	0.006
Ca	0.832	0.886	0.888	0.870	0.870	0.840	0.758
Na	0.017	0.011	0.020	0.021	0.041	0.019	0.015
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
En	47.60	49.24	47.01	47.63	39.77	46.63	51.57
Fe	8.43	5.28	5.69	6.40	15.31	8.96	9.24
Wo	43.97	45.47	47.31	45.97	44.92	44.40	39.18
Mg#	0.85	0.90	0.89	0.88	0.72	0.84	0.85

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
 lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica degli ortopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice

Sistema	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	S	S	S	S	S	S	S	S
Litologia	duomo	duomo	duomo	incluso	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso
Campione	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS293a	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b
Zona	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo		nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo
Dimensioni f		f	m	mf	f		m	m	m	m	mf	f	f	m	f	m	m	m	m
Note																			
SiO ₂	53.07	54.73	53.58	54.48	52.92	53.64	53.97	53.61	52.59	53.77	53.37	53.39	52.21	52.99	53.73	53.64	53.68	54.75	53.12
TiO ₂	0.08	0.23	0.05	0.39	0.12	0.30	0.29	0.36	0.26	0.32	0.18	0.10	0.11	0.08	0.12	0.11	0.09	0.26	0.30
Al ₂ O ₃	0.41	2.00	0.30	1.42	0.42	1.43	1.59	1.17	0.73	1.50	1.31	0.34	0.32	0.26	0.36	0.34	0.26	2.76	1.07
Cr ₂ O ₃	slr	0.04 slr		slr	0.02 slr		slr	0.05 slr		slr		0.08 slr		0.05 slr		0.06	0.06 slr	slr	0.05
Fe ₂ O ₃	1.34	2.85	1.03	2.26	1.07	2.20	slr	1.97	1.71	1.98	1.82	slr		0.01 slr	slr	slr	slr	1.98	0.12
FeO	23.15	12.67	22.38	14.55	23.46	16.36	16.48	14.68	21.29	15.28	19.51	22.60	21.69	21.91	22.24	22.66	22.57	10.95	19.83
MnO	1.24	0.45	1.10	0.61	1.01	0.79	0.59	0.61	0.27	0.47	1.01	0.96	1.08	0.99	1.08	1.07	1.25	0.40	0.94
MgO	21.24	27.87	21.78	26.09	21.08	24.42	24.02	25.37	21.84	26.12	23.86	21.58	21.57	21.86	21.51	21.58	21.80	29.24	23.20
CaO	0.99	1.59	0.99	2.50	0.99	2.90	1.32	2.82	1.76	1.42	0.59	1.02	1.01	0.93	1.02	0.96	0.92	1.69	1.21
Na ₂ O	slr	0.14	0.10	0.12	0.00	slr		0.09	0.05	0.08	0.07	0.02	slr	slr	slr		0.13	slr	0.02
K ₂ O	slr	0.05	0.02	0.02	0.02	slr		0.02	0.02	slr	0.04	0.02	slr	slr	slr	0.02	0.01	slr	0.02
sum	101.52	102.61	101.33	102.43	101.11	102.04	98.37	100.71	100.53	100.97	101.77	99.98	98.04	99.02	100.14	100.56	100.58	102.06	99.86

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.970	1.920	1.982	1.934	1.973	1.932	2.003	1.940	1.956	1.936	1.942	1.999	1.989	1.998	2.009	1.996	1.998	1.911	1.967
Al	0.018	0.080	0.013	0.059	0.018	0.061	-0.003	0.050	0.032	0.064	0.056	0.001	0.011	0.002	-0.009	0.004	0.002	0.089	0.033
Ti	0.002	0.000	0.001	0.006	0.003	0.008	0.000	0.010	0.007	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.010	0.000	0.004	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.003	0.009	0.025	0.011	0.009	0.024	0.013
Ti	0.000	0.006	0.000	0.004	0.000	0.001	0.008	0.000	0.000	0.008	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.007	0.008
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.028	0.075	0.025	0.060	0.024	0.060	0.000	0.053	0.043	0.054	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.052	0.003
Mg	1.175	1.458	1.201	1.381	1.171	1.311	1.329	1.369	1.211	1.402	1.294	1.205	1.225	1.229	1.199	1.197	1.209	1.521	1.281
Fe ²⁺	0.719	0.372	0.692	0.432	0.731	0.493	0.512	0.444	0.662	0.460	0.594	0.708	0.691	0.691	0.695	0.705	0.703	0.320	0.614
Mn	0.039	0.013	0.034	0.018	0.032	0.024	0.019	0.019	0.009	0.014	0.031	0.030	0.035	0.032	0.034	0.034	0.039	0.012	0.029
Ca	0.039	0.060	0.039	0.095	0.040	0.112	0.052	0.109	0.070	0.055	0.023	0.041	0.041	0.038	0.041	0.038	0.037	0.063	0.048
Na	0.000	0.010	0.007	0.008	0.000	0.000	0.006	0.004	0.006	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.001
K	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
En	58.49	73.71	60.18	69.51	58.45	65.57	69.52	68.62	60.56	70.64	64.97	60.73	61.49	61.79	60.88	60.64	60.83	77.30	64.82
Fe	39.55	23.27	37.86	25.70	39.58	28.83	27.73	25.90	35.94	26.60	33.87	37.21	36.44	36.32	37.04	37.42	37.32	19.49	32.75
Wo	1.96	3.02	1.97	4.79	1.97	5.60	2.75	5.48	3.51	2.76	1.15	2.06	2.07	1.89	2.07	1.94	1.85	3.21	2.43
Mg#	0.60	0.76	0.61	0.73	0.60	0.69	0.71	0.73	0.63	0.73	0.66	0.62	0.63	0.63	0.62	0.62	0.62	0.80	0.66

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali

slr=sotto il limite di rilevabilità
 lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica degli ortopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice

Sistema	S	S	S	S	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	N	N	N	N	K	
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	
Campione	NIS299i	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS264b	
Zona	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	es rim			nucleo	bordo	nucleo	bordo		
Dimensioni f	f	f	f	m	f	mf	f	f	f	f	f	f		pdf	pdf	f	f	f	f	pdf
Note																				
SiO ₂	53.40	53.29	53.66	53.17	52.91	52.34	52.25	53.36	53.68	52.76	52.60	52.95	54.71	54.02	53.06	52.61	52.67	53.51	53.60	
TiO ₂	0.10	0.09	0.10	0.26	0.13	0.11	0.15	0.07	0.09	0.11	0.13	0.12	0.32	0.44	0.02	0.08	0.07	0.03	0.17	
Al ₂ O ₃	0.45	0.39	0.37	0.76	0.42	0.35	0.48	0.27	0.25	0.37	0.28	0.27	2.31	2.20	0.31	0.29	0.43	0.37	1.37	
Cr ₂ O ₃	0.04	slr	slr	0.06	slr	slr	0.07	slr	0.06	0.03	0.02	slr	0.02	slr	0.02	slr	slr	slr	slr	
Fe ₂ O ₃	slr	1.23	slr	1.65	1.67	1.33	2.11	slr	slr	1.36	0.91	slr	0.13	0.91	1.98	2.29	2.06	1.80	2.00	
FeO	23.08	22.18	23.20	19.62	22.43	21.52	21.33	22.44	22.73	22.57	22.68	22.70	12.84	12.97	23.03	22.48	22.97	22.28	14.54	
MnO	1.01	1.25	1.16	0.37	1.08	1.28	1.18	1.34	1.19	1.22	1.17	1.28	0.36	0.41	1.15	1.26	1.17	1.16	0.67	
MgO	21.41	21.62	21.31	23.33	21.48	21.55	21.74	21.25	21.45	21.26	21.24	21.33	27.95	27.34	21.35	21.35	21.09	21.86	26.15	
CaO	1.01	0.98	1.17	1.52	1.11	1.02	1.04	0.96	0.97	0.93	0.98	0.98	2.00	2.19	0.94	0.91	1.01	0.99	1.88	
Na ₂ O	slr	0.12	0.04	0.06	slr	0.03	slr	slr	0.04	0.05	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	0.07	
K ₂ O	slr	slr	slr	slr	0.05	slr	slr	slr	slr	0.02	0.01	slr	0.04	0.02	slr	slr	slr	slr	slr	
sum	100.50	101.15	101.01	100.79	101.28	99.53	100.36	99.69	100.46	100.68	100.02	99.63	100.67	100.50	101.85	101.27	101.47	102.07	100.38	

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.993	1.976	1.994	1.955	1.965	1.971	1.954	2.007	2.003	1.972	1.977	1.993	1.942	1.930	1.965	1.959	1.960	1.969	1.939
Al	0.007	0.017	0.006	0.033	0.018	0.016	0.021	-0.007	-0.003	0.016	0.012	0.007	0.058	0.070	0.014	0.013	0.019	0.016	0.058
Ti	0.000	0.003	0.000	0.007	0.004	0.003	0.004	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003
Fe ³⁺	0.000	0.004	0.000	0.005	0.013	0.010	0.020	0.000	0.000	0.009	0.007	0.000	0.000	0.000	0.021	0.026	0.019	0.014	0.000
Al	0.013	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.014	0.000	0.000	0.005	0.039	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.003	0.009	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Cr	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.030	0.000	0.040	0.034	0.028	0.039	0.000	0.000	0.029	0.019	0.000	0.003	0.024	0.034	0.038	0.038	0.035	0.054
Mg	1.191	1.195	1.180	1.279	1.189	1.210	1.212	1.192	1.193	1.184	1.190	1.197	1.479	1.456	1.179	1.185	1.170	1.199	1.410
Fe ²⁺	0.720	0.688	0.721	0.603	0.697	0.678	0.667	0.706	0.709	0.705	0.713	0.715	0.381	0.388	0.713	0.700	0.715	0.685	0.440
Mn	0.032	0.039	0.037	0.012	0.034	0.041	0.037	0.043	0.038	0.039	0.037	0.041	0.011	0.012	0.036	0.040	0.037	0.036	0.021
Ca	0.040	0.039	0.047	0.060	0.044	0.041	0.042	0.039	0.039	0.037	0.039	0.040	0.076	0.084	0.037	0.036	0.040	0.039	0.073
Na	0.000	0.009	0.003	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
En	60.05	59.89	59.49	63.97	59.15	60.27	60.07	60.22	60.30	59.11	59.34	60.09	75.83	74.13	58.34	58.52	57.93	59.66	70.58
Fe	37.92	38.16	38.17	33.03	38.66	37.68	37.87	37.83	37.74	39.03	38.69	37.92	20.27	21.61	39.82	39.69	40.07	38.39	25.77
Wo	2.04	1.95	2.35	3.00	2.19	2.05	2.07	1.96	1.96	1.86	1.97	1.98	3.90	4.27	1.85	1.79	1.99	1.94	3.65
Mg#	0.61	0.61	0.61	0.66	0.60	0.62	0.61	0.61	0.62	0.60	0.61	0.61	0.79	0.77	0.59	0.60	0.59	0.61	0.73

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali

slr=sotto il limite di rilevabilità
lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica degli ortopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice

Sistema	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	B	B	B	B
Litologia	duomo	Agg. Mafico	Agg. Mafi	duomo	duomo	Incluso1	Incluso1	incluso	incluso	incluso	incluso	Incluso2	Incluso2	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo
Campione	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS266c	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b
Zona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo
Dimensioni mf	mf	mf	mf	f	f	f	f	mf	mf	f	f	f	f	m	mf	mf	mf	mf
Note																		
SiO ₂	52.80	52.62	52.95	52.65	52.26	51.47	51.39	53.87	54.27	52.60	52.95	51.53	49.20	52.72	52.60	50.90	53.61	53.90
TiO ₂	0.14	0.12	0.16	0.16	0.08	0.06	0.24	0.19	0.23	0.10	0.12	0.12	1.01	0.08	0.09	0.81	0.18	0.07
Al ₂ O ₃	0.49	0.36	0.37	0.40	0.32	0.30	1.47	0.41	2.28	0.31	0.35	2.02	5.03	0.38	0.33	5.43	0.33	0.34
Cr ₂ O ₃	0.06 slr		slr	slr	slr	slr	slr	0.01 slr		0.02	0.05	0.10	0.03 slr	slr	slr		0.06 slr	
Fe ₂ O ₃	2.66	3.09	0.86	0.85	1.43	1.60	3.34 slr		1.88	0.47	0.81	3.29	4.15	2.90	1.56	2.94 slr		0.42
FeO	22.06	21.10	21.96	22.25	21.64	21.00	17.72	23.22	13.42	21.64	20.64	16.27	2.13	22.51	22.28	4.30	23.23	22.27
MnO	1.28	1.32	1.33	1.26	1.32	1.17	1.06	1.29	0.50	1.27	1.51	1.09	0.18	1.26	1.26	0.16	1.42	1.42
MgO	21.74	22.06	21.85	21.44	21.53	21.35	23.06	21.81	27.57	21.63	22.28	24.47	15.92	21.40	21.36	15.21	21.36	22.10
CaO	0.90	0.99	0.94	0.99	0.94	1.06	1.00	0.79	1.44	0.99	0.91	0.58	21.48	0.92	1.05	22.10	0.97	0.99
Na ₂ O	slr	slr	slr	slr	slr	slr	0.09 slr		0.04	0.05	0.08 slr		0.33 slr	slr		0.34 slr		0.03
K ₂ O	slr	slr	slr	0.03 slr	slr	slr	0.02	0.01 slr		slr	slr	slr	slr	slr	slr	0.04 slr	slr	
sum	102.13	101.66	100.42	100.03	99.53	98.01	99.39	101.61	101.62	99.09	99.71	99.46	99.46	102.17	100.53	102.23	101.16	101.54

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	1.948	1.946	1.975	1.975	1.970	1.969	1.918	1.988	1.923	1.985	1.980	1.906	1.816	1.949	1.968	1.836	1.991	1.986
Al	0.021	0.016	0.016	0.018	0.014	0.014	0.065	0.012	0.077	0.014	0.016	0.088	0.184	0.017	0.015	0.164	0.009	0.014
Ti	0.004	0.003	0.004	0.005	0.002	0.002	0.007	0.000	0.000	0.001	0.003	0.003	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.027	0.035	0.004	0.002	0.013	0.016	0.011	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.032	0.015	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.018	0.000	0.000	0.000	0.035	0.000	0.000	0.066	0.006	0.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.006	0.002	0.000	0.000	0.028	0.000	0.000	0.022	0.005	0.002
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.047	0.051	0.020	0.022	0.027	0.030	0.083	0.000	0.050	0.013	0.021	0.088	0.115	0.049	0.029	0.080	0.000	0.012
Mg	1.196	1.216	1.215	1.199	1.210	1.217	1.283	1.200	1.456	1.217	1.242	1.349	0.876	1.179	1.192	0.818	1.183	1.214
Fe ²⁺	0.680	0.652	0.685	0.698	0.682	0.672	0.553	0.716	0.398	0.683	0.645	0.503	0.066	0.696	0.697	0.130	0.722	0.686
Mn	0.040	0.041	0.042	0.040	0.042	0.038	0.034	0.040	0.015	0.041	0.048	0.034	0.006	0.039	0.040	0.005	0.045	0.044
Ca	0.036	0.039	0.038	0.040	0.038	0.043	0.040	0.031	0.055	0.040	0.036	0.023	0.849	0.036	0.042	0.854	0.039	0.039
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.003	0.004	0.006	0.000	0.024	0.000	0.000	0.024	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
En	59.03	59.75	60.64	59.93	60.11	60.37	64.04	60.35	73.79	61.03	62.27	67.43	45.81	58.04	59.15	43.35	59.51	60.84
Fe	39.22	38.32	37.48	38.09	38.01	37.47	33.96	38.07	23.44	36.96	35.91	31.42	9.77	40.16	38.77	11.37	38.55	37.20
Wo	1.76	1.93	1.87	1.99	1.89	2.15	2.00	1.58	2.76	2.01	1.82	1.15	44.42	1.79	2.09	45.27	1.94	1.96
Mg#	0.60	0.61	0.62	0.61	0.61	0.62	0.65	0.61	0.76	0.62	0.63	0.68	0.82	0.59	0.60	0.79	0.61	0.62

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali

slr=sotto il limite di rilevabilità
lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica degli ortopirosseni analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice

B	Sistema	B	B	B	B	B	B	B	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP
duomo	Litologia	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice
NIS304b	Campione	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS327a	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS316e	NIS316e
nucleo	Zona	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	f	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo
mf	Dimensioni	mf	f	f	f	f	f	f	mf	mf	mf	mf	mf	mf	mf	m
	Note															
52.48	SiO ₂	53.15	53.07	53.18	53.41	53.37	53.54	53.91	53.14	52.72	52.86	52.99	52.94	52.42	50.72	51.16
0.15	TiO ₂	0.13	0.01	slr	slr	slr	slr	0.11	0.06	0.14	0.09	0.13	0.08	0.08	0.14	0.16
0.53	Al ₂ O ₃	0.33	0.32	0.33	0.50	0.36	0.30	0.39	0.24	0.50	0.29	0.32	0.42	0.29	0.76	1.00
0.09	Cr ₂ O ₃	slr	0.11	slr	slr	0.05	0.07	0.08	slr	0.02	slr	slr	slr	0.05	0.04	0.03
1.69	Fe ₂ O ₃	slr	0.25	slr	0.82	0.20	0.48	slr	1.61	0.27	1.60	0.31	0.02	0.45	2.16	2.52
23.32	FeO	23.38	24.02	23.22	24.40	23.98	24.10	24.07	23.50	23.40	23.15	23.53	23.72	23.20	25.44	25.37
0.87	MnO	0.98	1.01	1.06	1.24	1.26	1.13	1.07	1.26	1.25	1.34	1.16	1.31	1.41	1.25	1.20
21.10	MgO	21.27	21.24	21.58	20.92	21.28	20.98	21.10	21.05	20.51	21.01	21.02	20.51	20.58	18.42	18.71
0.84	CaO	0.96	0.15	0.06	0.08	0.11	1.03	0.95	1.01	1.14	1.04	1.02	1.09	1.05	0.96	0.93
slr	Na ₂ O	slr	0.08	0.06	0.11	slr	slr	0.03	slr	0.09	slr	slr	0.06	slr	slr	0.04
slr	K ₂ O	0.02	slr	0.05	0.10	0.16	0.02	slr	slr	0.02	slr	slr	0.03	0.03	slr	slr
101.07	sum	100.22	100.25	99.54	101.58	100.77	101.65	101.71	101.87	100.06	101.38	100.48	100.18	99.57	99.90	101.12

Proporzioni atomiche sulla base di 4 cationi e correzione Fe³⁺ sulle cariche

1.959	Si	1.991	1.990	2.001	1.984	1.992	1.986	1.995	1.971	1.985	1.969	1.985	1.991	1.985	1.947	1.938
0.023	Al	0.009	0.010	-0.001	0.016	0.008	0.013	0.005	0.010	0.015	0.013	0.014	0.009	0.013	0.034	0.045
0.004	Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.001	0.000	0.002	0.004	0.005
0.013	Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.017	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.015	0.013
0.000	Al	0.006	0.005	0.016	0.006	0.008	0.000	0.012	0.000	0.007	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
0.000	Ti	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.004	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000
0.003	Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
0.034	Fe ³⁺	0.000	0.007	0.000	0.023	0.006	0.013	0.000	0.028	0.008	0.029	0.009	0.001	0.013	0.048	0.059
1.174	Mg	1.188	1.188	1.211	1.158	1.184	1.160	1.164	1.164	1.151	1.166	1.174	1.150	1.162	1.054	1.057
0.728	Fe ²⁺	0.732	0.753	0.731	0.758	0.749	0.748	0.745	0.729	0.737	0.721	0.737	0.746	0.735	0.817	0.804
0.028	Mn	0.031	0.032	0.034	0.039	0.040	0.036	0.034	0.040	0.040	0.042	0.037	0.042	0.045	0.041	0.039
0.034	Ca	0.039	0.006	0.002	0.003	0.004	0.041	0.038	0.040	0.046	0.041	0.041	0.044	0.043	0.039	0.038
0.000	Na	0.000	0.006	0.004	0.008	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003
0.000	K	0.001	0.000	0.002	0.005	0.008	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
58.40	En	59.69	59.80	61.22	58.46	59.73	58.08	58.79	57.69	58.10	57.86	58.77	58.01	58.17	52.35	52.61
39.93	Fe	38.37	39.90	38.66	41.38	40.05	39.87	39.31	40.32	39.58	40.08	39.18	39.77	39.70	45.69	45.51
1.67	Wo	1.94	0.30	0.12	0.16	0.22	2.05	1.90	1.99	2.32	2.06	2.05	2.22	2.13	1.96	1.88
0.59	Mg#	0.61	0.60	0.61	0.59	0.60	0.59	0.60	0.59	0.59	0.59	0.60	0.59	0.59	0.53	0.54

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali

slr=sotto il limite di rilevabilità

Composizione chimica degli anfiboli analizzati nei campioni di incluso di Nisyros

Sistema	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	T	T	T	T	
Litologia	incluso	incluso	incluso	Incluso 1	Incluso 1	Incluso 1	Incluso 1	Incluso 1	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	pi	incluso1	incluso1	incluso1
Campione	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS286a	NIS278b	NIS278b	NIS278b	
Zona	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	pdf	nucleo	bordo			nucleo	bordo	bordo
Dimensione	m	m	m	f	f	f	mf	mf	m	m	m	m	m	m	m	pdf	m	m	m	m	m	m	m
Note																							
SiO ₂	42.79	42.54	42.58	42.89	43.02	41.88	41.46	43.14	44.15	42.51	42.09	43.39	42.71	43.93	43.27	39.87	43.48	40.29	43.15	42.53	44.50	43.19	
TiO ₂	1.97	1.99	2.05	1.89	2.15	2.40	2.43	2.37	2.11	2.25	2.10	2.30	2.17	2.11	2.29	2.10	2.28	2.29	2.08	2.37	2.07	2.09	
Al ₂ O ₃	12.23	13.83	13.52	12.41	11.00	13.31	13.24	9.84	12.49	13.25	13.21	13.16	13.72	13.03	13.41	14.09	12.60	13.07	11.97	12.19	11.72	13.07	
Cr ₂ O ₃	slr	slr	0.06	slr	slr	slr	slr	0.04	0.05	slr	0.05	slr	slr	0.03	0.05	0.02	slr	0.07	slr	0.05	0.06	slr	
Fe ₂ O ₃	11.37	10.91	8.58	9.04	6.08	8.10	9.25	9.59	9.80	8.04	8.82	10.59	10.57	9.11	6.80	12.43	8.96	13.14	10.77	9.60	7.02	7.40	
FeO	slr	slr	slr	0.96	8.17	6.33	2.68	5.72	slr	2.49	0.00	slr	slr	slr	1.88	slr	slr	0.57	slr	2.43	1.70	1.67	
MnO	0.14	0.12	0.15	0.17	0.26	0.36	0.16	0.45	0.18	0.12	0.09	0.14	0.14	0.13	0.17	0.14	0.15	0.13	0.21	0.15	0.10	0.09	
MgO	15.60	15.73	16.82	16.20	13.27	13.23	14.75	12.75	17.08	15.32	16.94	15.73	16.92	16.82	16.57	14.62	17.45	15.01	16.24	15.16	17.03	16.80	
CaO	10.72	11.42	12.01	11.45	11.68	11.64	11.36	11.77	11.52	11.82	11.86	10.95	11.19	11.53	12.28	10.90	11.52	11.44	11.31	11.22	11.97	12.29	
Na ₂ O	1.97	2.07	2.12	2.49	2.17	2.61	2.51	0.19	1.95	1.93	2.32	2.15	2.14	2.20	2.23	2.27	2.27	2.27	2.06	2.48	2.24	2.39	
K ₂ O	0.36	0.37	0.35	0.26	0.70	0.41	0.35	0.79	0.45	0.55	0.45	0.34	0.44	0.43	0.41	0.46	0.36	0.52	0.42	0.34	0.34	0.36	
F	0.28	0.35	0.08	0.36	0.61	0.25	0.51	0.04	0.21	slr	0.22	0.04	0.23	0.18	0.21	slr	0.31	0.23	0.11	0.11	slr	0.46	
Cl	0.03	0.02	0.02	0.00	0.14	0.04	0.02	0.12	slr	0.06	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.03	0.05	0.05	slr	0.03	slr	0.04	
H ₂ O*	1.95	1.95	2.07	1.92	1.73	1.97	1.83	1.98	2.05	2.08	1.99	2.10	2.03	2.05	2.02	2.05	1.97	1.96	2.05	2.03	2.12	1.90	
O=F,Cl	0.12	0.15	0.04	0.15	0.29	0.11	0.22	0.04	0.09	0.01	0.10	0.02	0.10	0.08	0.10	0.01	0.14	0.11	0.05	0.05	0.00	0.20	
Total	99.28	101.15	100.37	99.89	100.69	102.41	100.34	98.74	101.95	100.40	100.07	100.90	102.19	101.50	101.53	98.97	101.27	100.93	100.32	100.64	100.88	101.55	
Proporzioni atomiche sulla base di 13 cationi, 23 ossigeni e correzione Fe³⁺ sulle cariche																							
Si	6.151	6.007	6.036	6.138	6.283	5.996	5.974	6.378	6.161	6.080	6.002	6.121	5.969	6.148	6.090	5.806	6.110	5.799	6.144	6.096	6.281	6.086	
Al iv	1.849	1.993	1.964	1.862	1.717	2.004	2.026	1.622	1.839	1.920	1.998	1.879	2.031	1.852	1.910	2.194	1.890	2.201	1.856	1.904	1.719	1.914	
Al vi	0.223	0.309	0.295	0.231	0.177	0.243	0.223	0.092	0.215	0.313	0.223	0.308	0.229	0.297	0.314	0.224	0.196	0.016	0.153	0.155	0.231	0.257	
Ti	0.213	0.211	0.219	0.203	0.236	0.258	0.263	0.264	0.221	0.242	0.225	0.244	0.228	0.222	0.242	0.230	0.241	0.248	0.223	0.256	0.220	0.222	
Cr	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.006	0.000	0.006	0.000	0.000	0.003	0.006	0.002	0.000	0.008	0.000	0.006	0.007	0.000	
Fe ³⁺	1.230	1.160	0.915	0.973	0.668	0.873	1.003	1.067	1.029	0.866	0.946	1.124	1.112	0.960	0.720	1.362	0.948	1.423	1.154	1.036	0.746	0.785	
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.115	0.998	0.758	0.323	0.707	0.000	0.298	0.000	0.000	0.000	0.000	0.221	0.000	0.000	0.068	0.000	0.291	0.201	0.197	
Mn	0.017	0.014	0.018	0.021	0.032	0.044	0.020	0.056	0.021	0.015	0.011	0.017	0.017	0.015	0.020	0.017	0.018	0.016	0.025	0.018	0.012	0.011	
Mg	3.343	3.311	3.555	3.456	2.889	2.824	3.168	2.810	3.553	3.267	3.602	3.307	3.525	3.509	3.477	3.174	3.655	3.221	3.448	3.239	3.584	3.529	
Ca	1.651	1.728	1.824	1.756	1.828	1.786	1.754	1.864	1.723	1.811	1.813	1.654	1.676	1.729	1.852	1.701	1.734	1.765	1.725	1.723	1.810	1.856	
Na	0.549	0.567	0.583	0.691	0.614	0.725	0.701	0.054	0.528	0.535	0.642	0.588	0.580	0.597	0.609	0.641	0.618	0.634	0.569	0.689	0.613	0.653	
K	0.066	0.067	0.063	0.047	0.130	0.075	0.064	0.149	0.080	0.100	0.082	0.061	0.078	0.077	0.074	0.085	0.065	0.095	0.076	0.062	0.061	0.065	
F	0.127	0.156	0.036	0.163	0.282	0.113	0.232	0.019	0.093	0.000	0.099	0.018	0.102	0.080	0.093	0.000	0.138	0.105	0.050	0.050	0.000	0.205	
Cl	0.007	0.005	0.005	0.000	0.035	0.010	0.005	0.030	0.000	0.015	0.007	0.005	0.007	0.005	0.010	0.007	0.012	0.012	0.000	0.007	0.000	0.010	
OH*	1.865	1.839	1.959	1.837	1.684	1.877	1.763	1.951	1.907	1.985	1.894	1.977	1.891	1.916	1.897	1.993	1.850	1.883	1.950	1.943	2.000	1.785	
Total	17.292	17.367	17.478	17.494	17.572	17.585	17.519	17.067	17.377	17.447	17.548	17.304	17.446	17.410	17.534	17.436	17.474	17.494	17.374	17.474	17.485	17.573	
Mg#	0.71	0.72	0.78	0.74	0.62	0.62	0.69	0.60	0.76	0.72	0.77	0.73	0.74	0.77	0.77	0.68	0.78	0.66	0.73	0.69	0.78	0.77	

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yal

Composizione chimica degli anfiboli analizzati nei campioni di incluso di Nisyros

Sistema	T	T	P	P	P	P	P	P	N	N	N	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Litologia	incluso1	incluso1	ch.margir	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS278b	NIS278b	NIS287b	NIS287b	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS288	NIS288	NIS288	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS310b
Zona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo		nucleo	nucleo		nucleo	nucleo	nucleo	bordo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo
Dimensione	m	m	mf	m	m	m	m	m	m	m	m	f	f	m	f	f	m	m	m	m	m
Note																					
SiO ₂	43.61	43.95	42.25	51.67	42.49	42.37	42.80	42.67	41.17	41.80	43.56	44.08	42.09	42.84	43.15	44.15	42.39	44.40	42.94	42.11	44.11
TiO ₂	3.46	2.03	2.47	0.49	2.37	2.31	1.82	2.38	2.58	2.39	2.40	2.13	2.46	2.22	2.13	1.88	2.07	1.55	2.12	2.48	2.14
Al ₂ O ₃	10.89	12.74	13.04	1.93	13.21	13.25	13.83	13.27	13.52	13.78	12.63	11.86	13.06	13.08	12.82	11.18	13.33	11.46	13.07	13.23	11.90
Cr ₂ O ₃	0.01	slr	0.06	slr	slr	0.02	slr	0.08	slr	0.06	0.06	0.04	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	0.02	slr
Fe ₂ O ₃	4.76	5.52	9.55	10.77	9.68	9.92	9.58	9.87	9.61	8.97	8.89	10.69	11.37	10.37	10.65	10.74	10.27	12.28	10.25	9.92	11.39
FeO	6.47	2.65	1.40	3.30	1.63	1.21	0.84	1.01	3.54	2.73	0.50	1.04	2.32	1.29	1.17	2.54	0.00	0.71	2.20	1.23	0.00
MnO	0.16	0.13	0.08	0.81	0.09	0.06	0.06	0.17	0.12	0.05	0.14	0.19	0.26	0.04	0.09	0.30	0.02	0.28	0.04	0.18	0.17
MgO	15.31	17.06	15.60	18.73	15.57	15.88	15.93	16.25	14.08	15.10	17.30	15.73	14.63	15.86	15.67	15.18	16.33	15.73	15.04	15.55	16.23
CaO	12.03	12.72	11.57	13.76	11.50	11.88	11.74	11.98	11.44	11.78	12.30	11.14	11.48	11.67	11.15	11.32	11.47	11.33	11.28	11.46	10.90
Na ₂ O	2.44	2.21	2.20	0.17	2.40	2.17	2.23	2.40	2.37	2.41	2.28	2.04	2.26	2.35	2.54	2.08	2.23	1.95	2.39	2.26	2.24
K ₂ O	0.51	0.39	0.34	0.01	0.39	0.37	0.38	0.32	0.37	0.45	0.34	0.49	0.40	0.38	0.42	0.47	0.41	0.40	0.36	0.52	0.37
F	0.54	0.25	0.49	slr	0.31	slr	0.25	0.07	0.15	slr	0.24	0.10	slr	0.45	slr	0.05	0.09	slr	0.13	0.20	slr
Cl	0.06	slr	0.02	slr	0.03	slr	0.03	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05
H ₂ O*	1.83	2.01	1.87	2.16	1.96	2.12	2.00	2.11	2.00	2.10	2.03	2.08	2.11	1.91	2.12	2.08	2.06	2.13	2.05	2.01	2.12
O=F,Cl	0.24	0.11	0.21	0.00	0.14	0.00	0.11	0.03	0.07	0.01	0.11	0.04	0.01	0.19	0.00	0.03	0.04	0.01	0.06	0.09	0.01
Total	101.83	101.56	100.72	103.80	101.49	101.56	101.38	102.56	100.92	101.64	102.59	101.57	102.46	102.29	101.93	101.98	100.66	102.25	101.84	101.10	101.61

Proporzioni atomiche sulla base di 13 cationi, 23 ossigeni e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	6.230	6.183	6.022	7.162	6.019	5.991	6.036	5.977	5.925	5.941	6.068	6.214	5.957	6.022	6.078	6.250	6.014	6.234	6.071	5.989	6.195
Al iv	1.770	1.817	1.978	0.315	1.981	2.009	1.964	2.023	2.075	2.059	1.932	1.786	2.043	1.978	1.922	1.750	1.986	1.766	1.929	2.011	1.805
Al vi	0.063	0.295	0.213	0.000	0.224	0.199	0.335	0.167	0.218	0.249	0.142	0.185	0.135	0.189	0.207	0.116	0.243	0.130	0.249	0.207	0.165
Ti	0.372	0.215	0.265	0.051	0.253	0.246	0.193	0.251	0.279	0.255	0.251	0.226	0.262	0.235	0.226	0.200	0.221	0.164	0.225	0.265	0.226
Cr	0.001	0.000	0.007	0.000	0.000	0.002	0.000	0.009	0.000	0.007	0.007	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.511	0.585	1.024	1.123	1.032	1.056	1.017	1.041	1.041	0.959	0.932	1.134	1.211	1.096	1.129	1.144	1.096	1.298	1.091	1.061	1.204
Fe ²⁺	0.773	0.312	0.166	0.382	0.193	0.143	0.099	0.119	0.426	0.324	0.059	0.122	0.275	0.152	0.137	0.301	0.000	0.083	0.260	0.146	0.000
Mn	0.019	0.015	0.010	0.095	0.011	0.007	0.007	0.020	0.015	0.006	0.017	0.023	0.031	0.005	0.011	0.036	0.002	0.033	0.005	0.022	0.020
Mg	3.260	3.578	3.315	3.870	3.288	3.347	3.349	3.393	3.021	3.199	3.593	3.306	3.087	3.323	3.291	3.204	3.454	3.292	3.170	3.297	3.398
Ca	1.841	1.917	1.767	2.044	1.745	1.800	1.774	1.798	1.764	1.794	1.836	1.683	1.741	1.758	1.683	1.717	1.743	1.704	1.709	1.746	1.640
Na	0.676	0.603	0.608	0.046	0.659	0.595	0.610	0.652	0.661	0.664	0.616	0.558	0.620	0.640	0.694	0.571	0.613	0.531	0.655	0.623	0.610
K	0.093	0.070	0.062	0.002	0.070	0.067	0.068	0.057	0.068	0.082	0.060	0.088	0.072	0.068	0.075	0.085	0.074	0.072	0.065	0.094	0.066
F	0.244	0.111	0.221	0.000	0.139	0.000	0.112	0.031	0.068	0.000	0.106	0.045	0.000	0.200	0.000	0.022	0.040	0.000	0.058	0.090	0.000
Cl	0.015	0.000	0.005	0.000	0.007	0.000	0.007	0.000	0.007	0.005	0.002	0.007	0.005	0.005	0.005	0.012	0.007	0.010	0.007	0.007	0.012
OH*	1.742	1.889	1.774	2.000	1.854	2.000	1.881	1.969	1.924	1.993	1.890	1.953	1.993	1.795	1.995	1.966	1.952	1.990	1.935	1.903	1.988
Total	17.610	17.590	17.437	17.091	17.475	17.461	17.452	17.507	17.493	17.539	17.512	17.328	17.433	17.466	17.452	17.373	17.447	17.307	17.429	17.464	17.330
Mg#	0.71	0.79	0.72	0.70	0.71	0.72	0.73	0.73	0.66	0.70	0.77	0.70	0.66	0.71	0.70	0.67	0.74	0.68	0.68	0.71	0.72

f= fenocrystallo, mf=micro-fenocrystallo, m=microlito, pdf=criptocrystallo in massa di fondc
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yal

Composizione chimica degli anfiboli analizzati nei campioni di incluso di Nisyros

Sistema	B	B	B	T	T	K	K	K	T	T	T	T	T	T	T	T	P	P	P	P	P
Litologia	Iincluso	Iincluso	Iincluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS278a	NIS278a	NIS266c	NIS266c	NIS266c	NIS283	NIS283	NIS283	NIS283	NIS283	NIS283	NIS283	NIS283	NIS297	NIS297	NIS297	NIS297	NIS297
Zona	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	bordo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo	nucleo
Dimensione	m	m	m	m	m	m	m	m	m	f	f	m	m	f	f	m	m	m	m	m	m
Note																					
SiO ₂	41.90	43.18	43.06	47.90	42.76	42.90	42.57	43.44	42.97	46.00	42.43	46.07	44.36	43.02	43.45	41.83	41.55	41.58	41.67	42.13	47.21
TiO ₂	2.17	2.05	2.20	1.30	2.09	2.28	2.18	2.30	1.92	2.07	1.81	2.09	1.90	1.83	2.16	2.04	1.43	1.81	1.64	1.78	1.45
Al ₂ O ₃	13.01	12.86	12.17	6.76	13.19	13.18	12.98	13.46	13.80	8.40	14.01	7.76	12.21	13.16	9.71	13.68	14.92	14.05	14.54	14.42	8.09
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	slr	slr	0.04	slr	slr	slr	0.02	slr	slr	slr	slr	0.04	0.05	slr	0.05	slr	slr	slr	0.05
Fe ₂ O ₃	14.03	11.78	12.48	slr	10.32	12.12	12.29	11.14	11.10	7.42	10.57	6.78	5.92	9.18	6.21	13.84	11.69	11.02	11.47	11.76	slr
FeO	0.27	0.00	1.00	7.33	slr	slr	0.02	slr	slr	7.40	slr	7.59	2.23	0.87	9.31	0.03	0.80	4.44	0.00	0.74	7.39
MnO	0.09	0.15	0.28	0.08	0.05	0.21	0.02	0.06	0.09	0.36	0.18	0.28	0.06	0.02	0.22	0.28	0.05	0.11	0.13	0.08	0.10
MgO	14.68	15.83	14.87	15.56	16.47	15.85	15.60	16.49	16.02	14.08	16.14	14.27	16.86	16.18	13.03	14.69	14.84	13.10	15.52	15.04	13.90
CaO	10.84	11.02	10.95	19.84	11.60	11.16	11.17	10.98	10.90	11.08	11.43	11.25	11.92	11.82	11.60	10.86	11.71	11.48	11.43	11.52	21.72
Na ₂ O	2.15	2.04	2.01	0.31	2.02	2.06	2.18	2.25	2.22	2.16	2.49	1.80	2.33	2.09	2.10	2.39	2.15	2.21	2.42	2.21	0.33
K ₂ O	0.47	0.32	0.42	slr	0.46	0.45	0.38	0.33	0.35	0.58	0.43	0.74	0.45	0.37	0.87	0.36	0.33	0.45	0.37	0.34	slr
F	0.41	slr	0.11	0.03	0.40	slr	0.09	slr	0.19	0.20	0.40	0.06	0.41	0.13	0.32	0.51	0.19	0.26	0.48	0.18	slr
Cl	0.02	0.03	0.01	slr	slr	0.03	0.04	0.02	slr	0.17	slr	0.23	0.01	0.00	0.08	0.03	0.02	0.03	0.03	slr	slr
H ₂ O*	1.91	2.12	2.06	2.08	1.93	2.13	2.07	2.15	2.05	1.95	1.94	1.98	1.92	2.05	1.87	1.87	2.02	1.97	1.88	2.05	2.11
O=F,Cl	0.18	0.01	0.05	0.01	0.17	0.01	0.05	0.00	0.08	0.12	0.17	0.08	0.17	0.05	0.15	0.22	0.08	0.12	0.21	0.08	slr
Total	101.81	101.39	101.57	101.18	101.17	102.37	101.54	102.61	101.55	101.75	101.66	100.82	100.41	100.71	100.82	102.19	101.67	102.39	101.37	102.17	102.35

Proporzioni atomiche sulla base di 13 cationi, 23 ossigeni e correzione Fe³⁺ sulle cariche

Si	5.944	6.085	6.105	6.857	6.035	6.007	6.012	6.037	6.034	6.606	5.971	6.673	6.290	6.098	6.374	5.907	5.879	5.932	5.897	5.926	6.722
Al iv	2.056	1.915	1.895	1.141	1.965	1.993	1.988	1.963	1.966	1.394	2.029	1.325	1.710	1.902	1.626	2.093	2.121	2.068	2.103	2.074	1.278
Al vi	0.119	0.221	0.139	0.000	0.229	0.182	0.173	0.242	0.318	0.027	0.295	0.000	0.330	0.297	0.052	0.184	0.367	0.294	0.322	0.317	0.079
Ti	0.232	0.217	0.235	0.140	0.222	0.240	0.232	0.240	0.203	0.224	0.192	0.228	0.203	0.195	0.238	0.217	0.152	0.194	0.175	0.188	0.155
Cr	0.004	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.006
Fe ³⁺	1.497	1.249	1.332	0.000	1.097	1.278	1.306	1.165	1.173	0.802	1.119	0.739	0.632	0.979	0.685	1.471	1.245	1.183	1.221	1.244	0.000
Fe ²⁺	0.032	0.000	0.118	0.878	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.889	0.000	0.919	0.265	0.103	1.142	0.003	0.094	0.530	0.000	0.087	0.880
Mn	0.011	0.018	0.034	0.010	0.006	0.025	0.002	0.007	0.011	0.044	0.021	0.034	0.007	0.002	0.027	0.033	0.006	0.013	0.016	0.010	0.012
Mg	3.105	3.326	3.143	3.321	3.465	3.308	3.284	3.416	3.354	3.014	3.386	3.081	3.564	3.419	2.849	3.092	3.130	2.786	3.274	3.154	2.950
Ca	1.648	1.664	1.663	3.043	1.754	1.674	1.690	1.635	1.640	1.705	1.723	1.746	1.811	1.795	1.823	1.643	1.775	1.755	1.733	1.736	3.313
Na	0.591	0.557	0.553	0.086	0.553	0.559	0.597	0.606	0.604	0.601	0.679	0.506	0.641	0.574	0.597	0.654	0.590	0.611	0.664	0.603	0.091
K	0.085	0.058	0.076	0.000	0.083	0.080	0.068	0.059	0.063	0.106	0.077	0.137	0.081	0.067	0.163	0.065	0.060	0.082	0.067	0.061	0.000
F	0.184	0.000	0.049	0.014	0.179	0.000	0.040	0.000	0.084	0.091	0.178	0.027	0.184	0.058	0.148	0.228	0.085	0.117	0.215	0.080	0.000
Cl	0.005	0.007	0.002	0.000	0.000	0.007	0.010	0.005	0.000	0.041	0.000	0.056	0.002	0.000	0.020	0.007	0.005	0.007	0.007	0.000	0.000
OH*	1.811	1.993	1.948	1.986	1.821	1.993	1.950	1.995	1.916	1.868	1.822	1.916	1.814	1.942	1.832	1.765	1.910	1.875	1.778	1.920	2.000
Total	17.324	17.312	17.292	17.475	17.413	17.347	17.356	17.370	17.367	17.412	17.494	17.388	17.533	17.436	17.583	17.362	17.424	17.448	17.471	17.400	17.487
Mg#	0.65	0.71	0.66	0.79	0.74	0.70	0.69	0.73	0.72	0.63	0.73	0.64	0.79	0.74	0.60	0.65	0.68	0.60	0.71	0.68	0.77

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondc
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yal

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K
Litologia	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo
Campione	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b
Zona	n	b	ne	n	b	n	b	n	b		n	b	n	b	ne	n	ne	b
Dimensioni	f	f	f	mf	mf	m	m	f	f	pdf	m	m	f	f	f	f	f	f
SiO ₂	61.40	61.59	62.25	48.21	52.13	49.62	50.75	61.35	61.55	61.91	48.23	59.87	61.63	61.22	61.61	60.04	57.35	61.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.09	0.07	0.09	0.00	0.03	0.10	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	24.48	24.39	22.89	33.18	30.10	31.73	31.03	24.80	24.46	24.34	32.75	24.84	24.13	24.83	24.61	25.21	27.31	24.20
Fe ₂ O ₃	0.14	0.38	0.84	0.46	1.01	0.48	0.64	0.23	0.12	0.28	0.41	0.60	0.40	0.19	0.33	0.07	0.20	0.26
MgO	0.05	0.00	0.00	0.16	0.15	0.19	0.11	0.00	0.02	0.03	0.09	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01
CaO	5.70	5.68	7.04	16.01	12.74	2.72	13.70	5.76	5.45	5.82	15.76	7.89	5.50	6.10	5.67	6.53	9.42	5.97
Na ₂ O	6.79	7.04	4.71	1.95	3.71	0.10	3.24	6.95	6.77	7.05	1.92	5.50	6.88	6.92	7.02	7.06	5.88	7.33
K ₂ O	0.74	0.89	1.04	0.05	0.09	0.13	0.12	0.66	0.68	0.87	0.06	0.70	0.76	0.80	0.74	0.70	0.41	0.71
SrO	0.06	0.23	0.12	0.00	0.22	0.00	0.00	0.16	0.15	0.14	0.30	0.28	0.28	0.00	0.00	0.17	0.32	0.23
BaO	0.08	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09	0.08	0.00	0.00	0.06	0.16	0.11	0.14	0.09	0.03
Totale	99.44	100.31	99.07	100.09	100.24	84.97	99.62	100.11	99.29	100.54	99.52	99.77	99.64	100.26	100.12	99.93	101.03	99.74

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.736	2.732	2.783	2.204	2.364	2.493	2.317	2.720	2.744	2.737	2.219	2.678	2.745	2.714	2.730	2.681	2.555	2.723
Al	1.286	1.275	1.206	1.788	1.609	1.879	1.670	1.296	1.285	1.268	1.776	1.309	1.267	1.298	1.285	1.327	1.434	1.273
Ti	0.000	0.000	0.003	0.002	0.003	0.000	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.005	0.013	0.028	0.016	0.035	0.018	0.022	0.008	0.004	0.009	0.014	0.020	0.013	0.006	0.011	0.002	0.007	0.009
Mg	0.003	0.000	0.000	0.011	0.010	0.014	0.007	0.000	0.001	0.002	0.006	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001
Ca	0.272	0.270	0.337	0.784	0.619	0.146	0.670	0.274	0.260	0.276	0.777	0.378	0.262	0.290	0.269	0.312	0.450	0.286
Na	0.587	0.605	0.408	0.173	0.326	0.010	0.287	0.597	0.585	0.604	0.171	0.477	0.594	0.595	0.603	0.611	0.508	0.635
K	0.042	0.050	0.059	0.003	0.005	0.008	0.007	0.037	0.039	0.049	0.004	0.040	0.043	0.045	0.042	0.040	0.023	0.040
Sr	0.002	0.006	0.003	0.000	0.006	0.000	0.000	0.004	0.004	0.004	0.008	0.007	0.007	0.000	0.000	0.004	0.008	0.006
Ba	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001
Ab	65.02	65.27	50.63	18.01	34.32	5.92	29.75	65.64	66.07	64.95	18.00	53.29	65.95	63.78	65.84	63.28	51.70	66.02
An	30.16	29.10	41.82	81.69	65.13	89.01	69.52	30.06	29.39	29.63	81.63	42.25	29.14	31.07	29.39	32.34	45.77	29.72
Or	4.66	5.43	7.36	0.30	0.55	5.07	0.73	4.10	4.37	5.27	0.37	4.46	4.79	4.85	4.57	4.13	2.37	4.21
Cn	0.15	0.21	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.18	0.15	0.00	0.00	0.12	0.30	0.21	0.25	0.16	0.05

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo

p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico

n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K
Litologia	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	Incluso1	Incluso1	Incluso1	Incluso1	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b
Zona	n	n	ne	b	b	n	b	n	n	b	n	b	n	n	b	n	b	n
Dimensioni	m	f	f	f	f	mf	mf	m	m	m	m	m	pdf	f	f	mf	mf	pdf
SiO ₂	43.70	62.29	60.49	59.70	57.09	60.77	61.80	48.37	47.54	50.09	50.32	50.66	50.06	45.22	45.11	50.24	49.43	51.31
TiO ₂	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.07
Al ₂ O ₃	38.32	23.70	24.64	24.28	25.34	24.41	22.62	32.65	33.17	31.55	31.74	31.55	32.08	35.63	34.45	32.51	32.86	31.24
Fe ₂ O ₃	0.32	0.32	0.36	0.28	0.44	0.42	1.01	0.77	0.63	0.50	0.79	0.50	0.73	0.57	0.53	0.43	0.68	0.96
MgO	0.13	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.15	0.00	0.00	0.03	0.02	0.14	0.09	0.04	0.03	0.12	0.08
CaO	13.12	5.35	6.04	5.89	7.82	5.96	8.29	15.67	16.43	14.18	15.32	14.53	14.65	18.24	16.80	14.61	15.03	13.67
Na ₂ O	2.50	7.24	7.06	6.80	6.30	6.72	4.17	2.79	2.22	3.14	3.34	3.41	2.88	1.07	1.26	2.71	2.41	3.44
K ₂ O	0.28	0.93	0.66	0.76	0.53	0.97	0.34	0.10	0.12	0.15	0.16	0.19	0.14	0.03	0.02	0.08	0.09	0.09
SrO	0.18	0.28	0.19	0.00	0.06	0.25	0.27	0.39	0.29	0.08	0.00	0.18	0.23	0.15	0.17	0.32	0.34	0.34
BaO	0.00	0.15	0.08	0.11	0.00	0.11	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04
Totale	98.61	100.26	99.53	97.82	97.58	99.61	98.83	100.95	100.41	99.69	101.76	101.05	100.91	101.04	98.42	100.95	100.96	101.23

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.026	2.762	2.706	2.713	2.620	2.718	2.769	2.207	2.180	2.291	2.268	2.292	2.268	2.068	2.108	2.270	2.239	2.314
Al	2.094	1.239	1.299	1.300	1.370	1.287	1.195	1.756	1.793	1.701	1.686	1.683	1.713	1.921	1.898	1.731	1.754	1.660
Ti	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.011	0.011	0.012	0.010	0.015	0.014	0.034	0.026	0.022	0.017	0.027	0.017	0.025	0.020	0.019	0.015	0.023	0.032
Mg	0.009	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.010	0.000	0.000	0.002	0.001	0.009	0.006	0.003	0.002	0.008	0.005
Ca	0.652	0.254	0.289	0.287	0.384	0.286	0.398	0.766	0.807	0.695	0.740	0.704	0.711	0.894	0.841	0.707	0.730	0.661
Na	0.225	0.622	0.612	0.599	0.561	0.583	0.362	0.247	0.197	0.278	0.292	0.299	0.253	0.095	0.114	0.237	0.212	0.301
K	0.017	0.053	0.038	0.044	0.031	0.055	0.019	0.006	0.007	0.009	0.009	0.011	0.008	0.002	0.001	0.005	0.005	0.005
Sr	0.005	0.007	0.005	0.000	0.002	0.006	0.007	0.010	0.008	0.002	0.000	0.005	0.006	0.004	0.005	0.008	0.009	0.009
Ba	0.000	0.003	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Ab	25.16	66.80	65.08	64.29	57.43	62.96	46.46	24.20	19.51	28.35	28.04	29.49	26.02	9.57	11.94	25.01	22.36	31.10
An	72.98	27.28	30.77	30.77	39.39	30.86	51.04	75.12	79.80	70.76	71.08	69.43	73.15	90.16	87.94	74.50	77.09	68.29
Or	1.85	5.65	4.00	4.73	3.18	5.98	2.49	0.57	0.69	0.89	0.88	1.08	0.83	0.18	0.12	0.49	0.55	0.54
Cn	0.00	0.28	0.15	0.21	0.00	0.21	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.07

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
 n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	T	T	T	T
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	Incluso2	Incluso2	duomo	duomo	duomo	duomo
Campione	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a
Zona	n	b	pdf	n	b	n	b	n	b	n	ne	b	n	b	n	b	n	ne
Dimensioni	f	f	pdf	m	m	m	m	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f
SiO ₂	61.65	56.93	50.59	49.70	48.26	47.16	50.45	60.11	62.04	44.84	45.13	49.64	48.13	45.92	55.40	61.20	61.20	60.82
TiO ₂	0.05	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.07	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	24.35	27.60	32.30	32.40	33.27	33.50	30.46	24.72	23.39	34.87	36.91	31.55	32.62	33.49	27.97	23.96	24.56	24.40
Fe ₂ O ₃	0.26	0.67	0.76	0.64	0.64	0.54	0.84	0.19	0.18	0.32	0.44	0.84	0.81	0.71	0.30	0.02	0.28	0.29
MgO	0.09	0.06	0.16	0.08	0.12	0.12	0.12	0.02	0.02	0.06	0.03	0.13	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	5.51	10.04	14.30	14.72	15.22	17.35	13.80	6.67	5.07	18.14	18.60	14.92	16.07	16.66	9.90	5.48	5.86	6.01
Na ₂ O	7.23	5.04	3.07	2.85	2.38	1.93	3.50	7.17	7.49	0.86	0.34	2.58	1.96	1.77	5.31	7.62	7.30	7.13
K ₂ O	0.76	0.29	0.12	0.08	0.12	0.02	0.13	0.69	1.00	0.02	0.07	0.08	0.05	0.08	0.37	0.82	0.82	0.84
SrO	0.05	0.27	0.22	0.23	0.43	0.06	0.42	0.04	0.00	0.34	0.20	0.28	0.16	0.27	0.06	0.06	0.07	0.35
BaO	0.11	0.00	0.11	0.00	0.06	0.00	0.10	0.14	0.19	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.11	0.05	0.16
Totale	100.06	100.90	101.65	100.74	100.55	100.69	99.83	99.75	99.38	99.46	101.82	100.02	100.00	99.02	99.33	99.28	100.18	100.00

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.735	2.538	2.274	2.255	2.203	2.158	2.314	2.690	2.772	2.082	2.044	2.270	2.208	2.138	2.509	2.741	2.718	2.714
Al	1.273	1.450	1.711	1.733	1.790	1.807	1.647	1.304	1.232	1.909	1.970	1.701	1.764	1.838	1.493	1.265	1.285	1.283
Ti	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.009	0.022	0.026	0.022	0.022	0.019	0.029	0.006	0.006	0.011	0.015	0.029	0.028	0.025	0.010	0.001	0.009	0.010
Mg	0.006	0.004	0.011	0.005	0.008	0.008	0.008	0.001	0.001	0.004	0.002	0.009	0.008	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.262	0.479	0.689	0.716	0.744	0.851	0.678	0.320	0.243	0.903	0.903	0.731	0.790	0.831	0.480	0.263	0.279	0.287
Na	0.622	0.436	0.268	0.251	0.211	0.171	0.311	0.622	0.649	0.077	0.030	0.229	0.174	0.160	0.466	0.662	0.629	0.617
K	0.043	0.016	0.007	0.005	0.007	0.001	0.008	0.039	0.057	0.001	0.004	0.005	0.003	0.005	0.021	0.047	0.046	0.048
Sr	0.001	0.007	0.006	0.006	0.011	0.002	0.011	0.001	0.000	0.009	0.005	0.007	0.004	0.007	0.002	0.002	0.002	0.009
Ba	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.003
Ab	66.96	46.76	27.72	25.82	21.87	16.74	31.16	63.24	68.16	7.89	3.19	23.72	18.02	16.05	48.17	67.96	65.84	64.62
An	28.21	51.47	71.37	73.70	77.29	83.15	67.90	32.51	25.50	91.99	96.38	75.80	81.64	83.47	49.62	27.03	29.21	30.08
Or	4.63	1.77	0.71	0.48	0.73	0.11	0.76	4.00	5.99	0.12	0.43	0.48	0.30	0.48	2.21	4.81	4.87	5.01
Cn	0.21	0.00	0.20	0.00	0.11	0.00	0.18	0.25	0.35	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.20	0.09	0.29

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
 n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Litologia	duomo	duomo	duomo	cluso piccc	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2
Campione	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS286a	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b
Zona	b	n	b	n	n	ne	b	pdf	n	n	b	n	n	n	n	n	n	ne
Dimensioni	f	f	f	m	f	f	f	pdf	m	f	f	m	f	f	m	M	M	M
SiO ₂	60.78	60.36	62.06	51.78	53.79	59.16	61.36	50.98	51.11	57.26	50.54	49.41	45.95	47.51	50.02	62.92	60.89	73.18
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.06	0.02	0.03	2.00	0.06	0.34
Al ₂ O ₃	24.19	25.19	24.09	30.02	29.59	25.49	23.73	31.12	30.98	26.96	31.70	31.76	34.09	32.79	32.13	24.08	23.86	15.80
Fe ₂ O ₃	0.46	0.32	0.33	0.93	0.32	0.28	0.24	0.80	0.80	0.31	0.72	0.60	0.36	0.66	0.52	0.26	0.32	1.20
MgO	0.02	0.00	0.00	0.05	0.07	0.00	0.00	0.13	0.13	0.00	0.13	0.15	0.05	0.04	0.16	0.00	0.00	0.07
CaO	5.90	6.87	5.97	12.83	11.90	7.45	5.68	14.01	14.67	11.47	15.33	15.38	18.04	16.20	15.65	5.56	6.14	3.19
Na ₂ O	7.30	7.00	7.42	3.77	4.39	6.66	7.05	3.14	3.27	4.58	2.92	2.91	1.33	2.08	2.74	7.89	7.42	3.42
K ₂ O	0.71	0.64	0.84	0.16	0.20	0.69	0.89	0.08	0.12	0.36	0.10	0.05	0.03	0.09	0.03	0.83	0.72	3.69
SrO	0.22	0.37	0.22	0.23	0.00	0.28	0.14	0.31	0.07	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.11	0.14	0.10	0.08	0.03	0.10	0.12	0.02	0.05	0.02	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.11	0.03
Totale	99.68	100.90	101.03	99.95	100.30	100.11	99.27	100.62	101.20	101.00	101.53	100.39	99.91	99.39	101.28	103.59	99.52	100.92

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.718	2.676	2.737	2.359	2.424	2.647	2.748	2.312	2.309	2.551	2.278	2.255	2.120	2.194	2.259	2.708	2.726	3.158
Al	1.275	1.316	1.252	1.612	1.572	1.344	1.252	1.663	1.649	1.416	1.684	1.708	1.854	1.785	1.710	1.222	1.259	0.804
Ti	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.065	0.002	0.011
Fe ³⁺	0.015	0.011	0.011	0.032	0.011	0.009	0.008	0.027	0.027	0.010	0.025	0.021	0.012	0.023	0.018	0.008	0.011	0.039
Mg	0.001	0.000	0.000	0.003	0.005	0.000	0.000	0.009	0.009	0.000	0.009	0.010	0.003	0.003	0.011	0.000	0.000	0.005
Ca	0.283	0.326	0.282	0.626	0.575	0.357	0.272	0.680	0.710	0.548	0.740	0.752	0.892	0.801	0.757	0.256	0.295	0.148
Na	0.633	0.602	0.635	0.333	0.384	0.578	0.612	0.276	0.286	0.396	0.255	0.257	0.119	0.186	0.240	0.658	0.644	0.286
K	0.041	0.036	0.047	0.009	0.011	0.039	0.051	0.005	0.007	0.020	0.006	0.003	0.002	0.005	0.002	0.046	0.041	0.203
Sr	0.006	0.010	0.006	0.006	0.000	0.007	0.004	0.008	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001
Ab	66.07	62.24	65.72	34.33	39.53	59.19	65.29	28.71	28.52	41.04	25.45	25.40	11.75	18.75	24.02	68.50	65.61	44.90
An	29.50	33.77	29.20	64.56	59.23	36.59	29.06	70.77	70.70	56.80	73.82	74.19	88.08	80.71	75.81	26.67	30.00	23.14
Or	4.23	3.74	4.90	0.96	1.18	4.03	5.42	0.48	0.69	2.12	0.57	0.29	0.17	0.53	0.17	4.74	4.19	31.88
Cn	0.20	0.25	0.18	0.15	0.05	0.18	0.22	0.04	0.09	0.04	0.16	0.12	0.00	0.00	0.00	0.09	0.20	0.08

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo

p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico

n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	B	B	B
Litologia	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso2	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	incluso1	duomo	duomo	duomo
Campione	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS304b	NIS304b	NIS304b
Zona	b	n	n	ne	b	n	ne	b	n	n	ne	n	b	n	n	n	ne	b
Dimensioni	f	f	M	M	M	f	f	f	m	m	m	mf	mf	m	mf	f	f	f
SiO ₂	62.39	62.65	59.15	61.64	61.97	46.17	46.10	48.58	49.97	52.37	51.67	47.65	49.63	51.82	49.00	61.55	61.90	63.01
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.06	0.01	0.06	0.00	0.03	0.07	0.08	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	23.95	23.89	25.80	24.85	23.58	34.53	35.26	32.51	31.60	30.24	30.88	34.02	31.43	30.77	32.74	25.10	24.97	24.11
Fe ₂ O ₃	0.23	0.37	0.36	0.37	0.46	0.39	0.42	0.49	0.53	0.82	0.74	0.43	0.39	0.76	0.62	0.31	0.37	0.12
MgO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.12	0.12	0.09	0.14	0.08	0.12	0.07	0.08	0.03	0.00	0.02
CaO	5.77	5.71	8.38	6.60	5.65	18.79	18.62	16.24	14.87	14.06	14.32	17.69	15.52	14.20	16.18	6.75	6.89	6.00
Na ₂ O	7.82	7.72	6.51	7.39	7.53	0.91	0.82	2.23	2.82	3.90	3.41	1.64	2.69	3.30	2.21	7.23	7.25	7.54
K ₂ O	0.87	0.87	0.41	0.65	0.85	0.02	0.03	0.02	0.02	0.13	0.10	0.06	0.05	0.09	0.08	0.65	0.65	0.77
SrO	8.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
BaO	0.09	0.04	0.08	0.09	0.16	0.02	0.00	0.00	0.07	0.10	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.10	0.12	0.00
Totale	109.12	101.25	100.81	101.63	100.23	100.89	101.27	100.32	100.10	101.77	101.37	101.63	99.86	101.04	100.98	101.81	102.17	101.65

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.678	2.752	2.629	2.704	2.752	2.111	2.098	2.220	2.280	2.349	2.325	2.157	2.272	2.335	2.223	2.695	2.702	2.752
Al	1.212	1.237	1.351	1.285	1.234	1.861	1.891	1.751	1.699	1.599	1.638	1.815	1.696	1.634	1.751	1.295	1.285	1.241
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.002
Fe ³⁺	0.008	0.012	0.012	0.012	0.015	0.013	0.014	0.017	0.018	0.028	0.025	0.015	0.013	0.026	0.021	0.010	0.012	0.004
Mg	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.008	0.008	0.006	0.009	0.005	0.008	0.005	0.005	0.002	0.000	0.001
Ca	0.265	0.269	0.399	0.310	0.269	0.921	0.908	0.795	0.727	0.676	0.691	0.858	0.761	0.686	0.786	0.317	0.322	0.281
Na	0.651	0.657	0.561	0.629	0.648	0.081	0.072	0.198	0.249	0.339	0.298	0.144	0.239	0.288	0.194	0.614	0.614	0.639
K	0.048	0.049	0.023	0.036	0.048	0.001	0.002	0.001	0.001	0.007	0.006	0.003	0.003	0.005	0.005	0.036	0.036	0.043
Sr	0.199	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ba	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000
Ab	67.42	67.39	56.97	64.36	66.97	8.05	7.37	19.88	25.49	33.12	29.90	14.32	23.79	29.45	19.73	63.38	62.99	66.36
An	27.49	27.54	40.53	31.76	27.77	91.80	92.45	80.00	74.27	65.98	69.40	85.34	75.86	70.02	79.80	32.70	33.08	29.18
Or	4.94	5.00	2.36	3.72	4.97	0.12	0.18	0.12	0.12	0.73	0.58	0.34	0.29	0.53	0.47	3.75	3.72	4.46
Cn	0.16	0.07	0.14	0.16	0.29	0.04	0.00	0.00	0.13	0.17	0.12	0.00	0.05	0.00	0.00	0.18	0.21	0.00

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
 n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Litologia	duomo	duomo	duomo	duomo	Incluso 2	Incluso 2	Incluso 2	Incluso 2	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	Incuso 1	Incuso 1	Incuso 1
Campione	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b
Zona	n	n e	b	n	b	n	n	b	n	b	bi	n	n	n e	b	n	n	bi
Dimensioni	f	f	f	m	f	f	m	m	f	f	f	pdf	f	f	f	m	f	f
SiO ₂	63.68	61.80	52.60	49.80	61.29	59.53	48.10	56.81	60.80	63.94	61.83	48.42	61.11	60.43	60.97	50.62	57.68	59.92
TiO ₂	0.04	0.01	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.05	0.05	0.06	0.05	0.00	0.00	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	23.09	24.45	31.19	32.70	24.98	26.35	33.14	27.17	25.66	20.66	24.01	31.68	24.05	24.47	23.96	30.67	25.88	24.70
Fe ₂ O ₃	0.11	0.31	0.67	0.48	0.41	0.27	0.41	0.68	0.31	1.50	0.44	0.59	0.31	0.27	0.39	0.61	0.17	0.20
MgO	0.02	0.02	0.23	0.16	0.02	0.02	0.05	0.33	0.00	0.03	0.00	0.13	0.03	0.00	0.00	0.07	0.02	0.03
CaO	5.05	6.17	14.36	16.00	6.46	7.71	16.12	9.64	5.64	6.69	5.38	15.01	6.28	6.59	6.28	14.31	8.20	6.73
Na ₂ O	7.73	7.68	3.23	2.38	7.19	6.80	2.21	3.80	7.73	4.32	7.67	2.30	7.40	7.32	7.44	3.47	6.45	7.01
K ₂ O	0.94	0.72	0.08	0.08	0.64	0.43	0.06	0.39	0.00	0.08	0.08	0.03	0.00	0.06	0.07	0.00	0.47	0.72
SrO	0.00	0.00	0.07	0.00	0.10	0.08	0.19	0.38	0.13	0.10	0.00	0.19	0.00	0.00	0.04	0.50	0.17	0.14
BaO	0.12	0.12	0.00	0.08	0.00	0.14	0.07	0.12	0.00	0.00	0.02	0.00	0.12	0.00	0.13	0.05	0.07	0.09
Totale	100.78	101.28	102.54	101.68	101.09	101.33	100.35	99.38	100.27	97.34	99.48	98.40	99.36	99.19	99.28	100.30	99.15	99.55

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.800	2.720	2.335	2.242	2.700	2.628	2.200	2.560	2.688	2.880	2.749	2.249	2.729	2.705	2.728	2.311	2.609	2.687
Al	1.197	1.268	1.632	1.735	1.297	1.371	1.786	1.443	1.337	1.097	1.258	1.734	1.266	1.291	1.263	1.650	1.380	1.306
Ti	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ³⁺	0.004	0.010	0.022	0.016	0.014	0.009	0.014	0.023	0.010	0.051	0.015	0.021	0.010	0.009	0.013	0.021	0.006	0.007
Mg	0.001	0.001	0.015	0.011	0.001	0.001	0.003	0.022	0.000	0.002	0.000	0.009	0.002	0.000	0.000	0.005	0.001	0.002
Ca	0.238	0.291	0.683	0.772	0.305	0.365	0.790	0.465	0.267	0.323	0.256	0.747	0.300	0.316	0.301	0.700	0.397	0.323
Na	0.659	0.655	0.278	0.208	0.614	0.582	0.196	0.332	0.663	0.377	0.661	0.207	0.641	0.635	0.645	0.307	0.566	0.610
K	0.053	0.040	0.005	0.005	0.036	0.024	0.004	0.022	0.000	0.005	0.005	0.002	0.000	0.003	0.004	0.000	0.027	0.041
Sr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.002	0.005	0.010	0.003	0.003	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.013	0.004	0.004
Ba	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002
Ab	69.24	66.28	28.79	21.08	64.31	59.80	19.78	40.39	71.27	53.53	71.68	21.67	67.92	66.54	67.74	30.47	57.06	62.47
An	25.00	29.42	70.74	78.31	31.93	37.47	79.74	56.62	28.73	45.81	27.79	78.15	31.85	33.10	31.60	69.44	40.08	33.14
Or	5.54	4.09	0.47	0.47	3.77	2.49	0.35	2.73	0.00	0.65	0.49	0.19	0.00	0.36	0.42	0.00	2.74	4.22
Cn	0.22	0.21	0.00	0.14	0.00	0.25	0.13	0.26	0.00	0.00	0.04	0.00	0.22	0.00	0.24	0.09	0.13	0.16

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
 n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	B	B	B	B	B	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	
Litologia	Incuso 1	Incuso 1	Incuso 1	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso	incluso
Campione	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS304b	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288	NIS288
Zona	n	b	n	n	n	n	n e	b	n	n	b	n	b	n	b	n	b	n	n
Dimensioni	f	f	m	mf	m	f	f	f	pdf	mf		f	f	f	f	pdf	pdf		f
SiO ₂	61.41	61.03	46.82	45.19	48.62	59.81	59.65	61.96	48.48	49.25	51.46	58.50	60.38	61.15	60.90	51.29	51.74	47.20	
TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.14	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	
Al ₂ O ₃	24.31	24.41	33.23	34.93	32.99	24.59	24.97	24.07	32.52	32.31	31.28	26.10	24.66	23.83	23.86	29.22	30.33	33.81	
Fe ₂ O ₃	0.21	0.27	0.50	0.52	0.62	0.28	0.33	0.28	0.58	0.67	0.73	0.20	0.17	0.33	0.32	0.78	0.61	0.60	
MgO	0.03	0.03	0.11	0.03	0.17	0.00	0.00	0.02	0.10	0.17	0.14	0.00	0.07	0.00	0.00	0.27	0.08	0.11	
CaO	6.09	6.20	17.08	18.23	15.59	6.49	6.75	5.53	15.55	15.53	14.14	8.24	6.49	6.10	6.09	13.22	13.29	17.43	
Na ₂ O	7.36	7.60	1.58	0.85	2.31	7.41	7.11	7.90	2.41	2.61	3.49	6.92	7.18	7.39	7.60	3.88	4.01	1.65	
K ₂ O	0.66	0.77	0.03	0.00	0.06	0.67	0.65	0.86	0.07	0.09	0.12	0.51	0.77	0.72	0.75	0.17	0.13	0.05	
SrO	0.13	0.08	0.29	0.20	0.56	0.14	0.11	0.12	0.00	0.44	0.23	0.13	0.00	0.00	0.00	0.21	0.57	0.34	
BaO	0.10	0.15	0.00	0.03	0.00	0.11	0.12	0.10	0.02	0.04	0.00	0.06	0.12	0.08	0.07	0.03	0.08	0.00	
Totale	100.32	100.56	99.64	100.12	101.02	99.50	99.70	100.84	99.72	101.12	101.60	100.74	99.84	99.62	99.59	99.07	100.84	101.24	

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.725	2.709	2.163	2.084	2.211	2.687	2.674	2.738	2.225	2.237	2.313	2.608	2.697	2.733	2.726	2.363	2.345	2.150
Al	1.271	1.277	1.810	1.899	1.768	1.302	1.319	1.253	1.759	1.729	1.657	1.371	1.298	1.255	1.259	1.586	1.620	1.815
Ti	0.001	0.001	0.000	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Fe ³⁺	0.007	0.009	0.017	0.018	0.021	0.009	0.011	0.009	0.020	0.023	0.025	0.007	0.006	0.011	0.011	0.027	0.021	0.021
Mg	0.002	0.002	0.008	0.002	0.012	0.000	0.000	0.001	0.007	0.012	0.009	0.000	0.005	0.000	0.000	0.019	0.005	0.007
Ca	0.290	0.295	0.846	0.901	0.759	0.312	0.324	0.262	0.765	0.756	0.681	0.394	0.311	0.292	0.292	0.652	0.645	0.851
Na	0.633	0.654	0.142	0.076	0.204	0.645	0.618	0.677	0.214	0.230	0.304	0.598	0.622	0.640	0.660	0.346	0.352	0.146
K	0.037	0.044	0.002	0.000	0.003	0.038	0.037	0.048	0.004	0.005	0.007	0.029	0.044	0.041	0.043	0.010	0.008	0.003
Sr	0.003	0.002	0.008	0.005	0.015	0.004	0.003	0.003	0.000	0.012	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.006	0.015	0.009
Ba	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Ab	65.83	65.73	14.31	7.78	21.07	64.66	62.96	68.45	21.80	23.18	30.66	58.54	63.55	65.68	66.24	34.33	35.00	14.58
An	30.10	29.63	85.51	92.17	78.57	31.30	33.03	26.48	77.74	76.22	68.65	38.52	31.75	29.96	29.33	64.63	64.11	85.13
Or	3.88	4.38	0.18	0.00	0.36	3.85	3.79	4.90	0.42	0.53	0.69	2.84	4.48	4.21	4.30	0.99	0.75	0.29
Cn	0.18	0.26	0.00	0.06	0.00	0.19	0.21	0.18	0.04	0.07	0.00	0.10	0.21	0.14	0.12	0.05	0.14	0.00

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	N	N	N	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	
Litologia	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	
Campione	NIS288	NIS288	NIS288	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	
Zona	n	b	n	n	b	n	ne	b	n	bi	b	n	n	b	n	b	n	b	
Dimensioni	f	f	pdf	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f	f	m	m
SiO ₂	46.34	47.44	52.57	61.09	61.77	61.45	56.23	60.71	61.42	61.75	52.46	61.33	60.83	50.09	57.09	61.99	52.62	51.62	
TiO ₂	0.02	0.00	0.07	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.08	0.02	
Al ₂ O ₃	34.93	34.07	29.80	24.42	24.23	24.73	28.42	25.24	24.43	24.78	30.41	23.98	24.85	31.37	27.50	24.45	29.88	30.93	
Fe ₂ O ₃	0.44	0.67	0.89	0.28	0.21	0.44	0.38	0.31	0.32	0.20	0.73	0.37	0.31	0.97	0.39	0.36	0.60	0.81	
MgO	0.09	0.06	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.11	0.02	
CaO	18.12	17.39	13.02	5.34	5.83	6.35	10.48	6.76	6.11	6.34	13.37	6.32	6.94	14.73	9.39	5.98	13.02	13.70	
Na ₂ O	1.17	1.66	3.93	7.30	7.20	7.02	5.25	6.79	6.95	7.16	3.61	6.94	6.88	3.16	6.13	7.41	4.04	3.32	
K ₂ O	0.03	0.04	0.14	0.88	1.19	0.75	0.35	0.98	0.80	1.14	0.27	0.65	0.72	0.21	0.40	1.25	0.17	0.22	
SrO	0.18	0.06	0.33	0.00	0.27	0.28	0.00	0.10	0.07	0.18	0.24	0.14	0.09	0.28	0.35	0.11	0.19	0.42	
BaO	0.03	0.02	0.02	0.08	0.12	0.11	0.01	0.04	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.00	0.08	0.13	0.08	0.02	
Totale	101.35	101.41	100.77	99.38	100.89	101.21	101.16	100.95	100.23	101.66	101.18	99.87	100.74	100.81	101.33	101.67	100.79	101.08	

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.109	2.153	2.376	2.729	2.732	2.708	2.503	2.684	2.725	2.712	2.362	2.732	2.694	2.278	2.541	2.723	2.376	2.331
Al	1.874	1.822	1.588	1.286	1.263	1.285	1.491	1.315	1.278	1.283	1.614	1.259	1.297	1.682	1.443	1.266	1.590	1.646
Ti	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001
Fe ³⁺	0.015	0.023	0.030	0.009	0.007	0.015	0.013	0.010	0.011	0.007	0.025	0.012	0.010	0.033	0.013	0.012	0.020	0.028
Mg	0.006	0.004	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.007	0.001
Ca	0.884	0.846	0.631	0.256	0.276	0.300	0.500	0.320	0.290	0.298	0.645	0.302	0.329	0.718	0.448	0.281	0.630	0.663
Na	0.103	0.146	0.344	0.632	0.617	0.600	0.453	0.582	0.598	0.610	0.315	0.599	0.591	0.279	0.529	0.631	0.354	0.291
K	0.002	0.002	0.008	0.050	0.067	0.042	0.020	0.055	0.045	0.064	0.016	0.037	0.041	0.012	0.023	0.070	0.010	0.013
Sr	0.005	0.002	0.009	0.000	0.007	0.007	0.000	0.003	0.002	0.005	0.006	0.004	0.002	0.007	0.009	0.003	0.005	0.011
Ba	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000
Ab	10.44	14.69	35.02	67.30	64.12	63.56	46.57	60.74	63.91	62.61	32.25	63.81	61.40	27.63	52.85	64.08	35.55	30.07
An	89.33	85.04	64.12	27.21	28.69	31.77	51.37	33.42	31.05	30.64	66.01	32.11	34.23	71.17	44.74	28.58	63.32	68.58
Or	0.18	0.23	0.82	5.34	6.97	4.47	2.04	5.77	4.84	6.56	1.59	3.93	4.23	1.21	2.27	7.11	0.98	1.31
Cn	0.05	0.04	0.04	0.15	0.22	0.20	0.02	0.07	0.20	0.19	0.14	0.15	0.14	0.00	0.14	0.23	0.14	0.04

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
 n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	P	P	P	P	P
Litologia	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo
Campione	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS299b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b
Zona		n	b	n	n	n	n e	b	n	n	n	n	n	b	n	n e	b	n	b
Dimensioni	pdf	f	f	mf	m	f	f	f	m	m	m	f	f	f	f	f	f	mf	mf
SiO ₂	50.96	46.81	46.22	46.32	49.64	55.17	61.51	51.00	51.32	49.51	51.21	48.15	50.29	60.36	60.21	60.44	57.50	51.13	
TiO ₂	0.03	0.05	0.05	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.07	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	
Al ₂ O ₃	30.84	33.95	34.47	33.97	31.25	28.62	24.61	30.96	29.83	32.44	30.46	33.26	31.09	24.27	24.60	24.45	26.55	30.76	
Fe ₂ O ₃	1.02	0.33	0.54	0.48	0.93	0.32	0.23	0.67	0.83	0.43	0.68	0.53	0.56	0.36	0.29	0.33	0.44	0.62	
MgO	0.06	0.08	0.14	0.09	0.07	0.06	0.01	0.06	0.04	0.17	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.02	0.03	0.10	
CaO	14.01	17.81	18.10	18.44	14.92	11.20	6.18	13.90	13.90	15.26	13.38	16.74	14.79	6.38	6.54	6.28	8.65	13.53	
Na ₂ O	3.44	1.57	1.16	1.21	2.91	5.07	7.18	3.26	3.55	2.82	3.59	1.92	2.88	7.23	7.06	7.15	6.35	3.60	
K ₂ O	0.24	0.07	0.02	0.04	0.22	0.35	1.10	0.28	0.28	0.11	0.31	0.07	0.21	0.64	0.63	0.68	0.43	0.18	
SrO	0.13	0.27	0.46	0.10	0.10	0.33	0.08	0.00	0.19	0.29	0.38	0.05	0.25	0.00	0.04	0.14	0.00	0.29	
BaO	0.05	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.08	0.07	0.03	0.00	0.12	0.16	0.00	0.07	
Totale	100.78	100.95	101.21	100.67	100.11	101.17	100.96	100.18	100.04	101.10	100.18	100.82	100.23	99.24	99.49	99.66	99.98	100.30	

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.312	2.140	2.112	2.125	2.272	2.469	2.716	2.320	2.345	2.244	2.335	2.193	2.295	2.709	2.698	2.705	2.581	2.326
Al	1.649	1.829	1.856	1.837	1.686	1.510	1.281	1.660	1.606	1.733	1.637	1.786	1.672	1.284	1.299	1.290	1.405	1.650
Ti	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe ³⁺	0.035	0.011	0.019	0.017	0.032	0.011	0.008	0.023	0.029	0.015	0.023	0.018	0.019	0.012	0.010	0.011	0.015	0.021
Mg	0.004	0.005	0.010	0.006	0.005	0.004	0.001	0.004	0.003	0.011	0.001	0.001	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.007
Ca	0.681	0.872	0.886	0.906	0.732	0.537	0.292	0.678	0.680	0.741	0.654	0.817	0.723	0.307	0.314	0.301	0.416	0.660
Na	0.303	0.139	0.103	0.108	0.258	0.440	0.615	0.288	0.314	0.248	0.317	0.170	0.255	0.629	0.613	0.620	0.553	0.318
K	0.014	0.004	0.001	0.002	0.013	0.020	0.062	0.016	0.016	0.006	0.018	0.004	0.012	0.037	0.036	0.039	0.025	0.010
Sr	0.003	0.007	0.012	0.003	0.003	0.009	0.002	0.000	0.005	0.008	0.010	0.001	0.007	0.000	0.001	0.004	0.000	0.008
Ba	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001
Ab	30.31	13.70	10.37	10.59	25.75	44.09	63.39	29.27	31.08	24.88	32.04	17.10	25.72	64.69	63.53	64.41	55.64	32.12
An	68.21	85.90	89.42	89.15	72.97	53.82	30.15	68.97	67.24	74.41	65.99	82.37	72.99	31.54	32.52	31.26	41.88	66.70
Or	1.39	0.40	0.12	0.23	1.28	2.00	6.39	1.65	1.61	0.64	1.82	0.41	1.23	3.77	3.73	4.03	2.48	1.06
Cn	0.09	0.00	0.09	0.04	0.00	0.09	0.07	0.11	0.07	0.07	0.14	0.13	0.05	0.00	0.22	0.29	0.00	0.13

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
Litologia	duomo	duomo	duomo	duomo	ch.marginch.	marginch.	marginch.	marginch.	margin	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	
Campione	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS287b	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS293a	
Zona	n		n	b	n	n	n	n	n	n	n	n	b	n	b	n	n	n	n	n
Dimensioni	f	pdf	mf	mf	f	m	mf	m	m	m	m	f	f	mf	mf	f	f	f	f	f
SiO ₂	60.64	48.51	61.56	53.14	44.81	49.72	47.24	48.09	51.27	49.65	48.05	45.78	46.73	47.24	50.88	46.09	45.62	47.85		
TiO ₂	0.05	0.04	0.00	0.07	0.02	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03		
Al ₂ O ₃	24.65	31.79	24.10	28.79	33.64	31.78	32.66	32.56	29.99	31.29	33.52	34.15	33.59	33.42	31.44	35.17	35.23	33.83		
Fe ₂ O ₃	0.20	0.61	0.22	1.15	0.56	0.38	0.33	0.64	0.57	0.79	0.66	0.53	0.54	0.38	0.68	0.49	0.37	0.59		
MgO	0.00	0.09	0.00	0.35	0.05	0.15	0.11	0.11	0.13	0.16	0.06	0.04	0.10	0.11	0.18	0.08	0.10	0.08		
CaO	6.72	15.53	5.90	12.42	18.65	15.17	16.65	16.79	14.18	15.25	16.64	18.43	17.66	17.40	14.62	18.54	18.48	17.19		
Na ₂ O	7.51	2.62	7.60	4.11	1.22	2.81	1.95	2.06	3.47	2.67	1.99	1.17	1.58	1.65	3.11	1.13	1.04	1.77		
K ₂ O	0.67	0.06	0.83	0.22	0.00	0.07	0.05	0.06	0.14	0.07	0.03	0.00	0.03	0.05	0.07	0.03	0.03	0.00		
SrO	0.25	0.36	0.13	0.10	0.00	0.24	0.14	0.16	0.00	0.44	0.00	0.35	0.00	0.02	0.24	0.22	0.37	0.05		
BaO	0.07	0.06	0.06	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.07	0.01	0.00	0.07	0.00	0.08	0.00	0.04		
Totale	100.76	99.67	100.40	100.40	98.95	100.32	99.17	100.52	99.77	100.37	101.04	100.46	100.23	100.36	101.26	101.83	101.24	101.43		

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.692	2.236	2.732	2.407	2.097	2.267	2.189	2.201	2.343	2.270	2.184	2.109	2.148	2.166	2.296	2.093	2.084	2.169		
Al	1.289	1.727	1.260	1.537	1.855	1.708	1.784	1.756	1.615	1.686	1.795	1.854	1.819	1.806	1.672	1.882	1.897	1.807		
Ti	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001		
Fe ³⁺	0.007	0.021	0.007	0.039	0.020	0.013	0.012	0.022	0.019	0.027	0.022	0.018	0.019	0.013	0.023	0.017	0.013	0.020		
Mg	0.000	0.006	0.000	0.024	0.003	0.010	0.008	0.008	0.009	0.011	0.004	0.003	0.007	0.008	0.012	0.005	0.007	0.005		
Ca	0.320	0.767	0.280	0.603	0.935	0.741	0.827	0.823	0.694	0.747	0.810	0.910	0.870	0.855	0.707	0.902	0.904	0.835		
Na	0.646	0.234	0.654	0.361	0.111	0.248	0.175	0.183	0.307	0.237	0.175	0.104	0.141	0.147	0.272	0.099	0.092	0.156		
K	0.038	0.004	0.047	0.013	0.000	0.004	0.003	0.004	0.008	0.004	0.002	0.000	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002	0.000		
Sr	0.006	0.010	0.003	0.003	0.000	0.006	0.004	0.004	0.000	0.012	0.000	0.009	0.000	0.001	0.006	0.006	0.010	0.001		
Ba	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001		
Ab	64.31	23.28	66.56	36.93	10.58	25.00	17.42	18.11	30.44	23.93	17.74	10.30	13.91	14.59	27.68	9.90	9.23	15.69		
An	31.80	76.26	28.55	61.68	89.42	74.59	82.21	81.55	68.75	75.54	81.96	89.68	85.92	85.00	71.91	89.78	90.60	84.23		
Or	3.77	0.35	4.78	1.30	0.00	0.41	0.29	0.35	0.81	0.41	0.18	0.00	0.17	0.29	0.41	0.17	0.18	0.00		
Cn	0.12	0.11	0.11	0.09	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.11	0.13	0.02	0.00	0.13	0.00	0.14	0.00	0.07		

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo

p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico

n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	P	P	P	P	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS293a	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS324	NIS310b
Zona	n	n	n	n	n	ne	be	n	ne	be	n	ne	b	n	b	n	n	n
Dimensioni	m	f	m	f	f	f	f	M	M	M	f	f	f	f	f	m	m	f
SiO ₂	50.66	45.76	49.97	45.59	62.00	61.21	52.36	61.14	60.96	55.89	45.30	45.45	49.13	45.58	48.77	53.64	47.92	60.53
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	31.47	34.35	31.86	34.01	25.44	25.47	30.78	25.19	25.12	27.83	35.51	35.22	33.36	35.41	33.26	28.90	32.67	25.18
Fe ₂ O ₃	0.76	0.49	0.49	0.49	0.17	0.36	0.71	0.37	0.29	0.80	0.53	0.47	0.59	0.58	0.50	0.54	0.70	0.34
MgO	0.12	0.03	0.13	0.12	0.06	0.02	0.60	0.00	0.00	0.07	0.07	0.05	0.09	0.07	0.09	0.07	0.11	0.00
CaO	14.31	18.36	15.42	18.37	5.99	6.29	13.35	6.33	6.30	10.82	18.79	18.31	16.05	18.69	15.90	11.89	15.98	6.25
Na ₂ O	3.26	1.11	2.87	1.04	7.57	7.15	3.66	7.28	7.17	4.16	0.78	0.99	2.54	0.64	2.50	4.42	2.05	7.25
K ₂ O	0.06	0.06	0.03	0.01	0.86	0.77	0.16	0.79	0.76	0.67	0.05	0.03	0.05	0.04	0.05	0.17	0.07	0.64
SrO	0.09	0.15	0.06	0.19	0.10	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.49	0.00	0.78	0.00	0.29	0.41	0.20	0.00
BaO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.12	0.15	0.02	0.10	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13
Totale	100.75	100.31	100.83	99.84	102.31	101.42	101.98	101.20	100.65	100.28	101.54	100.52	102.59	101.01	101.36	100.04	99.70	100.32

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.295	2.107	2.267	2.110	2.701	2.689	2.340	2.693	2.696	2.511	2.067	2.085	2.206	2.081	2.208	2.432	2.205	2.688
Al	1.680	1.864	1.703	1.855	1.306	1.319	1.621	1.308	1.310	1.474	1.910	1.905	1.765	1.906	1.775	1.544	1.772	1.318
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.026	0.017	0.017	0.017	0.005	0.012	0.024	0.012	0.010	0.027	0.018	0.016	0.020	0.020	0.017	0.019	0.024	0.012
Mg	0.008	0.002	0.009	0.008	0.004	0.001	0.040	0.000	0.000	0.005	0.005	0.003	0.006	0.005	0.006	0.005	0.008	0.000
Ca	0.695	0.906	0.749	0.911	0.280	0.296	0.639	0.299	0.299	0.521	0.919	0.900	0.772	0.914	0.771	0.578	0.788	0.297
Na	0.286	0.099	0.252	0.093	0.639	0.609	0.317	0.622	0.615	0.362	0.069	0.088	0.221	0.057	0.219	0.389	0.183	0.624
K	0.003	0.004	0.002	0.001	0.048	0.043	0.009	0.044	0.043	0.038	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.010	0.004	0.036
Sr	0.002	0.004	0.002	0.005	0.003	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.020	0.000	0.008	0.011	0.005	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Ab	29.08	9.83	25.15	9.28	66.00	64.05	32.83	64.32	64.24	39.29	6.97	8.90	22.20	5.82	22.09	39.81	18.76	65.02
An	70.53	89.82	74.68	90.62	28.86	31.14	66.18	30.91	31.19	56.47	92.74	90.93	77.51	93.94	77.62	59.18	80.82	30.97
Or	0.35	0.35	0.17	0.06	4.93	4.54	0.94	4.59	4.48	4.16	0.29	0.18	0.29	0.24	0.29	1.01	0.42	3.78
Cn	0.04	0.00	0.00	0.04	0.21	0.27	0.04	0.18	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo

p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico

n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	B	B	B	B	B	B	B	B	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS310b	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a	NIS278a
Zona	ne	b	n	n	b	n	n	b	n	bi	be	n	b	n	n	bi	bi	pdf
Dimensioni	f	f	m	f	f	m	f	f	M	M	M	f	f	m	f	f	f	
SiO ₂	64.29	54.86	45.62	45.75	48.77	48.83	45.66	47.37	61.12	58.21	51.37	59.78	55.88	50.94	60.73	67.23	50.33	50.76
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.81	28.77	35.02	35.39	32.91	33.25	35.48	34.20	25.20	26.47	31.27	25.32	28.04	30.59	24.81	19.56	32.23	31.78
Fe ₂ O ₃	0.77	0.53	0.36	0.47	0.52	0.67	0.50	0.56	0.38	0.53	0.90	0.36	0.63	1.17	0.33	1.18	0.56	0.41
MgO	0.12	0.06	0.10	0.10	0.06	0.11	0.10	0.11	0.04	0.08	0.09	0.00	0.13	0.20	0.00	0.09	0.15	0.13
CaO	6.78	10.47	17.94	17.95	15.45	15.79	17.90	16.83	6.15	9.44	13.77	6.88	9.83	13.08	5.91	4.97	14.24	14.31
Na ₂ O	3.59	5.03	0.98	1.04	2.28	2.51	1.18	1.82	7.35	4.60	3.33	6.92	5.33	3.33	7.40	3.82	2.81	3.28
K ₂ O	1.86	0.19	0.05	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02	0.71	0.83	0.17	0.73	0.30	0.15	0.81	2.58	0.09	0.07
SrO	0.21	0.00	0.00	0.11	0.61	0.18	0.11	0.27	0.00	0.12	0.31	0.33	0.60	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.00	0.07	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.06
Totale	99.51	99.91	100.07	100.82	100.68	101.41	100.99	101.18	101.02	100.28	101.24	100.39	100.74	99.56	100.04	99.43	100.43	100.80

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.853	2.473	2.099	2.091	2.222	2.209	2.085	2.154	2.694	2.600	2.316	2.664	2.505	2.329	2.703	2.969	2.281	2.295
Al	1.141	1.528	1.899	1.906	1.767	1.773	1.910	1.833	1.309	1.393	1.661	1.330	1.481	1.648	1.301	1.018	1.721	1.693
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.026	0.018	0.012	0.016	0.018	0.023	0.017	0.019	0.013	0.018	0.031	0.012	0.021	0.040	0.011	0.039	0.019	0.014
Mg	0.008	0.004	0.007	0.007	0.004	0.007	0.007	0.007	0.003	0.005	0.006	0.000	0.009	0.014	0.000	0.006	0.010	0.009
Ca	0.322	0.506	0.884	0.879	0.754	0.765	0.876	0.820	0.290	0.452	0.665	0.329	0.472	0.641	0.282	0.235	0.691	0.693
Na	0.309	0.440	0.087	0.092	0.201	0.220	0.104	0.160	0.628	0.398	0.291	0.598	0.463	0.295	0.639	0.327	0.247	0.288
K	0.105	0.011	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.040	0.047	0.010	0.042	0.017	0.009	0.046	0.145	0.005	0.004
Sr	0.005	0.000	0.000	0.003	0.016	0.005	0.003	0.007	0.000	0.003	0.008	0.009	0.016	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ab	41.86	45.97	8.97	9.48	21.01	22.28	10.63	16.35	65.45	44.39	30.12	61.70	48.63	31.25	66.02	46.22	26.16	29.17
An	43.68	52.88	90.73	90.46	78.67	77.44	89.10	83.53	30.26	50.34	68.82	33.90	49.57	67.83	29.14	33.23	73.25	70.32
Or	14.27	1.14	0.30	0.06	0.24	0.23	0.24	0.12	4.16	5.27	1.01	4.28	1.80	0.93	4.75	20.54	0.55	0.41
Cn	0.19	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.04	0.00	0.13	0.00	0.05	0.13	0.00	0.00	0.09	0.00	0.04	0.11

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo, M= macro-cristallo

p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico

n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema Litologia Campione Zona Dimensioni	K incluso NIS266c n f	K incluso NIS266c b f	K incluso NIS266c n f	K incluso NIS266c b f	K incluso NIS266c n pdf	K incluso NIS266c n f	K incluso NIS266c b f	T incluso NIS283 n m	T incluso NIS283 n m	P incluso NIS297 n f	P incluso NIS297 b i f	P incluso NIS297 b f	P incluso NIS297 n m	P incluso NIS297 n f	P incluso NIS297 b f	P incluso NIS297 n f	P incluso NIS297 b f	P incluso NIS297 n f	P incluso NIS297 n m
SiO ₂	45.10	45.36	45.37	51.01	50.05	60.64	56.28	48.83	48.68	59.06	53.62	51.43	50.19	46.58	46.29	47.39	45.88	50.82	
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al ₂ O ₃	35.74	35.07	35.45	31.90	31.64	25.31	28.17	30.99	31.78	24.73	28.26	29.59	31.24	34.03	34.06	33.80	34.96	31.06	
Fe ₂ O ₃	0.46	0.41	0.69	0.58	0.60	0.27	1.08	0.58	0.32	0.39	0.66	0.79	0.57	0.70	0.49	0.54	0.46	0.61	
MgO	0.10	0.06	0.03	0.06	0.16	0.04	0.22	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.13	0.09	0.10	0.04	0.10	0.15	
CaO	18.34	17.69	18.09	13.68	14.43	6.47	10.64	14.59	15.20	6.84	11.97	13.07	14.98	17.76	17.63	17.15	18.46	14.46	
Na ₂ O	0.70	1.12	1.01	3.21	2.94	7.13	4.19	2.89	2.90	6.94	3.95	3.89	3.17	1.44	1.46	1.66	1.13	3.39	
K ₂ O	0.02	0.05	0.00	0.11	0.10	0.72	0.49	0.13	0.12	0.58	0.51	0.13	0.09	0.11	0.05	0.04	0.00	0.10	
SrO	0.06	0.70	0.15	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.82	0.63	0.59	0.23	0.45	0.40	0.34	0.10	0.44	0.00	
BaO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.08	0.03	0.06	0.03	0.06	0.04	0.02	0.06	0.04	0.02	0.00	0.00	
Totale	100.52	100.46	100.83	100.55	99.92	100.96	101.15	98.11	99.95	99.25	99.67	99.23	100.84	101.17	100.46	100.74	101.43	100.59	

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.069	2.089	2.078	2.306	2.284	2.682	2.505	2.275	2.242	2.667	2.446	2.362	2.283	2.129	2.128	2.163	2.093	2.306
Al	1.932	1.903	1.913	1.699	1.702	1.319	1.478	1.701	1.725	1.316	1.519	1.602	1.675	1.834	1.845	1.818	1.880	1.661
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.016	0.014	0.024	0.020	0.021	0.009	0.036	0.020	0.011	0.013	0.023	0.027	0.019	0.024	0.017	0.019	0.016	0.021
Mg	0.007	0.004	0.002	0.004	0.011	0.003	0.015	0.005	0.005	0.003	0.003	0.004	0.009	0.006	0.007	0.003	0.007	0.010
Ca	0.901	0.873	0.888	0.662	0.705	0.307	0.507	0.728	0.750	0.331	0.585	0.643	0.730	0.870	0.868	0.839	0.902	0.703
Na	0.062	0.100	0.090	0.281	0.260	0.611	0.362	0.261	0.259	0.608	0.349	0.346	0.280	0.128	0.130	0.147	0.100	0.298
K	0.001	0.003	0.000	0.006	0.006	0.041	0.028	0.008	0.007	0.033	0.030	0.008	0.005	0.006	0.003	0.002	0.000	0.006
Sr	0.002	0.019	0.004	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.022	0.016	0.016	0.006	0.012	0.011	0.009	0.003	0.012	0.000
Ba	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ab	6.45	10.25	9.17	29.61	26.78	63.69	40.26	26.17	25.46	62.48	36.20	34.71	27.54	12.70	12.99	14.86	9.97	29.62
An	93.43	89.45	90.76	69.73	72.62	31.94	56.49	73.00	73.74	34.03	60.62	64.45	71.91	86.56	86.65	84.86	90.03	69.81
Or	0.12	0.30	0.00	0.67	0.60	4.23	3.10	0.77	0.69	3.44	3.08	0.76	0.51	0.64	0.29	0.24	0.00	0.57
Cn	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.14	0.16	0.05	0.11	0.05	0.11	0.07	0.04	0.11	0.07	0.04	0.00	0.00

f= fenocrystallo, mf=micro-fenocrystallo, m=microlito, pdf=criptocrystallo in massa di fondo, M= macro-crystallo

p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico

n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso

Sistema	P	P	P	P
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso
Campione	NIS297	NIS297	NIS297	NIS297
Zona	n	n	n i	b
Dimensioni	m	M	M	M
SiO ₂	49.80	59.33	60.75	59.61
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	32.39	26.32	25.23	26.76
Fe ₂ O ₃	0.48	0.34	0.58	0.41
MgO	0.20	0.00	0.00	0.06
CaO	15.28	7.09	6.56	8.19
Na ₂ O	2.86	6.66	7.59	6.53
K ₂ O	0.05	0.62	0.59	0.51
SrO	0.35	0.23	0.34	0.04
BaO	0.00	0.11	0.07	0.00
Totale	101.41	100.70	101.71	102.11

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.250	2.634	2.674	2.613
Al	1.725	1.377	1.309	1.382
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.016	0.012	0.019	0.014
Mg	0.013	0.000	0.000	0.004
Ca	0.740	0.337	0.309	0.385
Na	0.251	0.573	0.648	0.555
K	0.003	0.035	0.033	0.029
Sr	0.009	0.006	0.009	0.001
Ba	0.000	0.002	0.001	0.000
Ab	25.23	60.50	65.33	57.32
An	74.48	35.59	31.20	39.73
Or	0.29	3.71	3.34	2.95
Cn	0.00	0.20	0.12	0.00

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
 p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=Boriatico
 n= nucleo; ne=nucleo esterno; b=bordo; bi=bordo interno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	
Litologia	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	
Campione	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS315	NIS316e	NIS316e	NIS316e	NIS316e	NIS316e	
Zona	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo	
Dimensioni	f	f	f	f	f	m	f	f	f	f	f	mf	f	f	m	mf	
Note		isolato	isolato	isolato	isolato			isolato	isolato	isolato	isolato					allungato	tabulare
SiO ₂	61.52	61.52	60.33	61.60	60.66	60.98	59.68	62.06	60.64	61.68	58.15	56.52	57.67	56.69	57.23	57.81	
Al ₂ O ₃	24.51	24.36	24.30	24.12	24.59	24.67	25.99	24.30	24.80	25.01	26.53	27.74	27.07	27.74	27.41	26.81	
Fe ₂ O ₃	0.33	0.24	0.41	0.12	0.31	0.21	0.31	0.34	0.54	0.41	0.21	0.44	0.27	0.34	0.21	0.43	
MgO	0.01	0.02	sdl	sdl	sdl	sdl	sdl	0.02	sdl	0.02	sdl	0.01	sdl	0.02	0.01	sdl	
CaO	6.24	6.02	6.89	5.61	6.23	6.34	7.69	5.68	6.43	6.46	8.61	9.43	8.64	9.67	8.92	8.93	
Na ₂ O	7.62	7.33	6.90	7.61	7.34	7.53	6.66	7.90	7.38	6.93	6.23	6.07	5.96	5.77	6.01	6.27	
K ₂ O	0.77	0.72	0.66	0.82	0.69	0.75	0.57	0.95	0.74	0.71	0.47	0.34	0.44	0.43	0.40	0.45	
SrO	sdl	0.27	0.07	sdl	0.20	sdl	sdl	sdl	sdl	0.19	0.07	0.26	sdl	0.15	0.22	sdl	
BaO	0.16	0.05	0.02	0.11	0.16	0.10	0.09	0.14	0.02	0.08	0.04	0.04	0.02	0.03	0.06	0.00	
sum	101.16	100.53	99.58	99.99	100.18	100.58	101.01	101.37	100.57	101.47	100.32	100.84	100.09	100.83	100.46	100.70	

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.713	2.725	2.702	2.739	2.703	2.704	2.641	2.730	2.691	2.707	2.598	2.527	2.580	2.531	2.559	2.577
Al	1.274	1.272	1.283	1.264	1.291	1.289	1.355	1.260	1.297	1.294	1.397	1.462	1.427	1.460	1.444	1.409
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.011	0.008	0.014	0.004	0.010	0.007	0.010	0.011	0.018	0.014	0.007	0.015	0.009	0.012	0.007	0.015
Mg	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.295	0.286	0.331	0.267	0.297	0.301	0.365	0.268	0.306	0.304	0.412	0.452	0.414	0.463	0.427	0.427
Na	0.652	0.630	0.599	0.656	0.634	0.647	0.571	0.674	0.635	0.590	0.540	0.526	0.517	0.500	0.521	0.542
K	0.043	0.041	0.038	0.047	0.039	0.042	0.032	0.053	0.042	0.040	0.027	0.019	0.025	0.024	0.023	0.026
Sr	0.000	0.007	0.002	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.007	0.000	0.004	0.006	0.000
Ba	0.003	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Ab	65.65	65.80	61.91	67.51	65.13	65.21	58.92	67.57	64.60	63.10	55.11	52.72	54.04	50.60	53.59	54.52
An	29.71	29.86	34.16	27.50	30.55	30.34	37.60	26.85	31.10	32.50	42.09	45.26	43.29	46.86	43.95	42.91
Or	4.36	4.25	3.90	4.79	4.03	4.27	3.32	5.35	4.26	4.25	2.74	1.94	2.63	2.48	2.35	2.57
Cn	0.28	0.09	0.04	0.20	0.29	0.18	0.16	0.24	0.04	0.15	0.07	0.07	0.04	0.05	0.11	0.00

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo

y=yali UP= Upper Pumice

lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di duomo e incluso di Nisyros

Sistema	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y	Y
Litologia	lj-TR	lj-TR	lj-TR	lj-TR	lj-TR	lj-TR	lj-TR	pomice
Campione	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS344	NIS339d
Zona	nucleo	nucleo	bordo	nucleo	bordo	nucleo	nucleo	nucleo
Dimensioni m		f	f	f	f	m	m	m
Note	network	isolato	isolato	isolato	isolato	no del ne	network	
SiO ₂	48.36	58.61	48.72	60.00	49.20	49.66	50.93	54.66
Al ₂ O ₃	32.63	25.89	32.19	25.70	32.40	32.59	31.70	29.12
Fe ₂ O ₃	0.50	0.20	0.48	0.33	0.42	0.58	0.53	0.60
MgO	0.09	sdl	0.17	sdl	0.14	0.08	0.17	0.04
CaO	15.66	7.06	15.78	6.70	15.65	14.83	14.63	11.96
Na ₂ O	2.43	6.85	2.44	7.14	2.52	2.85	3.30	4.70
K ₂ O	0.06	0.56	0.08	0.66	0.07	0.15	0.11	0.24
SrO	0.03	0.10	0.04	0.16	0.10	0.29	0.26	0.17
BaO	0.03	0.12	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.04
sum								

Ricalcolo della formula dei Feldspati su 8 ossigeni

Si	2.220	2.636	2.234	2.660	2.240	2.249	2.291	2.441
Al	1.765	1.372	1.739	1.343	1.739	1.740	1.681	1.532
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.017	0.007	0.016	0.011	0.014	0.020	0.018	0.020
Mg	0.006	0.000	0.012	0.000	0.010	0.005	0.011	0.003
Ca	0.770	0.340	0.775	0.318	0.764	0.720	0.705	0.572
Na	0.216	0.597	0.217	0.614	0.222	0.250	0.288	0.407
K	0.004	0.032	0.005	0.037	0.004	0.009	0.006	0.014
Sr	0.001	0.003	0.001	0.004	0.003	0.008	0.007	0.004
Ba	0.997	0.974	1.009	0.975	1.002	0.992	1.017	1.000
Ab	21.83	61.47	21.76	63.21	22.47	25.57	28.80	40.96
An	77.76	35.01	77.77	32.78	77.12	73.54	70.57	57.60
Or	0.35	3.31	0.47	3.84	0.41	0.89	0.63	1.38
Cn	0.05	0.22	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.07

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
y=yali

lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffring nella parte NE dell'isola di Yali

Composizione chimica degli ossidi analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali, secondo Stormer, 1983

Magnetite-Ulvospinello

Sistema	K		K		K		T		T
Litologia	duomo	incluso	duomo	incluso	incluso	incluso	duomo	incluso	incluso
Campione	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS267b	NIS267b	NIS286a	NIS278b	NIS278b
Dimensione	m	m	m	m	m	m	mf	m	m
SiO ₂	1.12	0.16	0.05	0.11	0.23	0.97	0.06 slr		0.06
TiO ₂	5.50	7.62	6.37	7.54	8.33	9.26	6.91	9.02	10.08
Al ₂ O ₃	2.73	2.17	2.08	1.45	3.23	2.95	1.75	1.53	1.70
FeO	82.73	81.07	88.65	90.59	83.91	83.35	88.74	79.23	76.66
MnO	0.42	0.39	0.35	0.53	0.39	0.58	0.49	0.69	0.66
MgO	1.32	1.01	2.14	1.46	1.22	1.11	1.56	1.20	1.28
CaO	0.09	0.04 dslr		slr	0.14	0.07	0.07	0.06	0.00
Cr ₂ O ₃	slr	0.01	0.05	0.02	0.03 slr		0.04	0.06	0.00
Totale	93.91	92.46	99.64	101.68	97.45	98.29	99.58	91.73	90.44
FeO	35.31	35.94	35.48	38.01	38.02	40.05	36.55	36.02	36.57
Fe ₂ O ₃	52.70	50.16	59.09	58.44	51.00	48.12	58.00	48.02	44.56

Proporzioni atomiche sulla base di 3 cationi e Fe³⁺ sulle cariche

Si	0.042	0.006	0.002	0.004	0.008	0.035	0.002	0.000	0.002
Al	0.121	0.098	0.087	0.060	0.138	0.125	0.073	0.070	0.079
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000
Fe ³⁺	1.486	1.449	1.570	1.536	1.391	1.304	1.552	1.402	1.320
Ti	0.155	0.220	0.169	0.198	0.227	0.251	0.185	0.263	0.298
Mg	0.074	0.058	0.113	0.076	0.066	0.060	0.083	0.069	0.075
Fe ²⁺	1.106	1.154	1.048	1.110	1.152	1.206	1.087	1.169	1.204
Mn	0.013	0.013	0.010	0.016	0.012	0.018	0.015	0.023	0.022
Ca	0.004	0.002	0.000	0.000	0.005	0.003	0.003	0.002	0.000
Si	0.019	0.003	0.001	0.002	0.004	0.016	0.001	0.000	0.001
Ti	0.069	0.095	0.080	0.094	0.104	0.116	0.086	0.113	0.126
Al	0.054	0.043	0.041	0.028	0.063	0.058	0.034	0.030	0.033
Fe	1.151	1.128	1.234	1.261	1.168	1.160	1.235	1.103	1.067
Mn	0.006	0.005	0.005	0.007	0.005	0.008	0.007	0.010	0.009
Mg	0.033	0.025	0.053	0.036	0.030	0.028	0.039	0.030	0.032
Ca	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
fatt norm	2.251	2.307	2.122	2.099	2.177	2.163	2.136	2.331	2.365
wt%									
TiO ₂	5.50	7.62	6.37	7.54	8.33	9.26	6.91	9.02	10.08
Fe ₂ O ₃	52.70	50.16	59.09	58.44	51.00	48.12	58.00	48.02	44.56
FeO	35.31	35.94	35.48	38.01	38.02	40.05	36.55	36.02	36.57
molare									
TiO ₂	0.07	0.10	0.08	0.09	0.10	0.12	0.09	0.11	0.13
Fe ₂ O ₃	0.33	0.31	0.37	0.37	0.32	0.30	0.36	0.30	0.28
FeO	0.49	0.50	0.49	0.53	0.53	0.56	0.51	0.50	0.51
somma	0.89	0.91	0.94	0.99	0.95	0.97	0.96	0.91	0.91
mol%									
TiO ₂	7.73	10.48	8.45	9.54	10.94	11.89	9.02	12.34	13.80
Fe ₂ O ₃	37.07	34.53	39.21	36.99	33.52	30.92	37.90	32.87	30.52
FeO	55.20	54.99	52.34	53.47	55.54	57.19	53.08	54.79	55.68
USP	17	23	17	20	25	28	19	27	31

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yal

Composizione chimica degli ossidi analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali, secondo Stormer, 1983

Magnetite-Ulvospinello

Sistema	T	T	N	B	B	B	UP	UP
Litologia	incluso	incluso	duomo	duomo	incluso	incluso	pomice	pomice
Campione	NIS278b	NIS278a	NIS288	NIS304b	NIS310b	NIS327a	NIS315	NIS315
Dimensione	m	m			m	m	mf	
			agg. con opx	in agg.				
SiO ₂	0.01	0.09	0.07	0.04	slr	slr	slr	slr
TiO ₂	8.61	9.05	1.27	1.71	6.56	5.64	8.78	8.45
Al ₂ O ₃	2.08	1.42	1.50	1.52	1.69	1.50	1.60	1.72
FeO	78.32	80.65	86.39	82.84	86.43	86.46	85.36	81.37
MnO	0.79	0.46	0.43	0.40	0.69	0.52	0.48	0.50
MgO	1.90	1.23	1.43	1.37	1.79	1.54	0.48	0.01
CaO	0.02	0.08	slr	slr	0.07	0.09	0.48	0.15
Cr ₂ O ₃	slr	0.02	slr	0.03	0.01	slr	slr	0.08
Totale	91.73	92.98	91.09	87.88	97.23	95.75	97.18	92.20
FeO	34.61	36.71	29.15	28.55	34.82	34.03	38.43	37.61
Fe ₂ O ₃	48.57	48.83	63.62	60.33	57.36	58.27	52.16	48.63

Proporzioni atomiche sulla base di 3 cationi e Fe³⁺ sulle cariche

Si	0.000	0.003	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.094	0.064	0.068	0.072	0.072	0.065	0.069	0.079
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Fe ³⁺	1.407	1.407	1.852	1.821	1.569	1.621	1.445	1.424
Ti	0.249	0.261	0.037	0.052	0.179	0.157	0.243	0.247
Mg	0.109	0.070	0.082	0.082	0.097	0.085	0.026	0.001
Fe ²⁺	1.114	1.176	0.943	0.958	1.058	1.052	1.183	1.224
Mn	0.026	0.015	0.014	0.014	0.021	0.016	0.015	0.016
Ca	0.001	0.003	0.000	0.000	0.003	0.004	0.019	0.006
Si	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.108	0.113	0.016	0.021	0.082	0.071	0.110	0.106
Al	0.041	0.028	0.029	0.030	0.033	0.029	0.031	0.034
Fe	1.090	1.122	1.202	1.153	1.203	1.203	1.188	1.132
Mn	0.011	0.006	0.006	0.006	0.010	0.007	0.007	0.007
Mg	0.047	0.031	0.035	0.034	0.044	0.038	0.012	0.000
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.009	0.003
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
fatt norm	2.312	2.301	2.325	2.410	2.184	2.221	2.212	2.338
wt%								
TiO ₂	8.61	9.05	1.27	1.71	6.56	5.64	8.78	8.45
Fe ₂ O ₃	48.57	48.83	63.62	60.33	57.36	58.27	52.16	48.63
FeO	34.61	36.71	29.15	28.55	34.82	34.03	38.43	37.61
molare								
TiO ₂	0.11	0.11	0.02	0.02	0.08	0.07	0.11	0.11
Fe ₂ O ₃	0.30	0.31	0.40	0.38	0.36	0.36	0.33	0.30
FeO	0.48	0.51	0.41	0.40	0.48	0.47	0.53	0.52
somma	0.89	0.93	0.82	0.80	0.93	0.91	0.97	0.93
mol%								
TiO ₂	12.06	12.18	1.94	2.69	8.87	7.76	11.31	11.33
Fe ₂ O ₃	34.03	32.88	48.59	47.43	38.79	40.14	33.62	32.61
FeO	53.91	54.94	49.48	49.89	52.34	52.10	55.06	56.06
USP	25	26	4	5	18	15	25	26

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yal

Composizione chimica degli ossidi analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyri Ossidi e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali, secondo Stormer, 1983

Sistema	UP		Y		
	UP	UP	Y	Y	Y
Litologia	pomice	pomice	lj-TR	lj-TR	lj-TR
Campione	NIS316	NIS316e	NIS344	NIS344	NIS344
Dimensione					
SiO ₂	0.06	0.04	0.24	0.16	0.46
TiO ₂	8.56	8.62	9.46	11.04	9.70
Al ₂ O ₃	1.60	1.64	1.54	1.78	1.82
FeO	82.89	83.11	81.69	76.02	80.51
MnO	0.55	0.47	0.46	0.6	0.61
MgO	0.04	0.02	1.19	0.6	0.61
CaO	0.09	0.07	0.24	0.6	0.61
Cr ₂ O ₃	slr	slr	0.02	0.04	0.00
Totale	93.79	93.97	94.82	90.8	94.32
FeO	38.25	38.47	37.76	38.05	38.40
Fe ₂ O ₃	49.62	49.61	48.83	42.20	46.80

Proporzioni atomiche sulla base di 3 cationi e Fe³⁺ sulle cariche

Si	0.002	0.002	0.009	0.006	0.017
Al	0.072	0.074	0.068	0.083	0.081
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Fe ³⁺	1.430	1.427	1.379	1.250	1.332
Ti	0.247	0.248	0.267	0.327	0.276
Mg	0.002	0.001	0.067	0.035	0.034
Fe ²⁺	1.225	1.230	1.185	1.253	1.215
Mn	0.018	0.015	0.015	0.020	0.020
Ca	0.004	0.003	0.010	0.025	0.025
Si	0.001	0.001	0.004	0.003	0.008
Ti	0.107	0.108	0.118	0.138	0.121
Al	0.031	0.032	0.030	0.035	0.036
Fe	1.154	1.157	1.137	1.058	1.121
Mn	0.008	0.007	0.006	0.008	0.009
Mg	0.001	0.000	0.030	0.015	0.015
Ca	0.002	0.001	0.004	0.011	0.011
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
fatt norm	2.301	2.297	2.255	2.365	2.273
wt%					
TiO ₂	8.56	8.62	9.46	11.04	9.70
Fe ₂ O ₃	49.62	49.61	48.83	42.20	46.80
FeO	38.25	38.47	37.76	38.05	38.40
molare					
TiO ₂	0.11	0.11	0.12	0.14	0.12
Fe ₂ O ₃	0.31	0.31	0.31	0.26	0.29
FeO	0.53	0.54	0.53	0.53	0.53
somma	0.95	0.95	0.95	0.93	0.95
mol%					
TiO ₂	11.28	11.31	12.47	14.83	12.79
Fe ₂ O ₃	32.70	32.56	32.20	28.35	30.88
FeO	56.02	56.13	55.34	56.82	56.32
USP	26	26	27	34	29

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
lj-TR= litico juvenile campionato nel tuffing nella parte NE dell'isola di Yal

Composizione chimica degli ossidi analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali, secondo Stormer, 1983

Ilmenite

Sistema	K	K	T	UP
Litologia	duomo	incluso	incluso	pomice
Campioni	NIS264b	NIS264b	NIS283	NIS315
Dimensioni	m	mf	m	m
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	43.74	42.72	39.43	42.10
Al ₂ O ₃	0.21	0.11	0.22	0.16
FeO	49.63	54.75	55.59	49.51
MnO	0.70	0.75	0.42	0.66
MgO	2.63	2.28	1.76	0.01
CaO	0.03	0.03	0.89	0.00
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.07
Totale	96.97	100.64	98.31	92.44
FeO	33.90	33.55	30.75	37.17
Fe ₂ O ₃	17.49	23.56	27.60	13.71

Proporzioni atomiche sulla base di 2 cationi e Fe³⁺ sulle cariche

Si	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.006	0.003	0.006	0.005
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe ³⁺	0.332	0.432	0.517	0.279
Ti	0.830	0.783	0.738	0.857
Mg	0.099	0.083	0.065	0.000
Fe ²⁺	0.716	0.683	0.640	0.842
Mn	0.015	0.015	0.009	0.015
Ca	0.001	0.001	0.024	0.000
Si	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.547	0.535	0.493	0.527
Al	0.004	0.002	0.004	0.003
Fe	0.691	0.762	0.774	0.689
Mn	0.010	0.011	0.006	0.009
Mg	0.065	0.057	0.044	0.000
Ca	0.001	0.001	0.016	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001
fatt norm	1.517	1.464	1.496	1.627
wt%				
TiO ₂	43.74	42.72	39.43	42.10
Fe ₂ O ₃	17.49	23.56	27.60	13.71
FeO	33.90	33.55	30.75	37.17
molare				
TiO ₂	0.55	0.53	0.49	0.53
Fe ₂ O ₃	0.11	0.15	0.17	0.09
FeO	0.47	0.47	0.43	0.52
somma	1.13	1.15	1.09	1.13
mol%				
TiO ₂	48.50	46.53	45.09	46.62
Fe ₂ O ₃	9.70	12.84	15.79	7.60
FeO	41.80	40.64	39.11	45.78
USP	82	77	73	86

f= fenocristallo, mf=micro-fenocristallo, m=microlito, pdf=criptocristallo in massa di fondo
p=Profitis Elias, s=Sterna, t=Trapesina, n=Nifios, k=Karaviotis, b=boriatico, y=yali
lj-TR= litico giovanile campionato nel tufring nella parte NE dell'isola di Yal

Composizione chimica dei vetri analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	P	P	P	P	T	T	T	T	T	T	T	T	T	N	N	K	K	K	K	K
Litologia	duomo	duomo	incluso	incluso	duomo	duomo	incluso2	incluso1	incluso1	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	incluso	duomo	duomo	duomo	duomo	incluso
Campione	NIS287b	NIS287b	NIS293a	NIS297	NIS286a	NIS286a	NIS278b	NIS278b	NIS278b	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS288	NIS288	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b	NIS264b
SiO2	76.09	77.4	72.9	75.69	76.06	77.18	74.17	74.89	76.82	76.29	74.92	74.2	65.49	75.37	77.12	76.5	76.26	74.18	76.03	
TiO2	0.32	0.32	0.15	0.16	0.29	0.27	0.43	0.4	0.53	0.35	0.34	0.34	0.08	0.31	0.17	0.38	0.39	0.3	0.21	
Al2O3	11.79	11.08	14.99	13	13.87	13.43	12.63	12.69	11.69	12.1	12.52	12.06	21.89	12.11	11.17	12.39	12.34	14.85	12.47	
Cr2O3	0.02 slr		0.02	0.03 slr		0.04 slr		0.03 slr		0.05	0.05	0.03 slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	0.08	
FeO	0.97	0.85	0.37	1.51	0.99	1.05	1.29	1.17	0.96	1.05	1.06	1.14	0.74	1.13	1.18	1.42	1.26	0.92	1.3	
MnO	0.03	0.01 slr		slr	0.04 slr		0.07 slr		0.03	0.07	0.1 slr	slr	slr	slr	0.09	0.05	0.02	0.02	0.02	
MgO	0.05	0.03 slr		0.18	0.04	0.05	0.06	0.11	0.13	0.12	0.16	0.1	0.08	0.12	0.11	3.62	0.06	0.07	0.27	
CaO	0.61	0.29	2.33	0.73	1.61	1.38	0.37	0.25	0.57	0.42	0.5	0.42	5.97	0.59	0.63	0.79	0.63	1.76	0.8	
Na2O	2.7	2.27	4.58	2.81	3.62	3.59	2.27	1.74	2.27	2.21	2.78	2.31	5.61	2.31	1.64	1.5	1.77	3.71	2.27	
K2O	5.44	5.67	3.07	5.55	3.81	4.27	5.26	5.28	5.16	4.5	5.11	4.9	1.63	5.01	4.58	5.47	4.91	4.15	5.19	
SrO	0.14 slr		slr	slr	0.26 slr		0.04 slr	slr		0.16 slr		0.1 slr	slr		0.07	0.11	0.08	0.17	0.03	
BaO	0.11	0.06	0.06	0.09	0.08	0.15	0.19	0.11 slr		0.1	0.12	0.13	0.15	0.11 slr		0.13	0.08	0.14	0.22	
F	slr	slr	0.09 slr	slr		0.1 slr	slr		0.19	0.25	0.16	0.07 slr	slr	slr		0.13	0.23 slr	slr		
SO3	slr	slr	0.04 slr	slr		0.08 slr	slr	slr		0.11 slr	slr	slr	slr	0.04 slr		0.04 slr	slr	slr	0.02	
P2O5	slr		0.02	0.03	0.07 slr	slr	0.05 slr	slr	slr			0.06	0.14	0.03 slr	slr	0.04 slr		0.07 slr		
Cl	0.13	0.13	0.03	0.17 slr		0.14	0.36	0.19	0.22	0.22	0.22	0.29	0.09	0.16 slr		0.14	0.21	0.11	0.2	
Totale	98.4	98.13	98.66	99.99	100.67	101.73	97.19	96.86	98.57	98	98.1	96.23	101.76	97.26	96.76	102.71	98.24	100.45	99.11	

Composizione chimica dei vetri analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	K			K			B			UP					Y	
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	incluso	pomice	pomice	pomice	pomice	pomice	lj-TR	pomice	
Campione	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS267b	NIS304b	NIS304b	NIS327a	NIS315	NIS315	NIS315	NIS316e	NIS316e	NIS344	NIS339d	
SiO2	79.31	76.06	76.81	72.62	76.06	73.15	74.9	75.91	73.77	73.3	74.03	74.01	73.45	75.1	70.69	
TiO2	0.37	0.65	0.62	0.36	0.58	0.5	0.14	0.72	0.2	0.21	0.18	0.2	0.22	0.21	0.33	
Al2O3	11.97	13.57	13.33	16.55	13.87	11.62	14.64	11.67	12.54	12.46	12.5	12.54	12.43	12.69	14.53	
Cr2O3	slr	0.04	slr	slr	0.01	0.05	slr	slr	0.02	0.04	slr	0.05	slr	slr	0.09	
FeO	1.49	1.58	2	1.26	2.11	1.13	1.01	1.2	1.29	1.28	1.29	1.24	1.13	1.02	1.73	
MnO	slr	0.11	0.08	0.06	0.05	0.02	0.02	0.04	0.07	0.04	0.06	0.02	0.02	slr	0.07	
MgO	0.53	0.15	0.16	0.14	0.15	slr	0.03	0.03	0.18	0.16	0.19	0.18	0.15	0.09	0.47	
CaO	0.86	0.9	1.67	2.92	0.18	0.4	1.79	0.41	0.98	1.01	0.94	0.88	0.87	0.7	1.57	
Na2O	2.1	2.57	3.11	5.18	2.4	2.2	4.23	1.59	2.19	2.28	2.37	2.33	2.16	2.2	2.73	
K2O	5.26	5.48	3.83	2.14	5.2	4.81	0.08	4.63	3.9	4.46	4.16	4.16	4.07	4.55	3.89	
SrO	0.15	0.05	0.03	0.29	0.06	0.05	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	0.06	slr	
BaO	0.16	0.03	0.05	0.04	0.2	0.13	slr	0.08	0.16	0.06	0.09	0.09	0.16	0.18	0.13	
F	slr	0.29	0.34	slr	slr	0.2	slr	slr	0.17	slr	slr	0.14	slr	0.26	slr	
SO3	0.03	slr	0.04	slr	slr	0.01	slr	0.07	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	
P2O5	slr	0.24	0.37	slr	0.32	slr	0.23	0.12	0.02	0.03	slr	slr	slr	slr	0.04	
Cl	0.05	0.18	0.2	slr	0.26	0.13	0.04	0.26	0.23	0.21	0.17	0.27	0.21	0.31	0.12	
Totale	102.28	101.9	102.64	101.56	101.45	94.4	97.11	96.73	95.72	95.54	95.98	96.11	94.87	97.37	96.39	

Appendice VII

ANALISI DEGLI ELEMENTI MAGGIORI E IN TRACCE E DEI RAPPORTI ISOTOPICI DI Sr E Nd NEI
CAMPIONI DI DUOMO E INCLUSI POST-CALDERA E NEI PRODOTTI PIROCLASTICI DELL'*UPPER*
PUMICE DI NISYROS E DI YALI

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis
Campione	NIS264	NIS265	NIS266	NIS267	NIS268	NIS269	NIS270	NIS271	NIS272	NIS277	NIS335	
Litologia	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	incluso	
SiO ₂	68.38	55.37	55.86	55.92	54.94	55.95	55.79	56.04	56.29	70.47	55.96	
TiO ₂	0.35	0.69	0.66	0.68	0.63	0.68	0.66	0.67	0.62	0.32	0.71	
Al ₂ O ₃	16.15	19.83	19.65	19.77	20.42	19.61	19.98	19.27	19.52	15.36	18.89	
Fe ₂ O ₃	0.48	3.11	3.68	2.40	3.82	3.72	1.98	4.01	2.37	0.75	2.82	
FeO	2.13	2.23	1.48	2.72	1.38	1.70	3.11	1.26	2.45	1.65	2.79	
MnO	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.06	0.10	
MgO	1.58	4.78	4.85	4.56	5.35	4.58	4.55	4.50	4.71	1.20	4.69	
CaO	3.51	8.53	8.35	8.45	8.54	8.27	8.54	8.25	8.22	3.11	8.70	
Na ₂ O	4.16	3.36	3.50	3.54	3.25	3.49	3.39	3.40	3.45	4.08	3.46	
K ₂ O	2.54	0.98	1.01	1.05	0.91	1.01	1.00	1.07	1.02	2.70	0.94	
P ₂ O ₅	0.07	0.18	0.15	0.16	0.15	0.17	0.15	0.18	0.18	0.07	0.16	
LOI	0.57	0.84	0.72	0.65	0.52	0.73	0.75	1.27	1.10	0.23	0.78	
totale	99.99	99.99	100.00	99.99	100.00	100.00	99.99	100.01	100.02	100.00	100.00	
V	47	126	123	121	110	128	123	119	115	43	155	
Cr	2	16	12	16	12	11	10	13	13	1	14	
Co	6	19	18	18	20	19	20	17	19	5	21	
Ni	2	15	13	12	25	14	16	11	15	1	9	
Cu	slr	2	3	-	8	1	slr	slr	slr	slr	slr	
Zn	40	47	47	46	50	51	47	46	46	33	51	
Rb	56	11	14	14	11	12	13	14	13	57	10	
Sr	405	978	960	972	978	969	959	950	921	377	991	
Y	17	12	12	12	11	12	11	11	11	17	10	
Zr	163	106	106	105	99	107	105	106	100	166	117	
Nb	12	6	6	6	6	7	6	6	6	13	5	
Ba	615	227	246	258	223	238	228	252	241	637	262	
La	27	13	14	17	14	12	13	15	11	26	16	
Ce	46	30	32	30	35	26	23	28	26	38	37	
Nd	17	15	18	17	19	14	12	15	13	12	21	
Pb	15	6	6	7	8	10	9	7	5	9	4	
Th	13	3	3	4	4	5	5	5	5	14	3	
U	5	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	1	1	
Ga*	20.25				12.89	13.93						
Rb*	90.66				9.67	11.15						
Sr*	380.71				962.19	1003.59						
Y*	10.14				13.93	16.61						
Zr*	139.89				98.84	116.87						
Nb*	11.90				4.26	5.14						
Cs*	3.46				0.29	0.34						
Ba*	672.35				226.78	256.85						
La*	25.15				12.68	15.53						
Ce*	48.27				24.59	29.88						
Pr*	4.46				3.41	4.20						
Nd*	14.22				14.63	18.19						
Sm*	2.55				3.11	3.77						
Eu*	0.71				1.03	1.21						
Gd*	2.15				2.76	3.48						
Tb*	0.27				0.39	0.49						
Dy*	1.70				2.74	2.97						
Ho*	0.36				0.50	0.58						
Er*	1.07				1.50	1.71						
Tm*	0.15				0.18	0.23						
Yb*	1.10				1.27	1.50						
Lu*	0.20				0.21	0.26						
Hf*	3.21				2.59	3.04						
Ta*	0.97				0.33	0.38						
Pb*	18.45				2.66	4.59						
Th*	8.16				1.80	2.10						
U*	3.17				0.40	0.46						
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704115				0.703831	0.703841						
2s	± 0.000007				± 0.000007	± 0.000007						
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512647				0.512714	0.512721						
2s	± 0.000005				± 0.000004	± 0.000003						

* analisi per ICP-MS

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Karaviotis	Karaviotis	Karaviotis	Trapesina	Trapesina	Trapesina	Trapesina	Trapesina	Trapesina	Trapesina	Profitis Elias	Profitis Elias
Campione Litologia	NIS336 incluso	NIS337 incluso	NIS338 incluso	NIS279 incluso	NIS280 incluso	NIS281 incluso	NIS282 incluso	NIS285 duomo	NIS286 duomo	NIS287 duomo	NIS289 incluso	
SiO ₂	57.29	55.83	57.43	58.55	56.36	55.53	55.65	70.42	69.75	69.82	55.34	
TiO ₂	0.65	0.74	0.68	0.60	0.66	0.79	0.69	0.30	0.33	0.34	0.72	
Al ₂ O ₃	18.36	18.59	18.31	18.67	19.35	18.26	19.32	15.05	15.16	15.07	19.26	
Fe ₂ O ₃	2.22	5.32	2.15	2.70	3.14	3.31	3.02	0.19	0.52	0.60	4.07	
FeO	2.91	0.74	3.01	2.01	2.05	2.47	2.28	1.96	1.98	1.94	1.65	
MnO	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.06	0.06	0.06	0.10	
MgO	5.04	4.86	4.36	3.95	4.67	4.57	4.69	1.16	1.20	1.31	4.85	
CaO	8.08	8.85	8.13	7.52	8.42	9.05	8.86	2.81	3.23	3.35	8.77	
Na ₂ O	3.47	3.51	3.57	3.68	3.46	3.53	3.41	4.26	4.03	4.19	3.40	
K ₂ O	1.11	1.02	1.12	1.25	1.00	1.23	1.05	2.83	2.75	2.74	0.92	
P ₂ O ₅	0.23	0.16	0.14	0.15	0.15	0.28	0.20	0.07	0.07	0.07	0.17	
LOI	0.55	0.29	1.01	0.82	0.64	0.88	0.74	0.89	0.90	0.51	0.78	
totale	100.00	100.01	100.00	99.99	99.99	100.00	100.00	100.00	99.98	100.00	100.03	
V	145	156	142	104	114	110	117	34	39	43	140	
Cr	14	11	8	13	14	17	16	5	1	2	14	
Co	20	23	21	16	19	18	19	2	7	6	21	
Ni	7	slr	4	14	19	19	19	1	0	2	18	
Cu	slr	slr	slr	3	11	slr	slr	slr	slr	slr	slr	
Zn	47	55	47	52	56	62	56	36	37	36	48	
Rb	15	12	17	23	13	14	12	74	65	65	10	
Sr	900	968	903	859	958	1013	979	316	359	379	958	
Y	10	11	10	12	12	11	12	16	17	17	11	
Zr	110	116	120	117	110	103	106	165	161	164	100	
Nb	4	4	5	8	7	6	6	12	12	12	6	
Ba	313	275	304	310	244	235	237	654	622	613	245	
La	15	15	17	11	13	15	11	27	25	27	17	
Ce	36	29	42	32	21	33	25	51	46	40	27	
Nd	18	14	22	14	10	18	15	19	17	13	15	
Pb	15	88	10	9	7	11	9	11	15	9	10	
Th	1	slr	1	5	5	6	5	13	13	12	4	
U	1	1	1	slr	slr	slr	slr	27	18	9	slr	
Ga*		14.77	14.53				14.03		22.68		14.34	
Rb*		12.25	15.61				9.81		95.24		9.51	
Sr*		1085.94	966.46				1002.63		364.02		996.28	
Y*		17.83	16.74				16.37		11.67		14.60	
Zr*		127.54	127.06				114.83		161.66		103.73	
Nb*		5.44	5.52				4.87		13.20		4.67	
Cs*		0.40	0.43				0.28		4.00		0.25	
Ba*		276.95	287.31				244.12		744.84		238.31	
La*		17.30	16.98				14.29		27.65		12.88	
Ce*		32.24	30.22				28.44		49.39		24.62	
Pr*		4.57	4.31				4.02		4.71		3.49	
Nd*		18.93	18.02				17.40		14.92		14.76	
Sm*		4.09	3.90				3.99		2.38		3.34	
Eu*		1.34	1.18				1.14		0.72		1.19	
Gd*		3.83	3.63				3.38		2.23		3.18	
Tb*		0.57	0.55				0.46		0.34		0.44	
Dy*		3.55	3.12				3.03		2.03		2.74	
Ho*		0.66	0.68				0.59		0.39		0.54	
Er*		1.91	1.78				1.60		1.28		1.41	
Tm*		0.27	0.22				0.22		0.16		0.22	
Yb*		1.62	1.62				1.49		1.45		1.35	
Lu*		0.27	0.25				0.26		0.20		0.21	
Hf*		3.31	3.18				2.91		3.65		2.64	
Ta*		0.42	0.47				0.39		1.06		0.36	
Pb*		56.69	3.97				3.88		19.34		3.54	
Th*		2.29	3.02				1.72		9.41		2.04	
U*		0.58	0.68				0.46		3.48		0.47	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703890	0.703836	0.703850	0.703847			0.703845	0.704261	0.704165		0.703851	
2s	± 0.000006	± 0.000006	± 0.000006	± 0.000006			± 0.000008	± 0.000006	± 0.000007		± 0.000009	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512715	0.512722	0.512715	0.512707			0.512720	0.512636	0.512641		0.512713	
2s	± 0.000005	± 0.000005	± 0.000006	± 0.000005			± 0.000005	± 0.000007	± 0.000003		± 0.000007	

* analisi per ICP-MS

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Profitis Elias	Nifios
Campione	NIS292	NIS293	NIS294	NIS295	NIS296	NIS345	NIS347	NIS348	NIS349	NIS350	NIS350	NIS288
Litologia	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo
SiO ₂	70.73	55.82	56.66	56.60	57.13	56.95	69.85	54.15	53.79	56.03		68.26
TiO ₂	0.33	0.68	0.69	0.72	0.74	0.66	0.34	0.73	0.62	0.72		0.38
Al ₂ O ₃	14.59	18.58	18.12	17.78	17.51	18.78	15.25	19.84	20.11	20.03		15.49
Fe ₂ O ₃	0.56	3.55	4.72	2.81	3.73	3.79	1.05	4.25	4.14	5.5		0.66
FeO	1.91	2.12	1.00	2.96	2.02	1.91	1.53	1.75	1.51	0.26		2.21
MnO	0.07	0.10	0.10	0.10	0.10	0.1	0.06	0.11	0.09	0.11		0.07
MgO	1.08	5.47	4.88	4.52	4.65	4.07	1.34	4.75	5.35	5.21		1.49
CaO	3.12	9.19	8.57	9.16	8.85	8.07	3.28	8.51	8.47	6.98		3.87
Na ₂ O	4.26	3.13	3.48	3.45	3.45	3.54	4.19	3.89	2.94	3.61		4.18
K ₂ O	2.87	0.89	1.06	1.08	1.12	1.24	2.71	1.23	1.05	1.02		2.64
P ₂ O ₅	0.06	0.17	0.14	0.17	0.16	0.19	0.08	0.09	0.15	0.11		0.08
LOI	0.42	0.30	0.59	0.64	0.54	0.70	0.32	0.70	1.78	0.43		0.67
totale	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.01		100.00
V	43	130	123	136	138	136	50	151	140	112		48
Cr	5	18	9	16	11	11	1	15	16	15		4
Co	6	22	20	19	19	18	7	23	27	23		6
Ni	2	32	16	18	10	12	slr	17	36	14		3
Cu	slr	slr	5	slr	4	17	slr	slr	slr	1		slr
Zn	38	53	52	46	46	71	34	90	49	87		39
Rb	66	9	16	13	16	23	71	18	16	16		59
Sr	344	991	920	969	947	908	345	977	932	907		428
Y	18	11	12	12	14	10	14	10	12	6		18
Zr	177	96	110	106	116	154	164	130	111	117		163
Nb	14	6	6	6	7	8	9	5	4	4		13
Ba	698	221	254	256	285	309	697	371	250	275		582
La	29	12	17	15	11	18	31	17	13	18		23
Ce	50	31	30	33	37	41	52	43	29	43		38
Nd	19	17	14	17	19	19	18	19	14	19		15
Pb	12	10	14	9	7	6	10	19	5	21		11
Th	13	5	6	6	6	4	10	5	4	1		13
U	3	slr	slr	slr	slr	slr	2	slr	slr	slr		2
Ga*		14.14										20.72
Rb*		8.43										92.50
Sr*		1055.42										431.04
Y*		14.89										11.77
Zr*		99.16										157.19
Nb*		4.47										12.24
Cs*		0.31										3.53
Ba*		226.87										715.56
La*		14.16										27.83
Ce*		27.73										50.42
Pr*		3.95										4.73
Nd*		16.34										15.79
Sm*		3.59										2.63
Eu*		1.15										0.72
Gd*		3.30										2.19
Tb*		0.48										0.31
Dy*		2.75										1.96
Ho*		0.56										0.37
Er*		1.52										1.22
Tm*		0.19										0.17
Yb*		1.45										1.34
Lu*		0.21										0.19
Hf*		2.68										3.52
Ta*		0.33										0.94
Pb*		6.00										16.05
Th*		1.77										8.80
U*		0.44										3.16
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704184	0.703838				0.703923						0.704100
2s	± 0.000007	± 0.000008				± 0.000006						± 0.000007
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512642	0.512726				0.512689						0.512644
2s	± 0.000004	± 0.000005				± 0.000010						± 0.000005

* analisi per ICP-MS

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Nifios	Nifios	Nifios	Nifios	Nifios	Nifios	Nifios	Nifios	Nifios	Sterna	Sterna	Sterna
Campione	NIS290	NIS291	NIS298	NIS329	NIS330	NIS331	NIS333	NIS334	NIS299	NIS300	NIS301	
Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	incluso	incluso	
SiO ₂	56.40	56.90	57.09	58.27	56.09	56.67	55.34	54.95	70.98	57.59	55.41	
TiO ₂	0.74	0.74	0.76	0.61	0.67	0.67	0.63	0.69	0.35	0.68	0.78	
Al ₂ O ₃	18.53	18.27	17.58	18.61	18.98	18.66	19.07	19.76	13.85	17.88	18.18	
Fe ₂ O ₃	2.72	3.10	3.05	3.86	4.13	5.15	3.04	4.59	0.81	2.22	5.85	
FeO	2.91	2.61	2.76	1.18	1.46	0.47	2.55	1.22	1.81	3.51	0.59	
MnO	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.06	0.11	0.11	
MgO	4.12	4.03	4.16	4.26	4.82	4.36	4.94	5.02	1.44	3.91	4.44	
CaO	8.84	8.62	8.90	7.62	8.62	8.29	8.75	8.53	3.48	8.68	9.92	
Na ₂ O	3.38	3.53	3.53	3.68	3.32	3.33	3.09	3.33	4.21	3.62	3.41	
K ₂ O	1.32	1.22	1.23	1.26	1.20	1.42	1.05	0.82	2.83	1.41	0.95	
P ₂ O ₅	0.18	0.17	0.21	0.14	0.16	0.15	0.16	0.15	0.07	0.17	0.17	
LOI	0.76	0.71	0.63	0.43	0.46	0.73	1.28	0.84	0.09	0.23	0.18	
totale	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99	100.00	99.98	100.01	99.99	
V	143	143	145	110	127	145	143	147	48	134	122	
Cr	10	11	11	13	12	11	13	11	4	11	12	
Co	20	17	18	18	20	19	21	23	6	20	22	
Ni	9	8	8	9	9	3	24	11	1	14	11	
Cu	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	3	
Zn	45	45	47	61	52	49	46	51	33	62	75	
Rb	22	19	19	23	17	15	15	8	57	21	4	
Sr	966	946	971	828	927	885	899	925	387	907	1067	
Y	13	13	13	10	11	13	10	9	17	13	11	
Zr	111	113	116	114	111	110	108	103	159	114	105	
Nb	6	6	6	6	5	4	4	4	11	7	5	
Ba	269	274	283	347	265	313	275	243	686	297	242	
La	13	15	19	14	14	14	15	15	29	17	15	
Ce	31	34	37	37	33	38	32	32	50	39	34	
Nd	16	18	18	20	17	18	15	17	18	19	18	
Pb	7	6	7	6	slr	8	9	7	13	12	slr	
Th	4	6	5	1	slr	slr	0.4	1	14	5	slr	
U	slr	slr	slr	2	1	2	1	1	9	slr	slr	
Ga*			15.44	13.93				13.76	19.92		15.83	
Rb*			16.17	18.35				8.39	81.71		9.67	
Sr*			1047.28	881.75				978.48	386.90		1103.96	
Y*			17.52	15.50				14.69	11.60		17.31	
Zr*			126.94	121.68				107.44	163.06		112.38	
Nb*			5.56	5.87				4.37	12.02		4.79	
Cs*			0.38	0.54				0.21	2.10		0.20	
Ba*			297.47	326.77				235.82	710.07		246.71	
La*			17.64	18.31				12.11	27.15		15.26	
Ce*			34.48	32.92				23.23	48.73		29.83	
Pr*			4.79	4.28				3.41	4.65		4.32	
Nd*			19.96	17.58				15.11	15.07		18.16	
Sm*			4.23	3.48				3.36	2.60		4.01	
Eu*			1.34	1.07				1.20	0.72		1.25	
Gd*			3.57	3.32				3.42	2.10		3.54	
Tb*			0.53	0.45				0.51	0.34		0.51	
Dy*			3.45	2.84				2.80	2.01		3.26	
Ho*			0.67	0.56				0.52	0.42		0.61	
Er*			1.75	1.60				1.67	1.24		1.63	
Tm*			0.24	0.22				0.20	0.17		0.22	
Yb*			1.72	1.45				1.53	1.31		1.63	
Lu*			0.26	0.26				0.23	0.21		0.27	
Hf*			3.29	3.17				2.65	3.71		2.96	
Ta*			0.43	0.50				0.33	1.04		0.38	
Pb*			3.67	5.12				2.72	14.98		5.25	
Th*			2.36	3.71				1.85	9.03		2.04	
U*			0.58	0.86				0.45	3.27		1.08	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0.703853	0.703879				0.703852	0.704177	0.703896	0.703855	
2s			± 0.000007	± 0.000006				± 0.000006	± 0.000007	± 0.000006	± 0.000007	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0.512724	0.512710				0.512729	0.512639	0.512714	0.512724	
2s			± 0.000005	± 0.000005				± 0.000004	± 0.000005	± 0.000005	± 0.000005	

* analisi per ICP-MS

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Sterna	Sterna	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico	Boriatico
Campione	NIS302	NIS303	NIS304	NIS305	NIS306	NIS307	NIS308	NIS309	NIS310	NIS311	NIS325	
Litologia	incluso	incluso	duomo	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
SiO ₂	56.65	56.15	66.13	54.72	55.61	54.32	54.91	56.05	55.92	55.42	55.93	
TiO ₂	0.66	0.72	0.42	0.68	0.68	0.67	0.68	0.65	0.71	0.67	0.63	
Al ₂ O ₃	18.93	19.30	16.26	20.14	19.73	19.99	19.77	19.54	18.92	19.77	19.68	
Fe ₂ O ₃	5.27	5.86	0.47	1.88	1.59	1.73	1.54	3.12	2.54	1.76	2.09	
FeO	0.20	0.00	2.67	3.32	3.56	3.56	3.53	2.15	3.02	3.55	3.02	
MnO	0.10	0.10	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	
MgO	4.87	4.17	2.17	5.20	4.85	5.46	4.81	4.42	4.44	4.66	4.98	
CaO	8.27	8.48	4.74	8.98	8.91	9.54	8.99	8.85	8.99	9.11	8.62	
Na ₂ O	3.35	3.42	4.05	3.34	3.32	3.13	3.45	3.38	3.36	3.37	3.44	
K ₂ O	1.24	1.11	2.31	0.91	0.97	0.83	0.98	0.94	1.11	0.95	0.98	
P ₂ O ₅	0.16	0.16	0.08	0.14	0.14	0.14	0.15	0.14	0.15	0.13	0.14	
LOI	0.30	0.52	0.63	0.60	0.55	0.55	1.10	0.66	0.74	0.51	0.39	
totale	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	100.00	99.99	99.99	

V	104	118	70	154	154	151	146	140	154	146	148	
Cr	14	12	8	18	17	19	16	13	16	16	17	
Co	22	18	10	19	17	22	22	20	21	21	21	
Ni	22	14	7	16	17	25	21	22	14	22	16	
Cu	11	2	10	-	1	3	7	19	5	7	slr	
Zn	81	96	40	46	48	47	45	50	47	49	51	
Rb	24	20	46	9	10	7	11	11	14	14	12	
Sr	967	984	531	988	967	1006	991	981	984	965	935	
Y	13	13	18	11	12	11	12	12	13	11	10	
Zr	111	107	164	99	104	99	108	111	108	105	109	
Nb	8	6	13	5	6	5	7	7	6	6	5	
Ba	273	254	641	258	273	241	269	292	269	258	266	
La	12	16	31	13	17	17	17	14	15	18	15	
Ce	37	34	48	33	36	34	37	33	29	34	30	
Nd	18	20	16	17	20	18	21	19	15	18	14	
Pb	slr	slr	3	1	slr	slr	1	3	6	8	4	
Th	slr	slr	7	slr	slr	slr	1	2	3	5	0.1	
U	slr	slr	1	slr	slr	slr	slr	slr	3	slr	1	

Ga*			14.03			13.58		13.84				
Rb*			55.58			7.25		10.66				
Sr*			500.97			1004.71		990.90				
Y*			13.39			14.01		15.86				
Zr*			148.60			96.63		113.18				
Nb*			9.71			4.00		4.84				
Cs*			2.03			0.20		0.28				
Ba*			597.02			212.52		261.73				
La*			25.91			12.79		15.41				
Ce*			45.04			26.14		29.38				
Pr*			4.77			3.74		3.98				
Nd*			16.28			16.10		17.39				
Sm*			2.83			3.28		3.56				
Eu*			0.85			1.10		1.01				
Gd*			2.42			3.28		3.32				
Tb*			0.37			0.46		0.51				
Dy*			2.33			2.99		3.06				
Ho*			0.43			0.56		0.58				
Er*			1.48			1.56		1.70				
Tm*			0.22			0.20		0.21				
Yb*			1.49			1.39		1.38				
Lu*			0.25			0.20		0.24				
Hf*			3.57			2.48		2.78				
Ta*			0.86			0.30		0.40				
Pb*			9.28			5.57		2.92				
Th*			8.14			3.11		2.22				
U*			2.29			0.40		0.53				

⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr			0.704023			0.703840	0.703828		0.703829			
2s			± 0.000007			± 0.000006	± 0.000006		± 0.000006			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd			0.512662			0.512726	0.512730		0.512724			
2s			± 0.000004			± 0.000005	± 0.000005		± 0.000005			

* analisi per ICP-MS

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Boriatico	Boriatico	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP	UP
Campione Litologia	NIS326 duomo	NIS328 incluso	NIS312 lj	NIS313 lj	NIS314 lj	NIS315 lj	NIS316a lj	NIS316b lj	NIS316c lj	
SiO ₂	67.78	55.30	56.38	55.94	56.86	69.27	60.90	59.35	63.04	
TiO ₂	0.38	0.67	0.61	0.70	0.68	0.30	0.56	0.64	0.72	
Al ₂ O ₃	15.62	19.11	19.10	19.13	18.26	13.97	16.40	18.03	16.48	
Fe ₂ O ₃	0.99	4.60	0.45	1.22	1.36	0.00	0.54	0.97	0.00	
FeO	1.94	1.16	5.20	4.71	4.32	2.28	4.10	4.67	4.41	
MnO	0.07	0.10	0.10	0.10	0.11	0.06	0.09	0.10	0.08	
MgO	1.89	5.06	4.70	4.51	4.47	1.03	3.61	2.12	2.13	
CaO	3.96	8.92	8.82	8.40	8.44	2.54	6.68	8.50	4.96	
Na ₂ O	4.15	3.59	2.84	3.27	3.31	4.37	3.33	2.64	4.11	
K ₂ O	2.47	0.93	1.11	1.11	1.37	3.10	1.86	1.53	2.12	
P ₂ O ₅	0.08	0.19	0.10	0.13	0.13	0.06	0.10	0.12	0.18	
LOI	0.68	0.37	0.58	0.77	0.70	3.05	1.83	1.34	1.77	
totale	100.01	100.00	99.99	99.99	100.01	100.03	100.00	100.01	100.00	
V	65	141	144	143	136	31	107	121	93	
Cr	2	12	9	6	4	3	18	12	9	
Co	8	20	22	22	21	4	18	20	10	
Ni	slr	15	3	5	4	1	8	6	1	
Cu	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	
Zn	26	51	52	52	50	41	50	51	55	
Rb	58	8	25	27	30	64	11	32	28	
Sr	443	963	571	630	606	262	439	552	379	
Y	17	10	11	14	13	19	18	14	25	
Zr	164	108	114	123	126	183	143	129	217	
Nb	8	5	7	8	8	11	8	8	14	
Ba	701	250	212	258	276	710	348	286	463	
La	27	14	14	18	18	38	17	14	29	
Ce	56	32	36	31	33	53	29	31	50	
Nd	17	18	18	14	15	22	13	16	22	
Pb	slr	5	6	6	7	14	8	12	11	
Th	5	2	5	3	5	13	9	6	10	
U	0.3	1	slr	slr	slr	29	slr	slr	slr	
Ga*				13.75		18.95	12.45			
Rb*				22.99		85.94	32.31			
Sr*				670.65		261.41	451.59			
Y*				18.84		14.46	16.16			
Zr*				140.77		188.07	142.99			
Nb*				6.72		12.57	6.77			
Cs*				0.58		3.55	0.97			
Ba*				251.61		709.35	336.33			
La*				17.06		33.77	20.15			
Ce*				29.25		53.31	32.19			
Pr*				4.01		5.91	4.30			
Nd*				16.65		19.20	16.56			
Sm*				3.60		3.23	3.48			
Eu*				1.12		0.73	0.94			
Gd*				3.73		3.01	3.13			
Tb*				0.57		0.39	0.50			
Dy*				3.53		2.54	3.03			
Ho*				0.69		0.49	0.61			
Er*				1.88		1.41	1.75			
Tm*				0.27		0.20	0.23			
Yb*				1.88		1.66	1.67			
Lu*				0.30		0.28	0.27			
Hf*				3.59		4.25	3.39			
Ta*				0.63		1.12	0.64			
Pb*				2.77		19.69	5.71			
Th*				3.47		9.96	4.97			
U*				0.59		3.07	0.97			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.704067			0.704255		0.704563	0.704478			
2s	± 0.000006			± 0.000007		± 0.000006	± 0.000006			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				0.512591		0.512615	0.512552			
2s				± 0.000005		± 0.000005	± 0.000004			

* analisi per ICP-MS

UP=Upper Pumice

lj=litico juvenile

Composizione chimica delle rocce dei campioni di duomo e incluso di Nisyros e dei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema	Yali	Yali	Yali	Yali	Yali	Yali	Yali	Yali
Campione	NIS339	NIS340	NIS341	NIS342	NIS343	NIS344	NIS351	NIS352
Litologia	pomici R-Sup	pomici R-Inf	pomici YUP	lj YUP	duomo	lj TR	perlite TR	litico TR
SiO ₂	67.79	68.25	69.16	53.6	76.89	55.48	74.95	66.29
TiO ₂	0.26	0.29	0.31	0.67	0.13	0.53	0.14	0.46
Al ₂ O ₃	12.37	12.83	13.32	17.64	11.85	15.98	11.36	15.79
Fe ₂ O ₃	0.40	0.00	0.45	1.43	0.25	1.28	0.59	0.98
FeO	1.37	2.29	1.56	4.64	0.78	4.23	0.58	2.25
MnO	0.06	0.07	0.07	0.12	0.04	0.11	0.04	0.07
MgO	0.60	0.63	0.81	6.98	0.21	8.75	0.16	2.33
CaO	4.01	3.31	2.53	10.27	0.65	8.31	0.68	4.66
Na ₂ O	3.49	3.78	3.92	2.67	3.68	3.37	3.37	3.87
K ₂ O	3.64	3.58	3.49	0.89	4.25	0.98	4.63	2.06
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.05	0.07	0.01	0.08	0.01	0.09
LOI	5.98	4.93	4.34	1.01	1.25	0.90	3.49	1.14
totale	100.01	100.00	100.01	99.99	99.99	100.00	100.00	99.98

V	18	23	25	182	7	146	6	69
Cr	0.4	3	1	127	0.1	348	7	14
Co	slr	slr	0.5	29	1	32	0.3	7
Ni	slr	slr	slr	17	slr	176	slr	3
Cu	slr	slr	slr	slr	slr	slr	slr	6
Zn	33	34	33	52	26	50	28	42
Rb	95	93	96	21	124	24	142	56
Sr	168	192	197	300	61	325	59	612
Y	19	20	20	13	19	12	23	14
Zr	140	153	166	87	94	83	108	189
Nb	14	13	15	6	12	5	18	12
Ba	712	692	683	218	865	307	835	544
La	35	34	34	12	40	13	40	24
Ce	61	64	65	27	62	27	61	48
Nd	23	24	25	14	19	10	16	18
Pb	15	3	16	10	17	7	10	4
Th	14	11	13	3	18	1	18	7
U	3	3	4	1	5	2	5	1

Ga*	18.53	18.67	19.58	11.12		10.13		
Rb*	113.60	112.15	113.01	17.57		21.11		
Sr*	185.80	196.65	194.14	320.10		343.34		
Y*	15.70	14.59	15.08	16.70		14.98		
Zr*	145.79	152.39	161.20	88.64		83.07		
Nb*	17.73	17.83	17.62	5.68		4.80		
Cs*	4.73	4.40	4.42	0.50		0.64		
Ba*	783.14	706.90	678.81	194.39		268.05		
La*	34.27	32.13	32.22	11.95		15.17		
Ce*	61.71	57.54	56.13	20.38		25.03		
Pr*	5.84	5.48	5.36	2.70		3.05		
Nd*	18.55	17.40	18.16	11.19		12.10		
Sm*	3.21	3.20	3.32	2.74		2.56		
Eu*	0.64	0.71	0.73	0.87		0.81		
Gd*	2.69	2.65	2.94	2.89		2.58		
Tb*	0.42	0.38	0.41	0.48		0.39		
Dy*	2.55	2.40	2.56	3.00		2.77		
Ho*	0.54	0.51	0.50	0.61		0.53		
Er*	1.60	1.48	1.59	1.83		1.75		
Tm*	0.21	0.23	0.23	0.24		0.20		
Yb*	1.94	1.66	1.59	1.57		1.42		
Lu*	0.30	0.28	0.29	0.28		0.26		
Hf*	3.61	3.45	4.01	2.19		2.18		
Ta*	1.49	1.47	1.56	0.55		0.47		
Pb*	22.48	21.06	20.53	2.72		3.64		
Th*	13.41	12.30	12.01	2.83		3.70		
U*	4.42	4.33	4.29	0.61		0.73		

⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.705404	0.705273	0.704944	0.703989		0.704006	0.704515	
2s	± 0.000006	± 0.000007	± 0.000007	± 0.000006		± 0.000007	± 0.000007	
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512602	0.512603	0.512607	0.512765			0.512734	
2s	± 0.000004	± 0.000005	± 0.000004	± 0.000006			± 0.000005	

* analisi per ICP-MS R-Sup=livello rimaneggiato superiore YUP= Yali Upper Pumice lj= litico juvenile
R-Inf=livello rimaneggiato inferiore TR= tuff ring

Composizione chimica dei vetri analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema Litologia Campione	Profitis Elias duomo NIS287b	Profitis Elias duomo NIS287b	Profitis Elias incluso NIS293a	Profitis Elias incluso NIS297	Trapesina duomo NIS286a	Trapesina duomo NIS286a	Trapesina incluso NIS278b	Trapesina incluso NIS278b	Trapesina incluso NIS278b	Trapesina incluso NIS278	Trapesina incluso NIS278	Trapesina incluso NIS278	Nifios duomo NIS288	Nifios incluso NIS288	Karaviotis duomo NIS264b	Karaviotis duomo NIS264b	Karaviotis duomo NIS264b	Karaviotis duomo NIS264b	Karaviotis incluso NIS264b
SiO ₂	76.09	77.40	72.90	75.69	73.68	74.76	74.17	74.89	76.82	76.29	74.92	74.20	64.78	75.37	77.12	76.50	76.26	71.96	73.76
TiO ₂	0.32	0.32	0.15	0.16	0.29	0.27	0.43	0.40	0.53	0.35	0.34	0.34	0.08	0.31	0.17	0.38	0.39	0.30	0.21
Al ₂ O ₃	11.79	11.08	14.99	13.00	13.58	13.15	12.63	12.69	11.69	12.10	12.52	12.06	21.89	12.11	11.17	12.39	12.34	14.85	12.47
Cr ₂ O ₃	0.02 slr		0.02	0.03	slr	0.04	slr	0.03	slr	0.05	0.05	0.03 slr	slr		slr	slr	slr	slr	0.08
FeO	0.97	0.85	0.37	1.51	0.88	0.94	1.29	1.17	0.96	1.05	1.06	1.14	0.74	1.13	1.18	1.42	1.26	0.84	1.19
MnO	0.03	0.01 slr		slr	0.04 slr		0.07 slr		0.03	0.07	0.10	0.00 slr	slr		0.09	0.05	0.02	0.02	0.02
MgO	0.05	0.03 slr		0.18	0.04	0.05	0.06	0.11	0.13	0.12	0.16	0.10	0.08	0.12	0.11	3.62	0.06	0.07	0.27
CaO	0.61	0.29	2.33	0.73	1.55	1.33	0.37	0.25	0.57	0.42	0.50	0.42	5.97	0.59	0.63	0.79	0.63	1.76	0.80
Na ₂ O	2.70	2.27	4.58	2.81	3.62	3.59	2.27	1.74	2.27	2.21	2.78	2.31	5.61	2.31	1.64	1.50	1.77	3.71	2.27
K ₂ O	5.44	5.67	3.07	5.55	3.81	4.27	5.26	5.28	5.16	4.50	5.11	4.90	1.63	5.01	4.58	5.47	4.91	4.15	5.19
SrO	0.14 slr		slr	slr	0.26	0.00	0.04	slr	slr	0.16	0.00	0.10 slr	slr		0.07	0.11	0.08	0.17	0.03
BaO	0.11	0.06	0.06	0.09	0.08	0.15	0.19	0.11 slr		0.10	0.12	0.13	0.15	0.11	slr	0.13	0.08	0.14	0.22
F	slr	slr	0.09 slr		slr	0.10 slr	slr		0.19	0.25	0.16	0.07	slr	slr	slr	0.13	0.23	slr	slr
SO ₃	slr	slr	0.04 slr		slr	0.08 slr	slr	slr		0.11	0.00	0.00	slr	0.04	slr	0.04	slr	slr	0.02
P ₂ O ₅	slr	0.02	0.03	0.07	slr	slr	0.05 slr		slr	0.00	0.06	0.14	0.03 slr		slr	0.04	slr	0.07	slr
Cl	0.13	0.13	0.03	0.17	slr	0.14	0.36	0.19	0.22	0.22	0.22	0.29	0.09	0.16	slr	0.14	0.21	0.11	0.20
Total	98.40	98.13	98.66	99.99	97.83	98.87	97.19	96.86	98.57	98.00	98.10	96.23	101.05	97.26	96.76	102.71	98.24	98.15	96.72
SiO ₂ wf	77.33	78.87	73.89	75.70	75.31	75.62	76.31	77.32	77.93	77.85	76.37	77.11	64.11	77.49	79.70	74.48	77.63	73.32	76.26
K ₂ O wf	5.53	5.78	3.11	5.55	3.89	4.32	5.41	5.45	5.23	4.59	5.21	5.09	1.61	5.15	4.73	5.33	5.00	4.23	5.37
(Na ₂ O+K ₂ O) wf	8.27	8.09	7.75	8.36	7.59	7.95	7.75	7.25	7.54	6.85	8.04	7.49	7.17	7.53	6.43	6.79	6.80	8.01	7.71

wf = valore ricalcolato su base anidra
slr = sotto il limite di rilevabilità

Composizione chimica dei vetri analizzati nei campioni di duomo e inclusi di Nisyros e nei prodotti piroclastici dell'Upper Pumice e di Yali

Sistema Litologia Campione	Karaviotis incluso NIS267b	Karaviotis incluso NIS267b	Karaviotis incluso NIS267b	Karaviotis incluso NIS267b	Karaviotis incluso NIS267b	Boriatico duomo NIS304b	Boriatico duomo NIS304b	Boriatico incluso NIS327a	UP pomice NIS315	UP pomice NIS315	UP pomice NIS315	UP pomice NIS316e	UP pomice NIS316e	YALI-TR lj NIS344	YALI-Rinf pomice NIS339d
SiO ₂	76.94	73.79	75.02	70.93	74.29	73.15	74.90	75.91	73.77	73.30	74.03	74.01	73.45	75.10	70.69
TiO ₂	0.37	0.65	0.62	0.36	0.58	0.50	0.14	0.72	0.20	0.21	0.18	0.20	0.22	0.21	0.33
Al ₂ O ₃	11.97	13.57	13.33	16.55	13.87	11.62	14.64	11.67	12.54	12.46	12.50	12.54	12.43	12.69	14.53
Cr ₂ O ₃	slr	0.04	slr	slr	0.01	0.05	slr	0.00	0.02	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.09
FeO	1.36	1.44	1.79	1.13	1.88	1.13	1.01	1.20	1.29	1.28	1.29	1.24	1.13	1.02	1.73
MnO	slr	0.11	0.08	0.06	0.05	0.02	0.02	0.04	0.07	0.04	0.06	0.02	0.02	0.00	0.07
MgO	0.53	0.15	0.16	0.14	0.15	slr	0.03	0.03	0.18	0.16	0.19	0.18	0.15	0.09	0.47
CaO	0.86	0.90	1.58	2.76	0.17	0.40	1.79	0.41	0.98	1.01	0.94	0.88	0.87	0.70	1.57
Na ₂ O	2.10	2.57	3.11	5.18	2.40	2.20	4.23	1.59	2.19	2.28	2.37	2.33	2.16	2.20	2.73
K ₂ O	5.26	5.48	3.83	2.14	5.20	4.81	0.08	4.63	3.90	4.46	4.16	4.16	4.07	4.55	3.89
SrO	0.15	0.05	0.03	0.29	0.06	0.05	slr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00
BaO	0.16	0.03	0.05	0.04	0.20	0.13	slr	0.08	0.16	0.06	0.09	0.09	0.16	0.18	0.13
F	slr	0.29	0.34	slr	slr	0.20	slr	0.00	0.17	0.00	0.00	0.14	0.00	0.26	0.00
SO ₃	0.03	slr	0.04	slr	slr	0.01	slr	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	slr	0.24	0.37	slr	0.32	slr	0.23	0.12	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
Cl	0.05	0.18	0.20	slr	0.26	0.13	0.04	0.26	0.23	0.21	0.17	0.27	0.21	0.31	0.12
Total	99.78	99.49	100.55	99.57	99.44	94.40	97.11	96.73	95.72	95.54	95.98	96.11	94.87	97.37	96.39
SiO ₂ wf	77.11	74.17	74.61	71.23	74.70	77.49	77.13	78.48	77.07	76.72	77.13	77.01	77.42	77.13	73.34
K ₂ O wf	5.27	5.51	3.81	2.15	5.23	5.10	0.08	4.79	4.07	4.67	4.33	4.33	4.29	4.67	4.04
(Na ₂ O+K ₂ O) wf	7.38	8.09	6.90	7.35	7.64	7.43	4.44	6.43	6.36	7.05	6.80	6.75	6.57	6.93	6.87

wf = valore ricalcolato su base anidra

slr = sotto il limite di rilevabilità

Appendice VIII

COMPOSIZIONE CHIMICA DI DETTAGLIO DEI PLAGIOCLASI ANALIZZATI NEI CAMPIONI DI
INCLUSO SELEZIONATI PER ANALISI *IN-SITU* DEI RAPPORTI ISOTOPICI DELLO Sr

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di inclusi selezionati per analisi isotopiche dello Sr in situ

Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso
Sistema	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K	K
Campione	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336	NIS336
Minerale	plg1	plg1	plg1	plg1	plg1	plg2	plg2	plg3	plg3	plg3	plg3	plg4	plg4	plg4	plg4	plg4	plg5	plg5	plg5	plg6
Zona	be	b	bi	ne	n	n	b	be	b	be	ne	n	be	n	b	be	ne	n	n	n
Dimension	M	M	M	M	M	f	f	f	f	f	f	f	f	f	mf	mf	f	f	f	mf
Note	sieved																			
SiO₂	51.43	55.48	60.94	60.09	59.88	48.68	48.26	52.44	57.25	60.83	61.80	61.01	60.45	60.20	51.86	52.16	62.01	60.25	56.86	
Al₂O₃	31.65	28.44	25.30	25.84	25.58	33.33	33.80	30.06	28.53	25.40	24.64	25.55	25.53	26.05	31.10	31.23	24.37	25.42	26.67	
Fe₂O₃	0.69	0.56	0.38	0.33	0.32	0.58	0.57	0.64	0.68	0.49	0.28	0.39	0.58	0.46	0.79	0.71	0.40	0.24	0.80	
MgO	slr	0.02 slr	slr	slr	0.02 slr	0.17	0.05	0.02 slr	slr	slr	slr	0.05 slr	slr	0.08	0.10 slr	slr	0.04 slr	slr	0.04 slr	
CaO	13.92	11.09	6.69	6.80	7.26	15.86	16.67	12.95	11.39	6.35	6.16	6.97	9.70	6.72	13.18	13.48	5.73	6.45	8.85	
Na₂O	3.66	5.02	7.83	7.25	7.36	2.28	2.26	4.36	4.42	7.38	7.70	7.46	3.97	7.31	3.67	3.96	7.69	7.10	5.27	
K₂O	0.25	0.39	0.76	0.66	0.49	0.26	0.02	0.12	0.30	0.75	0.75	0.60	0.26	0.61	0.10	0.20	0.89	0.66	1.21	
SrO	0.56	0.05	0.05	0.67	0.41	0.09	0.17 slr	slr	slr	0.13	0.26	0.15 slr	slr	0.23	0.21	0.16	0.08	0.07	0.31	
BaO	0.07	0.04	0.09	0.10	0.10	0.07 slr	slr	0.05	0.07 slr	slr	slr	0.12	0.04	0.04 slr	slr	0.12	0.09	0.09	0.11	
totale	102.23	101.09	102.04	101.74	101.42	101.15	101.92	100.67	102.66	101.33	101.59	102.25	100.58	101.62	100.99	102.00	101.29	100.32	100.08	

Proporzioni atomiche sulla base di 8 ossigeni

Si	2.304	2.480	2.674	2.650	2.648	2.208	2.177	2.370	2.510	2.679	2.714	2.669	2.669	2.649	2.336	2.331	2.729	2.677	2.565
Al	1.671	1.499	1.308	1.343	1.333	1.782	1.797	1.601	1.474	1.319	1.275	1.318	1.329	1.351	1.651	1.645	1.264	1.331	1.418
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe³⁺	0.023	0.019	0.012	0.011	0.011	0.020	0.019	0.022	0.022	0.016	0.009	0.013	0.019	0.015	0.027	0.024	0.013	0.008	0.027
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.011	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005	0.007	0.000	0.003	0.000
Ca	0.668	0.531	0.314	0.321	0.344	0.771	0.806	0.627	0.535	0.300	0.290	0.327	0.459	0.317	0.636	0.646	0.270	0.307	0.428
Na	0.318	0.435	0.666	0.620	0.631	0.200	0.198	0.382	0.376	0.630	0.656	0.633	0.340	0.624	0.321	0.343	0.656	0.612	0.461
K	0.014	0.022	0.043	0.037	0.028	0.015	0.001	0.007	0.017	0.042	0.042	0.033	0.015	0.034	0.006	0.011	0.050	0.037	0.070
Sr	0.015	0.001	0.001	0.017	0.011	0.002	0.004	0.000	0.000	0.003	0.007	0.004	0.000	0.006	0.005	0.004	0.002	0.002	0.008
Ba	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002
Ab	31.74	43.98	65.00	63.25	62.83	20.30	19.68	37.57	40.45	64.84	66.39	63.59	41.75	63.94	33.31	34.31	67.07	63.87	48.00
An	66.71	53.70	30.69	32.78	34.25	78.05	80.21	61.66	57.61	30.83	29.35	32.83	56.37	32.48	66.10	64.55	27.62	32.06	44.55
Or	1.43	2.25	4.15	3.79	2.75	1.52	0.11	0.68	1.81	4.34	4.26	3.37	1.80	3.51	0.60	1.14	5.11	3.91	7.25
Cn	0.12	0.07	0.15	0.18	0.17	0.13 -	-	0.09	0.13 -	-	-	0.21	0.09	0.07 -	-	-	0.21	0.16	0.20

B= Boriatico
K= Karaviotis
T= Trapesina

slr=sotto il livello di rilevabilità
mdf= generico cristallo di plagioclasio nella massa di fondo
plg=plagioclasio

M=macro-cristallo
f=fenocristallo
mf=micro-fenocristallo

n= nucleo
ne=nucleo esterno
bi=bordo interno
b=bordo
be=bordo esterno

Composizione chimica dei plagioclasii analizzati nei campioni di inclusi selezionati per analisi isotopiche dello Sr in situ

Litologia	incluso		incluso		incluso		incluso		incluso		incluso		incluso		incluso		incluso	
	K	K	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T
Sistema	NIS336		NIS278		NIS278		NIS278		NIS278		NIS278		NIS278		NIS278		NIS278	
Campione	plg6	plg6	plg1a	plg1a	plg1a	plg1a	plg1b	plg1b	plg1b	plg2	plg2	plg2	plg2	plg3	plg3	plg3	plg3	plg6
Minerale	ne	b	n	ne	be	b	n	ne	b	be	bi	ne	n	be	bi	ne	n	n
Zona	mf	mf	f	f	f	f	f	f	f	M	M	M	M	f	f	f	f	n
Dimensioni	mf	mf	f	f	f	f	f	f	f	M	M	M	M	f	f	f	f	n
Note																		
SiO₂	57.33	51.76	46.04	45.78	46.62	48.56	45.96	46.35	48.77	61.33	60.04	58.90	59.95	50.97	60.80	60.29	59.37	62.40
Al₂O₃	26.53	30.89	35.00	34.57	34.15	32.89	34.88	34.40	32.90	23.86	25.17	26.46	26.01	31.57	25.14	25.52	26.27	24.01
Fe₂O₃	1.25	0.83	0.36	0.31	0.62	0.40	0.46	0.48	0.68	0.82	0.41	0.24	0.22	0.77	0.27	0.24	0.43	0.32
MgO	0.08	0.09	0.06	0.06	0.08	0.15	0.02	0.06	0.15	0.08	0.02	0.04 slr		0.08	0.02	0.06	0.02	0.01
CaO	9.62	13.55	18.21	18.39	17.67	16.05	18.63	17.77	16.02	7.31	6.31	7.15	7.33	14.18	6.17	6.79	7.17	5.86
Na₂O	4.24	3.90	0.89	1.08	1.29	2.19	1.04	1.10	2.32	4.60	7.46	7.32	7.25	3.53	7.57	7.21	7.02	7.98
K₂O	1.21	0.10	0.02	0.01 slr		0.08	0.02	0.01	0.07	1.45	0.75	0.57	0.51	0.08	0.70	0.56	0.56	0.81
SrO	0.32	0.18	0.22	0.19	0.61	0.05 slr		0.33	0.15	0.11	0.03 slr		0.11	0.57	0.79	0.11 slr		0.10
BaO	0.14 slr		slr	0.05 slr	slr		0.04 slr		0.06	0.08	0.17	0.03	0.11	0.04	0.11	0.12	0.12	0.18
totale	100.72	101.30	100.80	100.44	101.04	100.37	101.05	100.50	101.12	99.64	100.36	100.71	101.49	101.79	101.57	100.90	100.96	101.67

Proporzioni atomiche sulla base di 8 ossigeni

Si	2.569	2.331	2.105	2.105	2.132	2.216	2.100	2.126	2.214	2.738	2.674	2.617	2.643	2.294	2.683	2.668	2.630	2.739
Al	1.401	1.639	1.886	1.873	1.840	1.769	1.878	1.859	1.760	1.255	1.321	1.386	1.352	1.675	1.308	1.331	1.372	1.242
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe³⁺	0.042	0.028	0.012	0.011	0.021	0.014	0.016	0.016	0.023	0.028	0.014	0.008	0.007	0.026	0.009	0.008	0.014	0.011
Mg	0.005	0.006	0.004	0.004	0.005	0.010	0.001	0.004	0.010	0.005	0.001	0.003	0.000	0.005	0.001	0.004	0.001	0.001
Ca	0.462	0.654	0.892	0.906	0.866	0.785	0.912	0.873	0.779	0.350	0.301	0.340	0.346	0.684	0.292	0.322	0.340	0.276
Na	0.368	0.340	0.079	0.096	0.114	0.194	0.092	0.098	0.204	0.398	0.644	0.631	0.620	0.308	0.648	0.619	0.603	0.679
K	0.069	0.006	0.001	0.001	0.000	0.005	0.001	0.001	0.004	0.083	0.043	0.032	0.029	0.005	0.039	0.032	0.032	0.045
Sr	0.008	0.005	0.006	0.005	0.016	0.001	0.000	0.009	0.004	0.003	0.001	0.000	0.003	0.015	0.020	0.003	0.000	0.003
Ba	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003
Ab	40.85	34.05	8.12	9.59	11.67	19.71	9.16	10.07	20.66	47.87	65.01	62.82	62.19	30.89	66.04	63.50	61.71	67.70
An	51.21	65.38	91.76	90.26	88.33	79.82	90.66	89.87	78.82	42.04	30.39	33.91	34.74	68.58	29.75	33.05	34.83	27.47
Or	7.67	0.57	0.12	0.06 -		0.47	0.12	0.06	0.41	9.93	4.30	3.22	2.88	0.46	4.02	3.24	3.24	4.52
Cn	0.27 -		-	0.09 -	-		0.07 -		0.11	0.17	0.30	0.05	0.19	0.07	0.19	0.21	0.21	0.31

B= Boriatico
K= Karaviotis
T= Trapasina

slr=sotto il livello di rilevabilità
mdf= generico cristallo di plagioclasio nella massa di fondo
plg=plagioclasio

M=macro-cristallo
f=fenocristallo
mf=micro-fenocristallo

n= nucleo
ne=nucleo esterno
bi=bordo interno
b=bordo
be=bordo esterno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di inclusi selezionati per analisi isotopiche dello Sr in situ

Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso		
Sistema	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T	T		
Campione	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS278	NIS327a	NIS327a	NIS327a	NIS327a		
Minerale	plg6	plg6	plg6	plg5	plg5	plg5	plg5	plg5	plg5	plg4	plg4	plg7	plg1	plg1	plg1	plg1	plg2		
Zona	bi	b	be	n	ne	bi	b	be	n	b	n	n	n	ne	bi	b	bi		
Dimensioni	mf	mf	mf	M	M	M	M	M	mf	mf	mf	mdf	M	M	M	M	f		
Note	sieved			sieved									sieved						
SiO₂	61.34	63.30	50.35	60.21	60.52	62.80	64.79	51.42	62.15	54.69	50.69		62.15	60.36	62.52	52.29	60.02	62.47	67.33
Al₂O₃	24.54	22.67	31.44	25.59	25.08	23.45	20.61	30.46	23.79	28.71	30.98		24.67	25.74	24.40	30.98	25.79	24.30	19.14
Fe₂O₃	0.39	0.79	0.63	0.34	0.19	0.33	1.09	1.04	0.30	0.98	0.94		0.26	0.44	0.43	0.83	0.34	0.29	0.91
MgO	slr	0.10	0.15	0.01 slr	slr	slr	0.11	0.13	0.01	0.06	0.13		0.04 slr	slr	slr	0.10 slr	slr	0.02	0.02
CaO	6.35	7.37	14.83	7.44	6.80	5.16	6.39	14.11	5.70	11.69	14.34		6.19	7.07	5.73	13.15	7.28	5.54	5.21
Na₂O	7.72	4.42	2.80	7.04	7.46	8.00	3.99	3.38	8.05	4.72	1.17		7.75	6.95	7.83	3.43	6.77	7.75	3.92
K₂O	0.74	1.84	0.09	0.47	0.52	0.92	2.04	0.10	0.78	0.30	0.07		0.71	0.57	0.78	0.15	0.54	0.78	2.19
SrO	slr	slr	slr	0.07	0.10 slr	slr	0.19	0.22 slr	slr	slr	0.07		slr	slr	0.20	0.10 slr	slr	0.10	0.34
BaO	0.08	0.05	slr	slr	0.04	0.16	0.06 slr	0.10 slr	slr	slr			0.11	0.04	0.12 slr	0.11	0.11	0.03 slr	
totale	101.16	100.54	100.29	101.17	100.71	100.82	99.27	100.86	100.88	101.15	98.39		101.88	101.17	102.01	101.03	100.85	101.28	99.06

Proporzioni atomiche sulla base di 8 ossigeni

Si	2.707	2.796	2.290	2.658	2.682	2.770	2.887	2.329	2.745	2.449	2.331		2.718	2.662	2.732	2.350	2.656	2.742	2.984
Al	1.276	1.180	1.685	1.332	1.310	1.219	1.082	1.626	1.238	1.515	1.679		1.272	1.338	1.257	1.641	1.345	1.257	1.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe³⁺	0.013	0.026	0.022	0.011	0.006	0.011	0.037	0.036	0.010	0.033	0.033		0.008	0.015	0.014	0.028	0.011	0.010	0.030
Mg	0.000	0.007	0.010	0.001	0.000	0.000	0.007	0.009	0.001	0.004	0.009		0.003	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.001
Ca	0.300	0.349	0.723	0.352	0.323	0.244	0.305	0.685	0.270	0.561	0.706		0.290	0.334	0.268	0.633	0.345	0.261	0.247
Na	0.660	0.379	0.247	0.603	0.641	0.684	0.345	0.297	0.689	0.410	0.104		0.657	0.594	0.663	0.299	0.581	0.660	0.337
K	0.042	0.104	0.005	0.026	0.029	0.052	0.116	0.006	0.044	0.017	0.004		0.040	0.032	0.043	0.009	0.030	0.044	0.124
Sr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.005	0.006	0.000	0.000	0.002		0.000	0.000	0.005	0.003	0.000	0.003	0.009
Ba	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000		0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000
Ab	65.80	45.50	25.33	61.43	64.49	69.63	44.95	30.06	68.61	41.49	12.80		66.47	61.83	67.89	31.77	60.61	68.40	47.57
An	29.91	41.93	74.14	35.87	32.48	24.82	39.79	69.35	26.85	56.78	86.70		29.34	34.76	27.45	67.31	36.01	27.02	34.94
Or	4.15	12.46	0.54	2.70	2.96	5.27	15.12	0.59	4.37	1.73	0.50		4.01	3.34	4.45	0.91	3.18	4.53	17.49
Cn	0.14	0.10	-	-	0.07	0.28	0.14	-	0.17	-	-		0.19	0.07	0.21	-	0.20	0.05	-

B= Boriatico
K= Karaviotis
T= Trapessina

slr=sotto il livello di rilevabilità
mdf= generico cristallo di plagioclasio nella massa di fondo
plg=plagioclasio

M=macro-cristallo
f=fenocristallo
mf=micro-fenocristallo

n= nucleo
ne=nucleo esterno
bi=bordo interno
b=bordo
be=bordo esterno

Composizione chimica dei plagioclasti analizzati nei campioni di inclusi selezionati per analisi isotopiche dello Sr in situ

Litologia	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	incluso	duomo	duomo	incluso
Sistema	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B	B
Campione	NIS327a													
Minerale	plg3	plg3	plg3	plg3	plg4	plg4	plg4	plg5	plg5	plg5	plg5	plg6	plg6	plg7
Zona	n	ne	bi	b	n	ne	b	n	ne	b	be	n	b	n
Dimensioni	f	M	M	M	M	M	M	f	f	f	f	f	f	mdf
Note	sieved													
SiO₂	62.30	61.42	62.53	53.19	61.90	61.91	58.60	61.33	60.97	58.98	52.05	61.90	61.86	53.36
Al₂O₃	24.55	25.16	24.42	29.97	24.43	24.38	26.24	24.79	24.20	25.12	30.10	24.27	24.91	29.79
Fe₂O₃	0.31	0.21	0.36	0.84	0.31	0.29	0.52	0.23	0.29	0.72	0.84	0.17	0.20	0.93
MgO	0.06	0.03	slr	0.11	0.03	slr	slr	slr	0.04	0.08	0.08	0.04	slr	0.17
CaO	6.09	6.70	5.84	12.95	6.13	6.03	8.24	6.28	5.83	9.64	13.21	5.76	6.13	12.80
Na₂O	7.54	7.59	7.81	3.90	7.58	7.62	6.69	7.44	7.44	3.91	3.73	7.66	7.32	4.02
K₂O	0.69	0.55	0.79	0.15	0.66	0.68	0.41	0.62	0.64	0.97	0.16	0.80	0.64	0.15
SrO	0.45	0.51	slr	0.27	0.08	0.07	slr	slr	0.31	0.13	0.13	slr	0.29	0.35
BaO	0.07	slr	0.04	0.06	0.08	0.14	0.08	0.09	0.16	0.02	0.04	0.10	0.08	slr
totale	102.06	102.17	101.79	101.44	101.20	101.12	100.78	100.78	99.88	99.57	100.34	100.70	101.43	101.57

Proporzioni atomiche sulla base di 8 ossigeni

Si	2.723	2.688	2.734	2.385	2.724	2.727	2.608	2.709	2.722	2.649	2.361	2.734	2.715	2.390
Al	1.265	1.298	1.258	1.584	1.267	1.266	1.376	1.290	1.273	1.330	1.609	1.264	1.289	1.573
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe³⁺	0.010	0.007	0.012	0.029	0.010	0.010	0.017	0.008	0.010	0.024	0.029	0.006	0.007	0.031
Mg	0.004	0.002	0.000	0.007	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.005	0.005	0.003	0.000	0.011
Ca	0.285	0.314	0.274	0.622	0.289	0.285	0.393	0.297	0.279	0.464	0.642	0.273	0.288	0.614
Na	0.639	0.644	0.662	0.339	0.647	0.651	0.577	0.637	0.644	0.340	0.328	0.656	0.623	0.349
K	0.038	0.031	0.044	0.009	0.037	0.038	0.023	0.035	0.036	0.056	0.009	0.045	0.036	0.009
Sr	0.011	0.013	0.000	0.007	0.002	0.002	0.000	0.000	0.008	0.003	0.003	0.000	0.007	0.009
Ba	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000
Ab	66.29	65.13	67.53	34.92	66.39	66.68	58.03	65.63	66.94	39.58	33.47	67.25	65.68	35.92
An	29.59	31.77	27.91	64.08	29.67	29.16	39.49	30.61	28.99	53.92	65.51	27.95	30.40	63.20
Or	3.99	3.11	4.49	0.88	3.80	3.92	2.34	3.60	3.79	6.46	0.94	4.62	3.78	0.88
Cn	0.12	-	0.07	0.11	0.14	0.25	0.14	0.16	0.29	0.04	0.07	0.18	0.15	-

B= Boriatico
K= Karaviotis
T= Trapesima

slr=sotto il livello di rilevabilità
mdf= generico cristallo di plagioclasio nella massa di fondo
plg=plagioclasio

M=macro-cristallo
f=fenocristallo
mf=micro-fenocristallo

n= nucleo
ne=nucleo esterno
bi=bordo interno
b=bordo
be=bordo esterno