

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI

Dottorato di Ricerca in Geofisica e Vulcanologia
XIX Ciclo (2003-2006)



Genesi ed evoluzione del magmatismo del settore settentrionale del Main Ethiopian Rift, attraverso uno studio geologico, geochimico ed isotopico delle aree vulcaniche di Gademsa e Fantale.

Tesi per il conseguimento del titolo.

CANDIDATO
Felice Giordano

COORDINATORE
Prof. G. Corrado

TUTORE : prof. M. D'Antonio
COTUTORI: prof. L. Civetta
prof. G. Orsi

Napoli, 30/11/2006

Scopo principale del presente lavoro è fornire un contributo significativo alla soluzione di alcuni problemi aperti, riguardanti la genesi e l'evoluzione del magmatismo nel settore settentrionale del Main Ethiopian Rift (MER). In particolare, lo studio geologico e petrologico è stato focalizzato su due vulcani situati in quest'area, per indagarne l'attività più giovane, associata all'ultima fase di rotazione nella direzione di estensione del rift.

La regione investigata è l'area vulcanica più importante lungo l'intero sistema dell'East African Rift, a causa delle evidenze geofisiche e geologiche che indicano la presenza di una plume astenosferica risalente dal limite nucleo-mantello della Terra (es. *Ebinger and Sleep, 1998; Benoit et al., 2006*).

Attualmente, le problematiche ancora in discussione consistono, principalmente, nell'identificare dal punto di vista geochimico le regioni sorgenti dei magmi basaltici, l'origine delle rocce siliciche peralcaline, la loro relazione genetica con le rocce mafiche, e la scarsità dei prodotti a composizione intermedia (la così detta Daly Gap).

Di seguito si riportano i punti salienti su cui è stata focalizzata l'attenzione nel presente lavoro:

- Le caratteristiche petrologiche dei basalti quaternari eruttati nelle zone centrali del settore nord del Main Ethiopian Rift. Questo aspetto è fondamentale per individuare i magmi primari ed identificare le loro sorgenti mantelliche; non è chiaro, infatti, se basalti con differenti composizioni (toleitici, transizionali e alcalini) siano il prodotto di diversi gradi di fusione di un mantello omogeneo o invece derivino da fusione di sorgenti geochimicamente eterogenee.

- Le modificazioni sulla composizione geochimica ed isotopica, osservata nei magmi mafici, per effetto dei processi a bassa pressione. I dati disponibili (es. *Peccerillo et al*, 1997) indicano chiaramente che molti basalti del rift etiopico sono stati interessati da processi di cristallizzazione frazionata accompagnata da assimilazione crostale e di mescolamento con fusi riolitici peralcalini. Tuttavia essi sono insufficienti per definire in dettaglio gli effetti di questi processi.
- La genesi dei magmi felsici peralcalini e la loro evoluzione in camere magmatiche superficiali, la cui esistenza è testimoniata dalle caldere associate a molti vulcani centrali sia in Africa orientale (es. *Boccaletti et al*, 1995) sia in altre aree della Terra, ad es. Pantelleria (*Civetta et al.*, 1998). Alcuni autori sostengono una derivazione da basalti transizionali attraverso un processo di cristallizzazione frazionata, eventualmente accompagnato da contaminazione crostale (es. *Barberi et al*, 1975; *Deniel et al*, 1994; *Civetta et al*, 1998), altri propongono una origine per fusione di crosta basaltica recente (es. *Trua et al.*, 1999). L'ipotesi di una genesi per anatessi crostale può spiegare gli enormi volumi di prodotti felsici e l'ampio gap composizionale tra basalti e rioliti nel rift etiopico, ma non giustifica molte caratteristiche geochimiche dei magmi felsici (es. *Gasparon et al*, 1993). Indagini recenti (*Barberio et al*, 2001; *Peccerillo et al*, 2003) hanno prodotto dati geochimici ed isotopici che escludono che le rioliti derivino da diretta fusione di crosta profonda (basalti underplated) e suggeriscono una derivazione da termini intermedi trachitici per cristallizzazione frazionata, con un modesto ruolo dell'assimilazione crostale. Il problema diventerebbe pertanto quello di comprendere se i fusi trachitici siano prodotti da anatessi di basalti underplated oppure rappresentino essi stessi magmi

derivati per cristallizzazione frazionata da liquidi basaltici. In entrambi i casi, è fondamentale comprendere le ragioni per cui si ha una così netta distribuzione bimodale dei prodotti e, quindi, è necessario formulare dei modelli sulla struttura e dinamica delle camere magmatiche in cui i processi di evoluzione avvengono.

Capitolo 1

La “rift valley” etiopica.

1.1 Introduzione

Il rift etiopico e la depressione dell’Afar (fig. 1.1), nel nord dell’Etiopia, rappresentano i più grandi ed attivi rift intraplacca (*Mohr & Zanettin, 1988*), nel quale l’intenso break-up continentale è stato accompagnato da una attività magmatica largamente diffusa. Questa, nel corso di molti episodi avvenuti dall’Oligocene al Miocene, ha generato estesi plateau basaltici, che ricoprono un’area di circa 600000 km² (*Kieffer et al., 2004*). La formazione del rift etiopico e dell’Afar è avvenuta nel Plio – Quaternario, durante il quale si sono formati numerosi centri vulcanici localizzati nell’Afar e lungo il fondo del rift (*Merla et al., 1979; Mohr & Zanettin, 1988*).

I rift etiopici fanno parte dell’ “East African Rift System” (EARS), nel più ampio contesto dell’ “Afro - Arabian Rift”, che si estende per circa 6500 km dalla Turchia al Mozambico, includendo i rift oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden e quelli continentali dell’Africa orientale (fig. 1.1). Il complesso movimento tettonico delle placche in questa zona della Terra è stato indagato da molti autori (es. *McKenzie, 1970; Jestin et al., 1994; Chu & Gordon, 1998, 1999*), i quali hanno suggerito che le

placche africana e somala si stanno separando, ruotando intorno ad un polo localizzato nell'Oceano Indiano.

Poiché le aperture continentali del Mar Rosso e del Golfo di Aden hanno formato nuovi bacini oceanici, molti autori (es. *Ebinger & Casey, 2001*) hanno suggerito che i rami Est ed Ovest, nei quali si suddivide il rift dell'Africa orientale, rappresentano uno stadio iniziale di tale processo. Quindi il sistema del rift africano è l'unico posto al mondo in cui è possibile studiare il vulcanismo e l'apertura continentale prima della formazione di un nuovo bacino oceanico.

1.2 Il Main Ethiopian Rift (MER): inquadramento geologico e strutturale.

Il MER è una valle che si estende approssimativamente da 6° Lat N a 11° Lat. N (*Barberi et al., 1982*), e a nord si allarga formando la depressione dell'Afar (fig. 1.1).

Il rift etiopico è limitato, a ovest, dal plateau etiopico e somalo e, a est, dal plateau somalo. La sua posizione eccentrica è dovuta al fatto che la connessione dei centri di apertura del Mar rosso e del Golfo di Aden è localizzata nella depressione dell'Afar (es. *Acton et al., 2000*); quindi, la depressione dell'Afar, che rappresenta una zona di connessione di tre rift (etiopico, Mar Rosso e Aden), è un rift a giunzione tripla (*R-R-R Triple Junction*).

Per il grande interesse scientifico che svolge l'Est Africa Rift System, attraverso gli anni molti studi sono stati dedicati al MER e alle altre aperture vicine, mediante approcci sia geologici, sia geofisici, sia petrologici; nonostante tutto, ad oggi molte problematiche rimangono irrisolte. È largamente accettato dai ricercatori, per esempio, che la prima attività magmatica in Etiopia è iniziata circa 30 Milioni di anni fa, quando si sono costruiti i due plateau, mentre la struttura del rift vero e proprio è andata delineandosi solo circa 10-15 milioni di anni fa. Comunque, i processi geodinamici di apertura del rift, il collegamento temporale tra il rift etiopico e le altre

aperture presenti in questa zona (Aden e Mar Rosso), l'ampio e variabile spettro composizionale dei magmi eruttati nei diversi stadi di apertura, rimangono controversi. Da dati strutturali e datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (es. *Wolfenden et al.*, 2004), si desume che l'estensione nella parte nord del MER è iniziata circa 11 milioni di anni fa, e circa 17 Ma dopo l'inizio dell'apertura che ha interessato le zone sud del Mar Rosso e del Golfo di Aden. La giunzione tripla, quindi, si sarebbe formata solo durante gli ultimi 11 Ma, e circa 20 Ma dopo gli espandimenti basaltici che hanno formato i due plateau.

Anche la direzione di estensione del MER è materia di dibattito, poiché il rift etiopico con il suo orientamento in direzione NE-SW, è una delle aree più controverse. Comunque, in accordo con *Boccaletti et al.* (1999) e *Acocella & Korme* (2002), oggi il MER si presenta formato da due rami, che si sviluppano nelle aree settentrionali e meridionali dell'Etiopia, caratterizzati da una differenza di circa 15° nella direzione di orientamento. La direzione media del MER rimane NE-SW ($N40^\circ E$), mentre la direzione di estensione è NW-SE ($N52^\circ W$) e rimane costante dall'ultima rotazione avvenuta circa 1.8 Ma (fig. 1.2 a,b,c). *Williams et al.* (2004), studiando un gruppo di fratture distensive localizzate nella parte più settentrionale del Main Ethiopian Rift, hanno mostrato che il tasso di estensione del rift a questa latitudine è dell'ordine di 0.5 cm per anno, come suggerito dai modelli basati sulla tettonica delle placche (es. *Chu & Gordon*, 1998). D'altra parte, le misurazioni geodetiche (*Bilham et al.*, 1999; *Pan et al.*, 2002) forniscono tassi di estensione compresi tra 0.1 e 0.45 cm per anno; questa discrepanza indica che il processo di estensione è stato molto variabile, sia nel tempo sia nello spazio, e che le evidenze superficiali di estensione possono non essere immediatamente evidenti.

La parte più giovane del Main Ethiopian Rift è la sua zona assiale, che coincide con la così detta Wonji Fault Belt (WFB; es. *Mohr*, 1987; *Boccaletti et al.*, 1998, 1999).

Nonostante la direzione di orientamento del rift sia NE-SW, la WFB è caratterizzata da fratture e faglie normali attive orientate in direzione NNE-SSW.; queste sono spesso arrangiate “en-echelon” destro e sono state associate con attività vulcanica basaltica. The slightly different direction trend of the Quaternary WFB (early stage at around 1.8 Ma) suggests a change in the extension direction during Quaternary (*Boccaletti et al.*, 1999). La direzione leggermente diversa della WFB nel Quaternario (lo stadio iniziale avvenuto intorno a 1.8 Ma) suggerisce una variazione nella direzione di estensione durante il Quaternario.

Nella parte sud del MER ($6^{\circ} < \text{Lat } ^{\circ}\text{N} < 9^{\circ}$) la parte attiva è marcata da attività vulcanica alimentata sia da fessure che da bocche eruttive centrali. Nessuna valle assiale è chiaramente osservabile ed i prodotti silicici sono largamente diffusi (*Di Paola*, 1972). In questa parte del rift sono presenti diversi vulcani individuali e complessi vulcanici, ed includono da nord a sud: il vulcano Zuquala; i complessi vulcanici di Boseti Gudda e Boseti Nericcia; la caldera Gademsa; il complesso vulcanico di Bora e Bericcio (Tullu Mojè); il vulcano Cilallo; il vulcano Alutu; la caldera Lake Shalla; la caldera Corbetti.

Nella parte nord ($9^{\circ} < \text{Lat N} < 11^{\circ}$), invece, il rift è marcato da una valle lineare ben definita ed orientata in direzione NE-SW. I movimenti tettonici ed il vulcanismo sono concentrati lungo l’asse della valle, la quale è stata interessata da eruzioni fissurali basaltiche e da prodotti con composizione intermedia e silicica, prodotti soprattutto dai vulcani centrali. Verso nord i vulcani centrali sono (fig. 2.1, cap. 2): la caldera di Kone Gariboldi; il vulcano Fantale; il Dofane; Yangudy; Gabilema. Questi vulcani sono regolarmente spazati (circa 55 km; *Mohr & Wood*, 1976) e la loro posizione sembra essere controllata dalla presenza di lineamenti tettonici trasversali.

1.2.1 La depressione dell'Afar e la sua attività vulcanica.

L'Afar (fig. 1.1) è un'area approssimativamente triangolare limitata, a ovest, dal plateau etiopico, a est, dalle Alpi del Danakil e, a sud, dal plateau somalo. La sua evoluzione tettonica è avvenuta con una apertura continua del fondo del rift, in concomitanza alla deriva della placca araba, in direzione NE, e della placca somala in direzione S. La depressione dell'Afar è localizzata nella zona di intersezione di tre grandi strutture di apertura, oceaniche e continentali, quali il Mar Rosso, il Golfo di Aden e l'Ethiopian rift: l'Afar, quindi, è una *giunzione tripla* tipo RRR (rift-rift-rift), che è migrata di circa 15° (~160 Km) in direzione NE rispetto alla placca africana (Nubia) (Tesfaye et al., 2003). Inoltre, l'estesa valle *Tendaho – Goba'ad*, nell'Afar centrale (Lat 11°-11°48' e Long 40°45'-41°42') è considerata come il luogo dove è localizzata la giunzione.

L'attività vulcanica dell'Afar, associata con l'inizio dell'estensione del Mar Rosso, è iniziata tra 29 e 23 milioni di anni fa (Dixon et al. 1989; Menzies et al. 1992; Ukstins et al. 2002) con la messa in posto dei basalti appartenenti al vecchio gruppo del 'Ali Sabieh. Questi basalti sono localmente equivalenti agli *Ethiopian Tertiary flood basalts*, i quali sono stati messi in posto in un periodo di tempo di circa 8 Ma (Baker et al., 1972). Grossomodo, le prime serie riolitiche sono state messe in posto contemporaneamente, in un periodo che va da 25 a 19 Ma, seguito da un secondo periodo (15 a 10 Ma) di magmatismo riolitico con basalti associati; le rioliti eruttate sono alcaline e peralcaline. I successivi eventi vulcanici sono stati essenzialmente caratterizzati da eruzioni basaltiche accompagnate da minori prodotti evoluti: tali eventi includono le serie vulcaniche messe in posto tra circa 9 e 1 Ma e quelle appartenenti alle attività più recenti (da 1 a 0.13 Ma) (Barberi & Santacroce, 1980; Piguet & Vellutini, 1991).

Molti dei basalti eruttati in questa regione, hanno una composizione transizionale, es. i basalti del West-Central Afar, i basalti dello Djibuti (*Hart et al.*, 1989; *Vellutini*, 1990). Tra i prodotti basaltici più recenti, alcune serie mostrano una affinità toleittica, mentre altre esibiscono una debole affinità alcalina.

Considerando l'intera e complessa evoluzione magmatica dell'Afar, le lave eruttate sono state caratterizzate da una diminuzione, nel tempo, dei magmi silicici: questi, infatti, rappresentano circa il 70% dei prodotti vulcanici eruttati nel primo stadio di formazione del rift e solo una piccola percentuale negli stadi più recenti.

1.2.2 Attività vulcanica del rift etiopico.

L'evoluzione vulcanica del rift etiopico è molto complessa, ma può essere suddivisa in tre grossi periodi. Durante il primo periodo (circa 35-20 Ma), si è formato il plateau etiopico attraverso eruzioni di flussi di lava basaltica toleittica e transizionale, intercalati da trachiti mediamente alcaline e ignimbriti riolitiche (es. *Mohr & Zanettin*, 1988). Apparentemente, la maggior parte del plateau è stato costruito in un periodo di tempo relativamente breve, intorno a 30-27 Ma (*Hofmann et al.*, 1997). In un secondo periodo di attività, avvenuto tra 10 e 5 Ma circa, si sono formati diversi vulcani a scudo, composti essenzialmente da basalti transizionali e alcalini, e minori trachiti (es. *Piccirillo et al.*, 1979). Invece, il periodo finale, che va dal Pliocene ad oggi, è stato caratterizzato dalla formazione del rift etiopico e del rift dell'Afar. Nel MER, il vulcanismo recente ha dato luogo alla messa in posto di rocce piroclastiche trachitiche e riolitiche, con minori lave e volumi subordinati di basalti; le rocce intermedie sono rare. Le rocce siliciche, eruttate dai larghi vulcani centrali con caldere sommitali (es. Gedemsa, Fantale e Gebre Gebade), ricoprono il fondo del rift. *Di Paola* (1972) ha suggerito che molte ignimbriti sono state eruttate da fratture di distensione,

relazionate alla apertura del rift, ma in alcuni casi (es. Fantale) è evidente una provenienza da vulcani centrali.

I basalti, spesso, hanno formato coni di scorie, piccoli flussi di lava, anelli e coni di tufo e maar, per la maggior parte allineati nella direzione NE—SW delle faglie relazionate alla Wonji Belt. Le eruzioni basaltiche quaternarie sono anche avvenute sulle aree dei plateau, come testimoniato dai basalti fissurali del lago Tana. Alcuni vulcani trachitici e fonolitici del Plio-Quaternario (Zuquala, Whachacha and Yerer), si trovano lungo i margini del rift etiopico (*Gasparon et al.*, 1993).

Il seguente elenco e la figura 1.3 forniscono una panoramica delle unità vulcaniche del Miocene inferiore che hanno caratterizzato lo sviluppo del rift:

Alaji Group (24 – 23 Ma): l'Alaji Group, che fa parte dell'estesa e voluminosa serie dei "trap", consiste principalmente di basalti e rioliti (*Chernet et al.*, 1998). Questa attività basaltica, inoltre, precede la formazione della "rift valley" ed oggi fa parte del plateau etiopico (*Kazmin et al.*, 1980a,b);

Nazreth Group (10 – 5.8 Ma): questa serie, largamente diffusa nella zona di transizione tra la parte nord del MER e la zona sud dell'Afar, include ignimbriti, e lave siliciche e mafiche (*Chernet et al.*, 1998). Questa attività vulcanica è iniziata circa 10 milioni di anni fa (*Kazmin et al.*, 1980a,b) con un evento principale compreso tra 5.6 e 5.0 Ma. Comunque, i dettagli stratigrafici e geocronologici rimangono non del tutto chiari;

Wechecha Formation (4.4 – 3.1 Ma): questa formazione affiora nella regione di Addis Abeba e consiste per lo più di trachiti (*Chernet et al.*, 1998).

Bofa Basalts (1.5 - 3.5 Ma): il nome Bofa Basalts è stato dato a tutti i basalti del piano del rift eruttati nel Pliocene (EIGS, 1978). Questi basalti sono ben visibili nelle zone nord e centrali del MER;

Wonji Group (0.6 - 0.1 Ma): questa serie include i prodotti eruttati lungo le strutture della Wonji, le quali sono state interessate, nel Quaternario, da un vulcanismo bimodale.

1.2.3 I basalti e le ignimbriti del plateau etiopico.

I “flood basalts” (o traps) ricoprono un’area di circa 600000 km² e sono composti da strati di rocce basaltiche e felsiche. Lo spessore di questi livelli è molto variabile, ma raggiunge più di 2 km in alcune regioni. Il susseguirsi nel tempo di differenti episodi eruttivi è dimostrata sia dall’esistenza di paleosuoli (*Di Paola, 1972*), sia dalle forti variazioni della tessitura delle rocce basaltiche, da fortemente porfiriche ad afiriche.

Intervallati ai “flood basalts”, soprattutto nei livelli stratigraficamente più alti, sono presenti lave felsiche e rocce piroclastiche, di composizione riolitica o più raramente trachitica (*Ayalew et al., 1999*). Le ignimbriti delle serie dei “trap” mostrano sempre una struttura saldata con evidenti *fiamme*, e sono costituite generalmente da poche unità (da 3 a 5), ognuna di spessore da 5 a 20 m (*Di Paola, 1972.*).

1.2.4 La formazione piroclastica del rift etiopico .

La formazione dei margini est ed ovest del rift etiopico, avvenuta nel tardo Miocene, è stata accompagnata da un evento parossistico, che ha prodotto voluminosi flussi di ignimbriti calc-alcaline? che hanno ricoperto il fondo del rift (es. *Woldegabriel et al., 1990*). Con il nome “Rift pyroclastic formation” si indica

una formazione che si estende dalla scarpata est a quella ovest del rift e che include tre tipi principali di rocce (*Di Paola, 1972*): la diffusa e tipica ignimbrite, i “sillar” e depositi di pomici. Essa è costituita da diversi livelli di spessore variabile da 0.5 m ad oltre 20 m; in molti casi, tra le sequenze ignimbriche si osservano paleosuoli e/o depositi lacustri. La tipica ignimbrite, affiorante in molte zone del rift, è una roccia dura e ben saldata, con sviluppate *fiamme*, contenente piccoli xenoliti. I sillar, composti da rocce ignimbriche poco saldate ed estremamente ricche di grossi frammenti di pomici e xenoliti, sono ben visibili lungo il rift etiopico. Un altro importante prodotto piroclastico, associato alla formazione del rift, è rappresentato da livelli sottili (poche decine di cm) di pomici non saldate, di piccole dimensioni (pochi cm).

La messa in posto della tipica ignimbrite, dei “sillar” e dei livelli di pomice non saldata, rappresenta l’evento vulcanico più importante del rift etiopico.

1.2.5 I basalti recenti.

I basalti del Quaternario (chiamati anche basalti della Wonji Fault Belt), subordinati a prodotti ignimbrici, rappresentano volumetricamente la seconda formazione vulcanica del rift etiopico. In particolare, in quest’area sono presenti numerosi flussi di lava basaltica, disposti parallelamente all’orientamento tettonico del MER (NNE-SSW) (*Boccaletti et al., 1999*) e prodotti chiaramente da eruzioni fissurali (*Ebinger & Casey, 2001*). Un cospicuo numero di coni di scorie basaltici allineati, sorti attorno alle bocche eruttive, segna le fratture di alimentazione. Nella parte centrale del rift si osservano flussi di lava molto recenti, i quali non sono stati sottoposti all’effetto dell’ultima tettonica del Quaternario (la WFB): uno di questi flussi, oggetto del nostro studio, si estende nell’area del vulcano Fantale ed è legato ad una eruzione basaltica storica (1870 AD), individuata come tale per la prima volta da

Theilhard De Chardin & Lamare (1930). Le caratteristiche di questa unità sono pressappoco le stesse di quelle sopra menzionate: flussi di lava basaltica, eruttati da fratture allineate in direzione NNE-SSW, un elevato numero di coni di scorie ben conservati allineati lungo le fratture di. Tutte queste lave appaiono molto fresche con abbondanti superfici scoriacee; talvolta tali rocce sono completamente afiriche, mentre in altri casi sono visibili piccoli fenocristalli di plagioclasio, olivina e pirosseni.

1.3 Origine del magmatismo in Etiopia.

In relazione ai meccanismi di apertura (Wilson, 2000), i rift continentali possono essere classificati secondo due categorie, riconducibili al “MODELLO ATTIVO ” oppure al ”MODELLO PASSIVO”. Secondo il “MODELLO ATTIVO ” la risalita del materiale astenosferico provoca il sollevamento della litosfera e successivamente la formazione del rift: in questo caso il vulcanismo precede l’apertura continentale. Nel “MODELLO PASSIVO”, invece, l’apertura è determinata dagli stress differenziali nella litosfera, provocati dai movimenti tettonici delle placche: secondo questa teoria la formazione del rift anticipa il sollevamento dei suoi bordi, dovuti allo sviluppo di celle convettive a piccola scala presenti al di sotto di essi. Attualmente, l’idea che un’estesa plume mantellica abbia causato l’apertura continentale ed il vasto magmatismo nell’Africa orientale, è largamente accettata da molti scienziati, anche se la problematica più ampia riguardo al meccanismo di rifting continentale ed oceanico, lascia ancora irrisolto il quesito fondamentale: “MANTLE PLUME o PLATE MOTION ?”.

Recentemente, diverse pubblicazioni scientifiche hanno suggerito che per caratterizzare, dal punto di vista geochimico, i basalti delle isole oceaniche (OIB) e di alcuni “Continental Flood Basalt” (CFB), non sono necessarie sorgenti risalenti

dalle zone più profonde del mantello e temperature anormalmente alte. Ad esempio, *Lustrino* (2004) ha mostrato che la crosta inferiore ed il mantello sub-litosferico continentale esercitano un forte controllo strutturale e chimico sul magmatismo basaltico; l'autore, per spiegare le caratteristiche geochemiche e geofisiche di alcuni CFB, degli OIB e delle LIP (Large Igneous Provinces), ha proposto per i break-up continentali un modello alternativo di delaminazione e separazione del sistema crosta inferiore + mantello litosferico. Inoltre, basandosi su considerazioni di tipo reologico, *Korenaga* (2004) ha proposto un'alternativa alla teoria delle plume mantelliche, in grado di spiegare la voluminosa attività magmatica, associata ai break-up continentali: nel suo modello suggerisce che l'eterogeneità del mantello superiore rappresenti il fattore fondamentale per l'alta produzione di fusi dei CFB e delle zone vulcaniche intorno l'oceano Atlantico.

Nel caso particolare dell'East African Rift, molti sono gli argomenti, dal punto di vista geofisico, geologico e geochemico, proposti per enfatizzare il ruolo di una sorgente di mantello profondo, implicata nella genesi del vulcanismo largamente diffuso. In accordo a *Ebinger & Sleep* (1998), infatti, il break-up continentale ed il magmatismo cenozoico della provincia etiopica, e più in generale dell'Africa dell'est, è stato probabilmente dovuto ad una o più plume mantelliche che hanno interessato questa zona dell'Africa, caratterizzata da un pre-esistente assottigliamento litosferico legato alla tettonica più recente delle placche continentali coinvolte. Gli autori mostrano, considerando modelli termo – meccanici, che la presenza della plume può spiegare la distribuzione spaziale e temporale del magmatismo e del sollevamento delle regioni dell'Africa orientale, ed inoltre suggeriscono una forte influenza della litosfera sulla produzione dei fusi. In questo modello di rift attivo le variazioni laterali della densità, all'interno del mantello superiore, generano sforzi distensivi forti abbastanza da innescare il processo di apertura continentale; la

fusione per decompressione adiabatica sotto il rift intensifica i flussi del materiale mantellico (celle convettive) della plume, favorendo in questo la propagazione del rift. Il modello appena descritto è in accordo con il modello analogico di distensione continentale, proposto da *Corti et al.* (2003), che spiega l'evoluzione del rift associata alla risalita di materiale astenosferico e all'assottigliamento termico della crosta: in esso la formazione dei vulcani non centrali, è legata al trasferimento laterale dei fusi verso i fianchi del rift, permettendo lo sviluppo di larghe camere magmatiche al di sotto delle spalle del rift (es. Chillalo volcano).

Sulla base di considerazioni petrologiche e geochimiche, molti autori (es. *Betton & Civetta*, 1984; *Vidal et al.*, 1991; *Deniel et al.*, 1994; *Baker et al.*, 1996; *Stewart & Rogers*, 1996; *George et al.*, 1998; *Pik et al.*, 1999; *Rogers et al.*, 2000; *Furman et al.*, 2006) hanno supposto l'esistenza di una o più plume sotto l'Africa orientale. Ad avvalorare l'ipotesi di una sorgente di mantello profondo, come origine del vulcanismo in Etiopia, si possono considerare i rapporti isotopici dell'He; si ritiene che il mantello terrestre più profondo, astenosferico, sia la riserva di tutto l'He primordiale, caratterizzato da alti rapporti isotopici $^3\text{He}/^4\text{He}$. Gli alti valori di ^3He (*Scarsi & Craig*, 1996; *Marty et al.*, 1996), rinvenuti nei basalti recenti del rift, quindi, presuppongono il coinvolgimento del mantello profondo nei processi che guidano le fasi di apertura del rift.

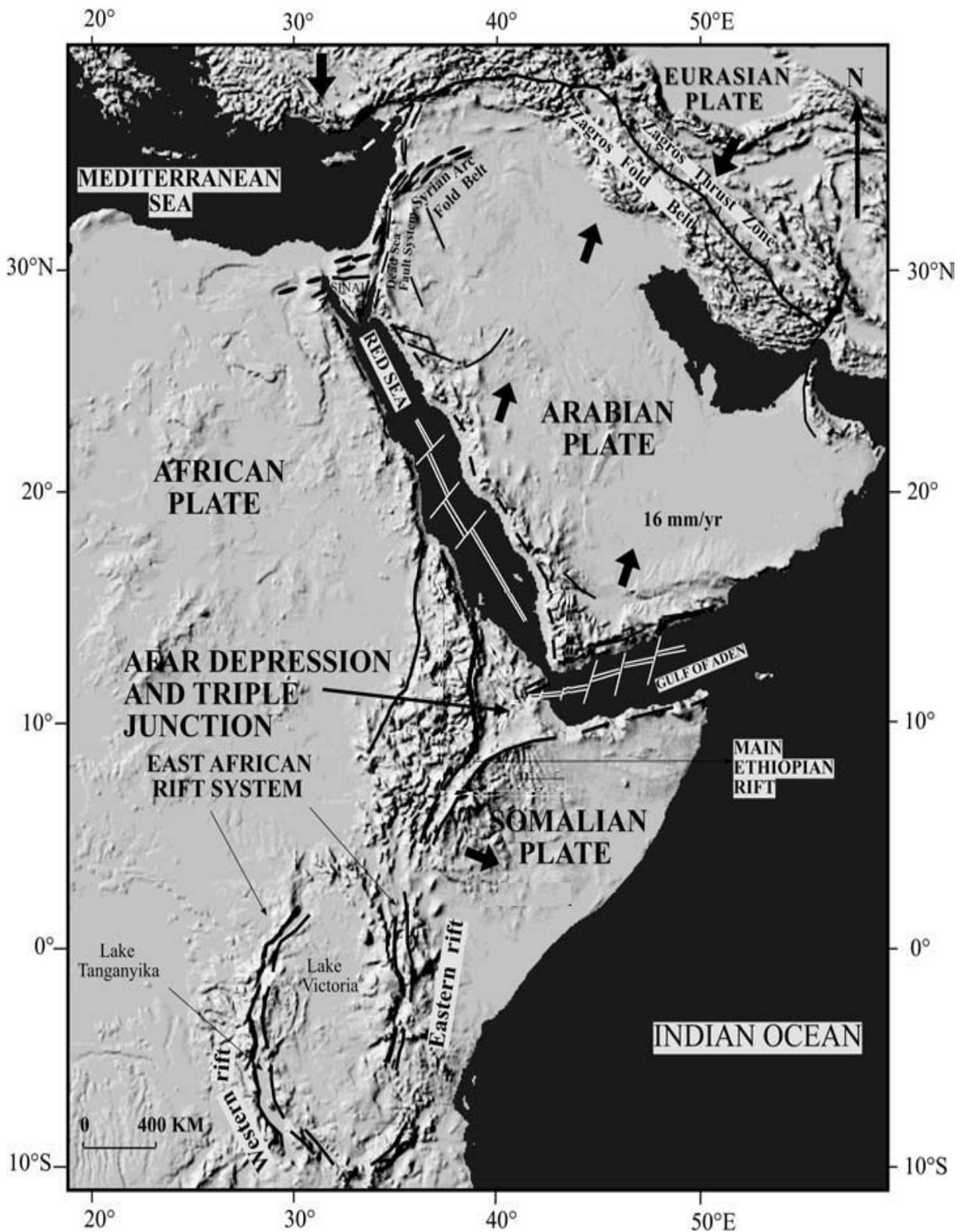


Fig. 1.1 Modello di elevazione digitale dell’Africa dell’est e dell’Arabia, nel quale si riporta la locazione del rift etiopico, del rift del Mar Rosso e del rift del Golfo di Aden (*Tesfaye et al., 2003*).

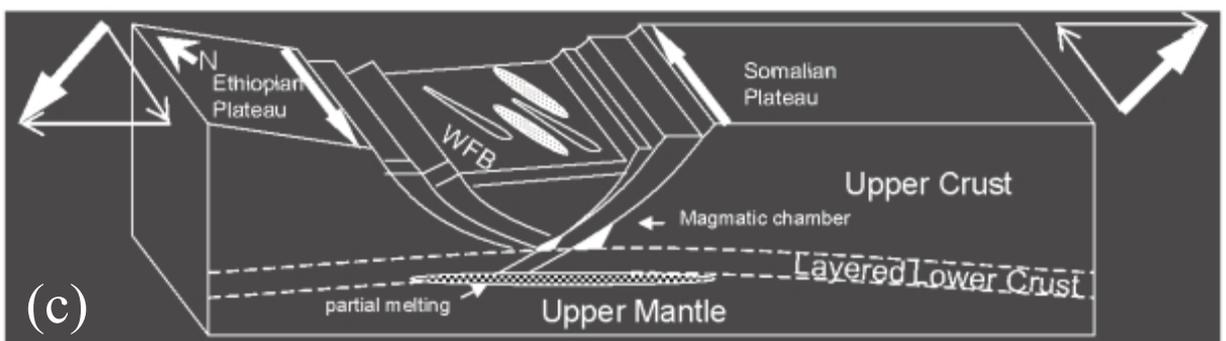
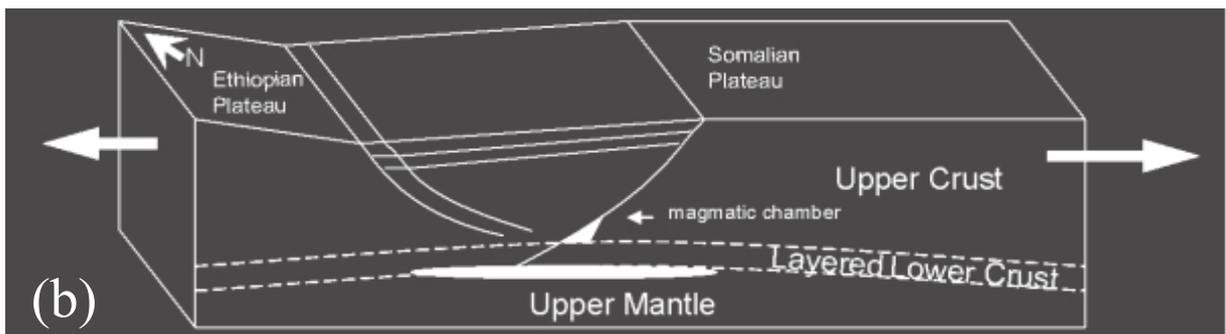
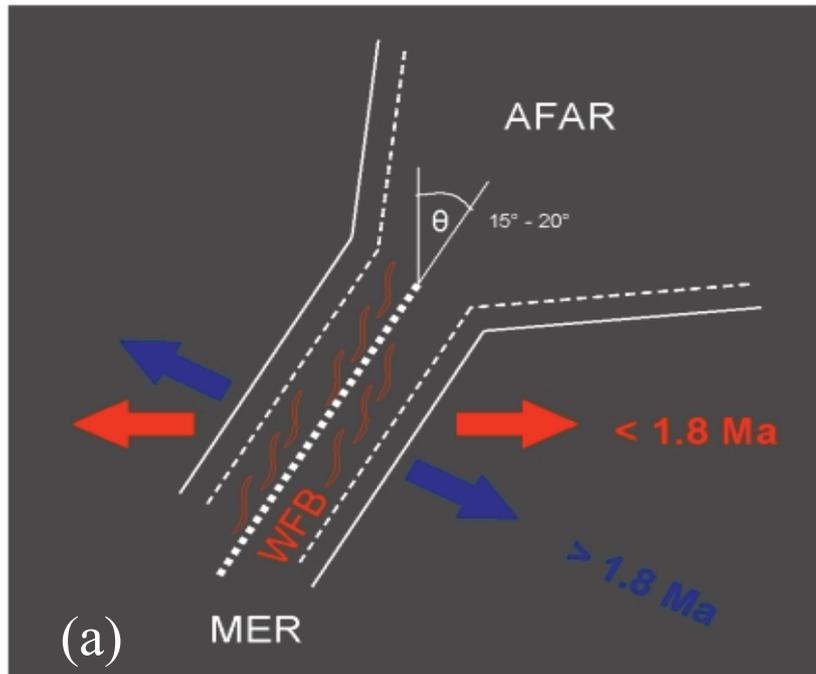


Fig. 1.2 (a) Cambio nella direzione di estensione del rift etiopico avutosi circa 1.8 Ma fa. (b) Estensione ortogonale del rift tra il Miocene e il Pliocene (5 Ma). (c) Estensione obliqua del rift tra il tardo Pliocene e il Quaternario (successivo a 2-1.8 Ma) (Boccaletti *et al*, 1999).

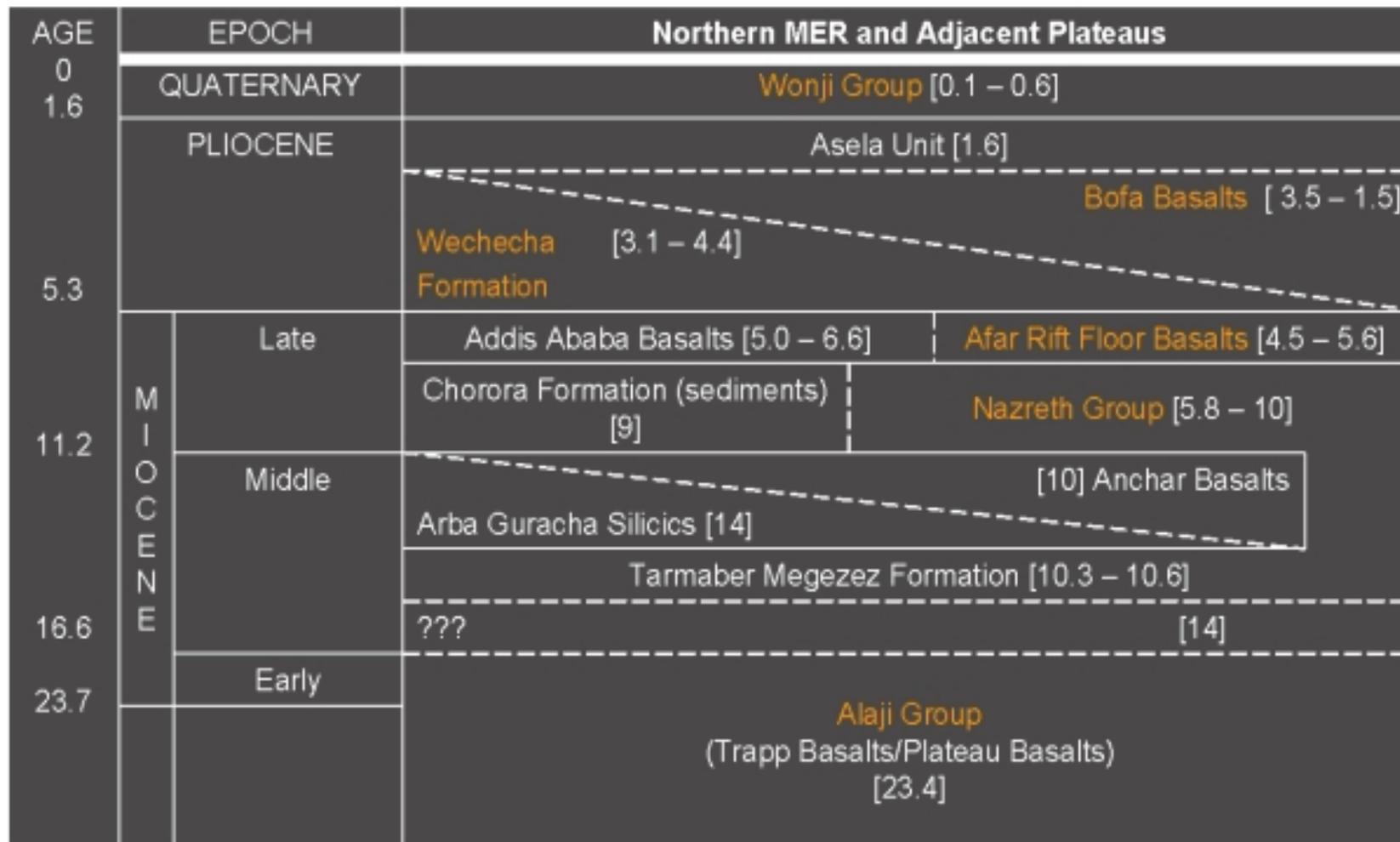


Fig. 1.3 Sequenza stratigrafica del Main Ethiopian Rift, dal Miocene ad oggi (Chernet *et al.*, 1998).

Capitolo 2

I segmenti magmatici del Gademsa e del Fantale.

2.1 Introduzione.

Sebbene il Main Ethiopian Rift (fig. 2.1) sia largo circa 80 km, l'attività tettonica e vulcanica è concentrata nella zona centrale (circa 10 – 20 km), conosciuta come Wonji Fault Belt (WFB; *Mohr, 1960; Mohr et al., 1978*). Il sistema della WFB consiste in faglie normali e fratture, spesso equamente distribuite, arrangiate *en echelon* e con una orientazione che va dalla direzione N40°E a quella N-S (*Gibson, 1969; Ebinger and Casey, 2001; Williams et al., 2004; fig 2.2*). L'attività della WFB, a partire dal Quaternario, ha determinato la formazione di diversi segmenti magmatici nelle zone centrali del rift, larghi circa 20 km e lunghi circa 60 km (fig. 2.2); questi segmenti magmatici, arrangiati *en echelon*, sono delimitati dal più vecchio (Miocene medio) sistema di faglie del bordo del rift (*Ebinger and Casey, 2001*). Il vulcanismo nei segmenti magmatici è iniziato circa 1.6 Ma; la maggior parte dei flussi lavici sono stati emessi da fratture e da piccoli coni di scorie (*WoldeGabriel et al., 1990; Boccaletti et al., 1999*). I dicchi indicano una direzione di distensione di 90°-100° (*Bonini et al., 1997; Boccaletti et al., 1998*). Le terminazioni dei segmenti magmatici Nazret e Kola non coincidono con quelle delle faglie bordiere; invece, essi mostrano

una distribuzione *en echelon* destro tipica delle dorsali medio-oceaniche ad espansione obliqua (Batiza, 1996). I segmenti magmatici Nazret e Kola sono dorsali assiali, mentre il segmento magmatico Sabure è marcato da un graben (Ebinger and Casey, 2001).

La maggior parte (circa 80%) dei prodotti messi in posto nei segmenti magmatici Koka, Nazret e Sabure (fig. 2.2) è felsico, ed include ignimbriti pantelleritiche (Boccaletti *et al.*, 1999). Le indagini chimiche su questi prodotti indicano un frazionamento parziale dei basalti in camere magmatiche cristalline (Hart *et al.*, 1989; Peccerillo *et al.*, 2003), le cui profondità, attraverso i modelli dei dati geodetici (Bilham *et al.*, 1999), sono state stimate a circa 4 km. Lungo i segmenti magmatici si sono costruiti una serie di vulcani Quaternari (fig. 2.1, 2.2), alcuni dei quali sono collassati in una caldera sommatatale; la formazione di queste caldere è stata accompagnata da voluminose eruzioni di flussi piroclastici che hanno formato tufi cineritici. Questi prodotti, insieme ai depositi dei sedimenti lacustri, ai depositi di caduta di cenere ed alle eruzioni fissurali di lave basaltiche, ricoprono il piano del rift etiopico.

2.2 Inquadramento geologico e vulcanologico dei vulcani studiati.

2.2.1 Il vulcano Gademsa.

Il vulcano Gademsa è localizzato nella parte centrale del Main Ethiopian Rift (fig. 2.1, 2.2), dista circa 100 km (in direzione SE) da Addis Abeba e circa 25 km (in direzione SO) dal paese di Nazret. Il vulcano ha una elevazione massima di circa 300 m dal piano del rift, ed è caratterizzato da una larga caldera centrale con un diametro di circa 8 km (fig. 2.3). Il bordo della caldera, le cui pareti interne hanno una altezza di circa 100-200 m, è ben conservato; solo una piccola sezione della parte nordoccidentale del bordo è stata erosa. Le rocce che formano il bordo della

caldera sono per la maggior parte lave riolitiche, mentre depositi di pomici da caduta ed ignimbriti sono meno abbondanti. Il settore nord-orientale del bordo calderico è formato da flussi di lava riolitici spessi circa 20-30 m e lunghi 2-5 km, i quali mostrano strutture a pieghe dovute a flusso. In alcuni posti, brecce di esplosione grossolane, composte da materiale vulcanico eterogeneo, si trovano alla base dei flussi di lava. L'intera caldera di Gademsa, soprattutto nel settore orientale, è fortemente interessata da faglie di direzione NNE-SSO, le quali appartengono al sistema regionale di apertura della Wonji Fault Belt.

Osservazioni di campagna suggeriscono che la formazione della caldera non è relazionata ad un singolo evento eruttivo su larga scala, ma piuttosto a differenti eruzioni piroclastiche di moderato volume avvenute in differenti settori (*Cioni et al.*, 2001). Alcuni autori (*Ayalew et al.*, 2002) hanno mostrato che un primo collasso calderico è avvenuto nel settore sud del vulcano, ed è stato messo in relazione ad una eruzione pliniana che ha dato origine all'unità piroclastica più diffusa del vulcano Gademsa: le pomici da caduta di Bora-Rimacha. Il collasso più giovane, invece, si è generato verso nord, nel settore più depresso della caldera ed è stato relazionato ad una eruzione avvenuta circa 200000 anni fa: la sequenza eruttata include brecce e ignimbriti saldate. Dopo il collasso calderico, il vulcanismo felsico è continuato sia dentro che fuori l'area collassata, ed ha prodotto piccoli coni piroclastici e duomi lavici lungo le faglie della caldera.

Età K/Ar (*Peccerillo et al.* 2003) sono state determinate su fenocristalli di sanidino e anortoclasio da una ossidiana pre-caldera e da una lava riolitica post-caldera. Le analisi hanno fornito 319000 anni e 265000 anni per l'attività pre- e post- caldera rispettivamente. Le unità pre-caldera sono formate da duomi, lussi di lava e depositi di pomici da caduta; le unità post-caldera, invece, sono formate dai depositi di piccoli coni coalescenti, maggiormente localizzati all'interno della depressione

calderica. Le ignimbriti rappresentano l'unico prodotto syn-caldera. L'interno della caldera mostra diversi segni dell'attività post-calderica; all'interno di essa sono presenti alcuni piccoli duomi, per la maggior parte consistenti in pomici da caduta e subordinate lave riolitiche. La caratteristica più importante è una catena irregolare di collinette che si ergono per circa 200-250 m dal fondo della caldera, composto da una alternanza di lave riolitiche e depositi di pomici.

L'attività finale del Gademsa si sviluppa attraverso flussi di lava basaltica lungo la WFB. Nell'area di Gademsa i basalti della WFB hanno formato depositi di surge seguiti da flussi di lava, soprattutto nel settore est della caldera. L'attività vulcanica che si è sviluppata lungo la WFB, come abbiamo detto sopra, fa parte del vulcanismo più giovane che ha formato allineamenti di centri basaltici su scala regionale lungo il rift etiopico. Sebbene queste eruzioni basaltiche non sono strutturalmente relazionate al Gademsa, le lave e le scorie che si trovano all'interno della caldera mostrano evidenze di mingling con i magmi silicici.

2.2.2 Il vulcano Fantale.

Il Fantale è uno stratovulcano (fig. 2.4), localizzato nella parte nord del Main Ethiopian Rift, dove inizia la regione dell'Afar. La sua massima elevazione è di circa 1600 m dal piano del rift, ed è caratterizzato da una caldera sommatiale di forma ellittica, larga approssimativamente 3.5 km e profonda circa 300 m. L'attività eruttiva del Fantale è rappresentata da lave e depositi di pomici da caduta, con composizioni trachitiche e riolitiche, mentre l'unità più diffusa è un tufo saldato relazionato al collasso calderico; il tufo è stato datato a 168000 anni con il metodo delle tracce di fissione (*Williams et al.*, 2004). Il tufo saldato del Fantale copre le pianure meridionali e occidentali e i pendii meno acclivi del rilievo montuoso, poi si assottiglia e diventa meno esteso sui pendii più acclivi, dove è confinato nelle valli. Nelle pianure il tufo è

spesso circa 30 m. Esso consiste di matrice cineritica con la presenza di pomici schiacciate con vescicole appiattite e di *fiamme* allungate. *Gibson* (1970) identifica cinque unità di flusso, con composizione pantelleritica per le prime eruttate e trachitica per le ultime, suggerendo una camera magmatica zonata. Una caratteristica unica di questo tufo è la presenza di numerose cavità circolari chiamati *blister*, alte più di un metro, e caratterizzate da diametri che vanno da circa 2 m a circa 100 m: vere e proprie caverne formatesi sulla superficie del tufo saldato. Questi blister sono stati descritti per la prima volta da *Morton* (1973) and *Gibson* (1974a), ed sembrano essere delle vescicole eccezionalmente larghe formatesi da fuoriuscite di gas dal tufo quando questo non si era completamente solidificato. Successivamente all'eruzione calderica, un gruppo di pitchstones (lave vetrose di colore nerastro con fenocristalli di feldspato alcalino) e rioliti, contenenti la rara cossirite sodica, è stato messo in posto da centri localizzati sui versanti ovest, sud, sudest e nordest della montagna e dentro la caldera (fig. 2.4). L'attività esplosiva è avvenuta sia dentro che fuori l'area collassata, ed ha formato coni di tufo e spessi depositi di pomici da caduta. Sembra che la maggioranza delle lave sia stata eruttata dai centri vicini alle sommità pre-collasso del vulcano; esse consistono di trachiti e rioliti pantelleritiche. Gruppi di trachiti e rioliti, comunque, sono stati eruttati anche da centri satellite lontani dalla caldera sommitale.

Solo due episodi recenti di vulcanismo basaltico, i cui prodotti affiorano sul versante ovest del Fantale, sono stati riconosciuti al Fantale. Il più vecchio è avvenuto all'interno della formazione del tuff ring Tinish Sabober (fig. 2.4). L'ultimo, nella forma di due piccoli flussi lavici, è avvenuto a circa 1 km a nord del tuff ring. I centri delle eruzioni basaltiche sono allineati nella direzione della Wonji Fault Belt. L'eruzione basaltica più recente è datata, attraverso pubblicazioni storiche e cronache

locali, al 1810 AD. Eruzioni storiche ed intensa attività fumarolica sono evidenze dello stato di attività attuale del Fantale.

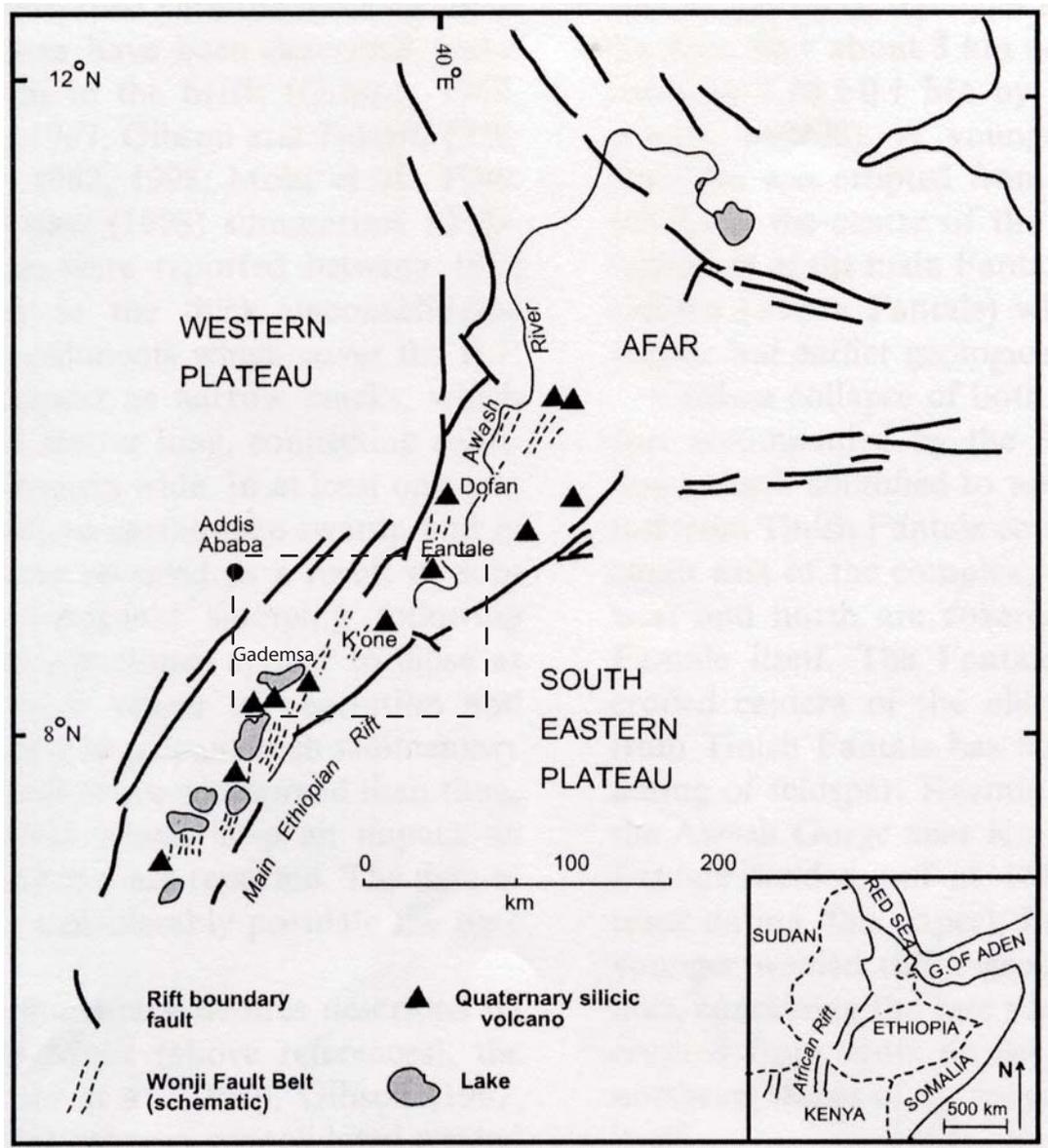


Fig. 2.1 Mappa strutturale del Main Ethiopian Rift e della depressione dell'Afar, riportante la posizione del Gademsa, del Fantale ed altri centri vulcanici quaternari (*Williams et al.*, 1986; *Adamson and Williams*, 1987). Le faglie della Wonji, arrangiate in "right-step", e i centri vulcanici associati occupano la zona assiale del rift. Il rettangolo tratteggiato mostra l'area investigata. L'insero riporta la posizione del rift etiopico nel Corno d'Africa.

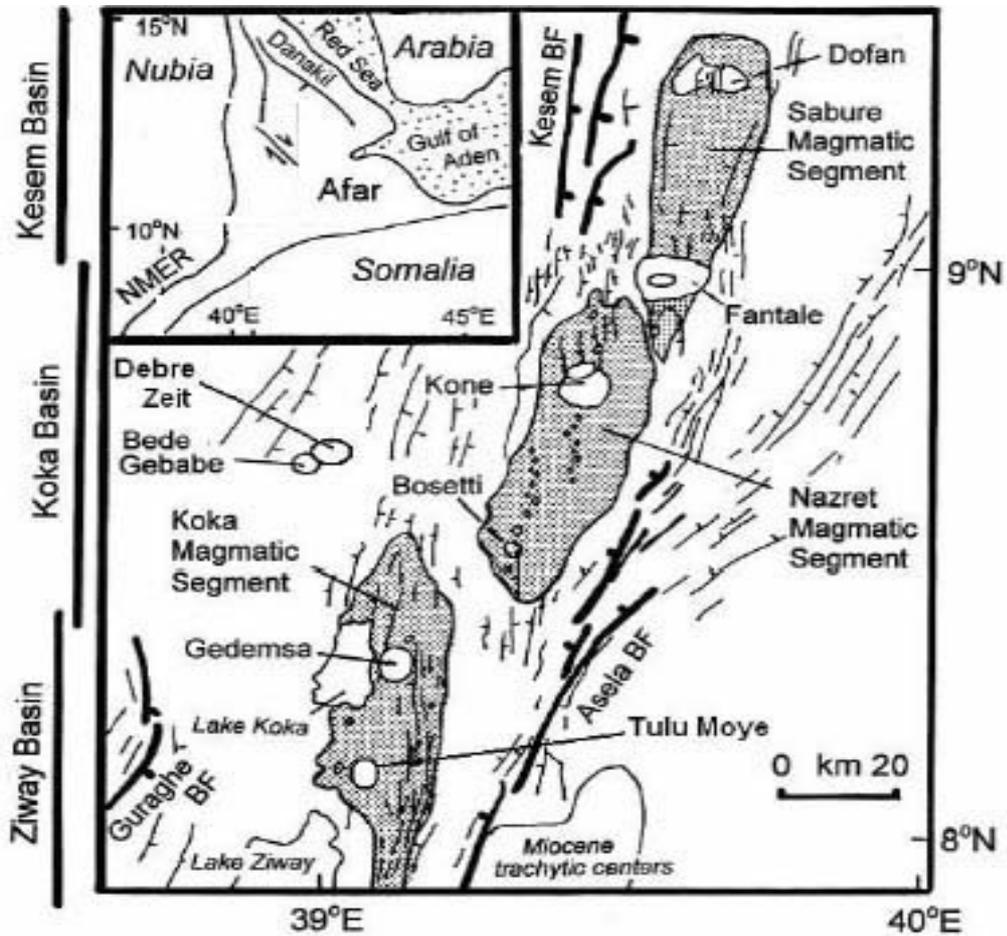


Fig. 2.2 I segmenti magmatici (ombreggiati) ed i centri eruttivi (ellissi) Quaternari relativi alle strutture Mioceniche del bordo del rift (BF) (Berhe and Kazmin, 1978; Boccaletti et al., 1999).

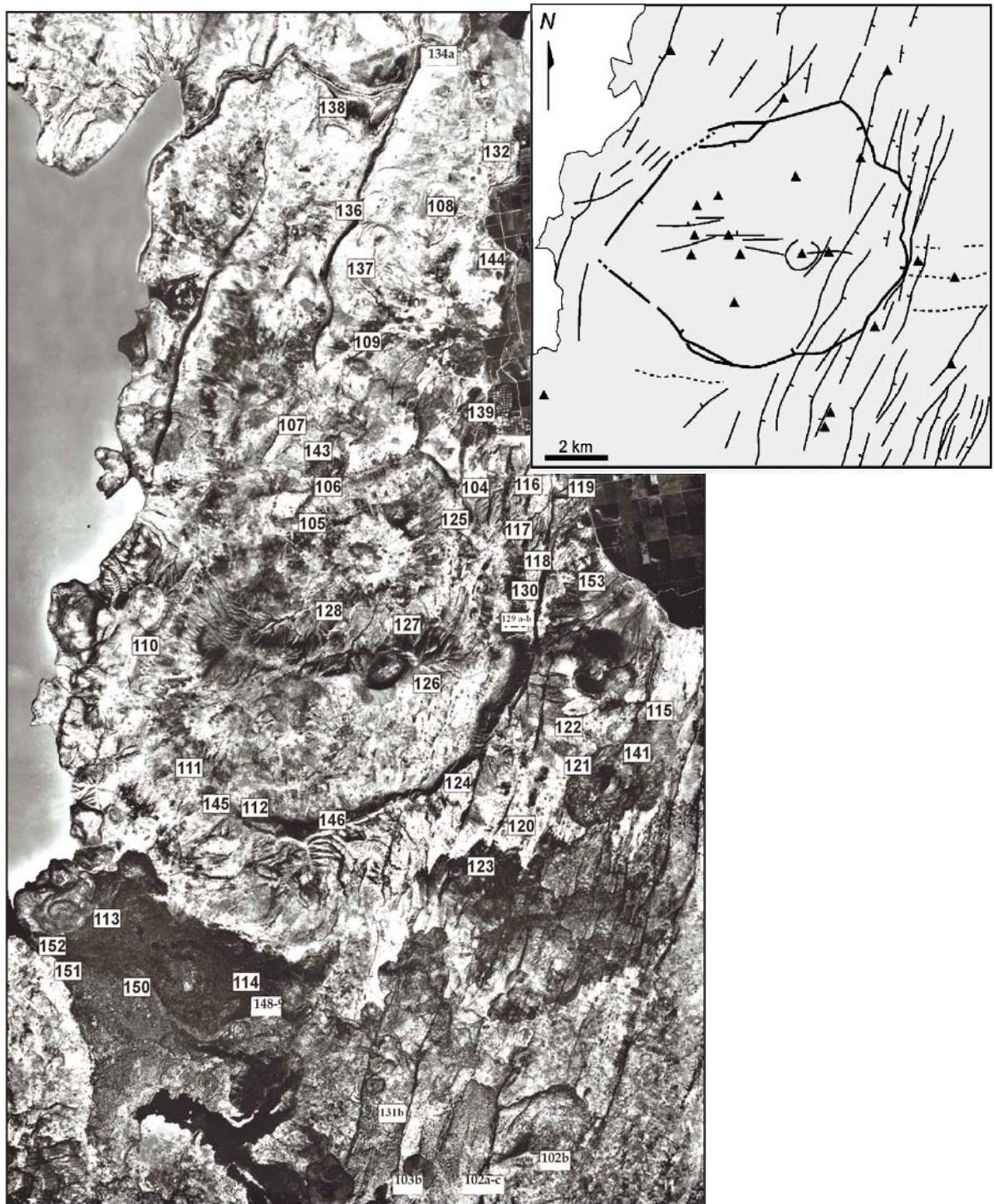


Fig. 2.3 Foto satellitare dell'area vulcanica del Gadamsa riportante la mappa dei siti campionati. Nell'inserto è mostrata la mappa strutturale della caldera, in cui si indicano le strutture principali ed i centri eruttivi (triangoli in nero) dell'attività post-caldera (Acocella et al., 2002).

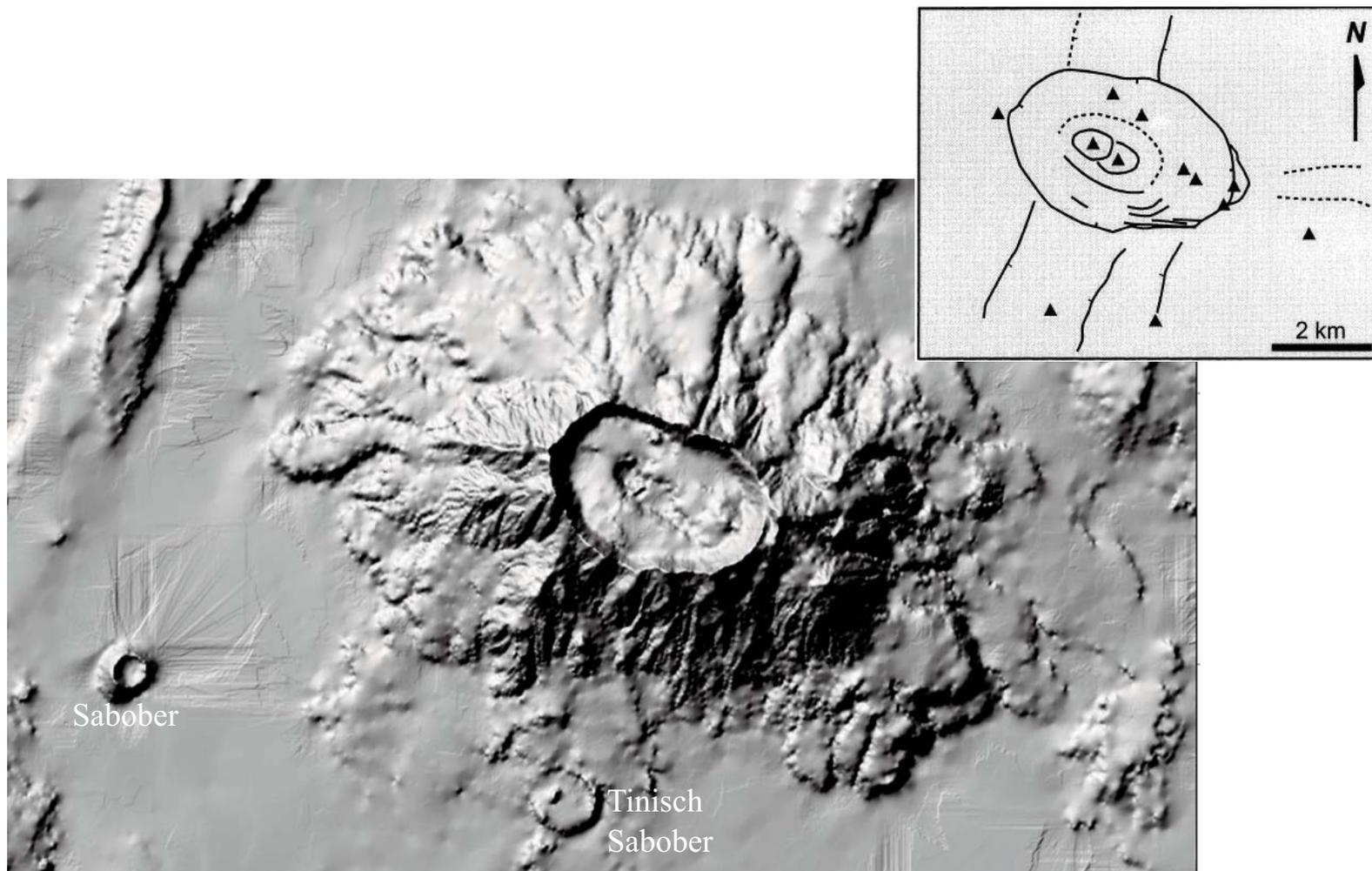


Fig. 2.4 Modello di elevazione digitale del vulcano Fantale. Nell'inserto è mostrata la mappa strutturale del vulcano, in cui si indicano le strutture principali ed i centri eruttivi (triangoli in nero) dell'attività post-caldera (Acocella et al., 2002).

Capitolo 3

Geochimica delle rocce di Gademsa e Fantale.

3.1 Preparazione campioni.

Gli studi geochimici sono stati focalizzati su lave, livelli piroclastici da caduta e da flusso, campionati sia al Gademsa che al Fantale. I campioni sono stati ridotti ad una granulometria di pochi millimetri ($< 15\text{mm}$), o manualmente, nel caso dei vetri, o tramite un frantoio. Il granulato così ottenuto è stato osservato al microscopio binoculare e selezionato manualmente al fine di eliminare i frammenti visivamente alterati. Successivamente, i campioni granulati sono stati lavati in una vasca ad ultrasuoni per rimuovere la polvere più fine e poi tenuti in acqua deionizzata, allo scopo di eliminare il cloruro di sodio, proveniente da sorgenti esterne, eventualmente adsorbito sulla superficie delle rocce. Per verificare l'eliminazione del cloruro di sodio, si sono aggiunte ad una aliquota dell'acqua, in cui i campioni sono stati immersi, poche gocce di acido nitrico e nitrato di argento; la mancata flocculazione di cloruro d'argento ha indicato l'assenza di cloro nell'acqua e quindi sulle superfici delle rocce. I campioni granulati sono stati asciugati in un forno a circa 90°C per ventiquattro ore. Dai granulati, utilizzando un mulino colloidale si sono ottenute le polveri, con granuli di dimensioni inferiori ai $50\ \mu\text{m}$. Inoltre, dai granulati delle sole rocce differenziate (trachiti e rioliti) è stata separata la frazione di granulometria compresa tra 40 e 80 mesh

tramite setacci; da questa frazione è stato separato il feldspato alcalino allo scopo di effettuare analisi isotopiche di Sr: dopo aver rimosso con un piccolo magnete i cristalli di ossidi di Fe e Ti altamente magnetici, è stato utilizzato un separatore magnetico isodinamico per ottenere un arricchito di minerali felsici, e poi si è effettuata una separazione manuale con un microscopio binoculare. I minerali separati sono stati ridotti in polvere con un mortaio di agata.

3.2 Petrografia.

I basalti e le hawaiiiti di Gademsa e Fantale hanno strutture variabili da debolmente ad altamente porfiriche (5-35% di fenocristalli). I fenocristalli sono plagioclasio > olivina > clinopirosseno augitico > \pm Ti-magnetite, immersi in una pasta di fondo microcristallina consistente di plagioclasio, olivina, clinopirosseno e Ti-magnetite.

Le trachiti e le comenditi, debolmente porfiriche (5-20% di fenocristalli), presentano fenocristalli di feldspato alcalino, clinopirosseno egirinaugitico, olivina fayalitica, ossidi di Fe e Ti e microfenocristalli di apatite; in alcuni casi l'apatite è inclusa in fenocristalli di feldspato e clinopirosseno.

Anche le pantelleriti presentano una struttura moderatamente porfirica (2-25% di fenocristalli) con fenocristalli di feldspato alcalino, clinopirosseno egirinaugitico, aenigmatite (cossirite), olivina fayalitica ed ossidi di Fe e Ti, immersi in una pasta di fondo microcristallina o vetrosa composta da alcalifeldspato, clinopirosseno, aenigmatite, quarzo e ossidi di Fe e Ti. Alcune rocce presentano, inoltre, fenocristalli di quarzo. L'aenigmatite compare come singolo cristallo, mentre si trovano aggregati di feldspato alcalino e clinopirosseno.

3.3 Tecniche analitiche.

Le analisi chimiche sui prodotti del Gademsa sono state eseguite al Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques, Cedex, Nancy (France). La composizione degli elementi maggiori è stata determinata utilizzando il metodo ICP-AES (*inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*), mentre i contenuti degli elementi in traccia sono stati ottenuti mediante l'ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*). La precisione nelle misure è dello 0.5% per gli elementi maggiori, e variabile negli intervalli 2-5% per contenuti di elementi in traccia tra 50-150 ppm, 2-10% per contenuti di elementi in traccia tra 10-50 ppm, e 5-25% per contenuti di elementi in traccia tra 0-5 ppm.

Le stesse tecniche analitiche sono state usate per le rocce del Fantale, analizzate all'Istituto per l'Ambiente Marino e Costiero del Consiglio Nazionale delle Ricerche (Napoli).

Analisi isotopiche sono state eseguite su rocce selezionate del Gademsa e del Fantale. Misure isotopiche di Sr sono state eseguite sia su rocce totali che su feldspati separati dalle rioliti; le misure isotopiche di Nd e Pb, invece, sono state eseguite solo su rocce totali.

Dopo aver dissolto la polvere delle rocce e dei minerali mediante attacchi con acidi Merck Suprapur (HF-HNO₃-HCl), lo Sr ed il Nd sono stati estratti mediante la tecnica di "cromatografia su colonna a scambio cationico". Le procedure sono state eseguite nel laboratorio di Chimica Fine presso l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)-Osservatorio Vesuviano di Napoli. La cromatografia su colonna consiste nell'isolare gli elementi di interesse, nella fattispecie Sr e REE dalla matrice del campione in soluzione, mediante l'uso di colonne a scambio cationico, e successivamente isolare il Nd dalle REE tramite colonne cromatografiche a fase inversa. Per la raccolta dello Sr è stato utilizzato come eluente acido cloridrico 2.5N,

per la raccolta delle REE HCl 6.3N, e per il Nd HCl 0.25N. I volumi degli eluenti per la raccolta sono stati stabiliti durante precedenti procedure di calibrazione.

La composizione isotopica dello stronzio è stata misurata anche su cristalli di feldspato, separati dalle rocce felsiche con basse concentrazioni di stronzio; tali rocce, infatti, sono particolarmente sensibili a processi di contaminazione post – eruttiva da parte dello Sr presente nelle acque superficiali. Per limitare ulteriormente tale effetto, sui minerali e sulle rocce totali è stata eseguita una procedura di “leaching”, consistente in lavaggi a caldo con HCl 6N e risciacqui con acqua distillata.

I rapporti isotopici di Sr e Nd sono stati misurati mediante spettrometria di massa a ionizzazione termica (TIMS), utilizzando lo spettrometro a sorgente solida multicollettore ThermoFinnigan TRITON TI, in dotazione all'INGV-Osservatorio Vesuviano di Napoli (v. Appendice 1). Ripetute analisi isotopiche degli standard internazionali di Sr e Nd, NIST SRM 987 e La Jolla, hanno fornito rispettivamente i valori 0.710255 ± 0.000014 ($2\sigma_m$, N=29) e 0.511841 ± 0.00001 ($2\sigma_m$, N=23). Il valore del bianco di laboratorio per lo Sr è di 500 pg.

La composizione isotopica del Pb è stata determinata presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse -CNR di Pisa. Circa 100 mg di roccia polverizzata sono stati attaccati chimicamente con 1 ml di HF e 0.5 ml di HNO₃. I campioni sono stati lasciati in questa soluzione su di una piastra calda (80-100 °C) per circa 7-10 giorni, quindi sono stati asciugati. Dopo aver aggiunto 0.5 ml di HNO₃ le soluzioni sono state asciugate di nuovo per eliminare ogni residuo di HF. Infine, i campioni sono stati dissolti con 2 ml di HCl (7N) e 1 ml di HBr (0.7N). La separazione del Pb dalla matrice della roccia è stata ottenuta utilizzando una procedura di separazione cromatografica a scambio ionico: come eluente sono stati utilizzati 1.5 ml di HCl 7N. Le misure isotopiche del Pb sono state eseguite mediante la tecnica TIMS, utilizzando uno spettrometro multicollettore a sorgente solida Finnigan MAT 262. Ripetute analisi dello standard

NIST SRM 981 sono state eseguite per la correzione dell'errore strumentale legato al frazionamento di massa. I rapporti isotopici del piombo sono stati corretti per il frazionamento strumentale con un fattore di 0.15% per unità di massa. La precisione esterna del NIST SRM 981 mostra che la riproducibilità delle analisi isotopiche del Pb è ± 0.0322 , ± 0.0107 , e ± 0.0092 per i rapporti $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ rispettivamente. Il valore del bianco, nel periodo delle nostre misure è stato di 610 pg.

3.4 Risultati.

3.4.1 Classificazione delle rocce.

Le analisi chimiche dei campioni sono riportate nelle tabelle 1 e 2.

Il diagramma di classificazione, somma degli alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ % in peso) contro SiO_2 % in peso (TAS, *Le Bas et al.*, 1986), è riportato in fig. 3.1: le rocce analizzate si classificano come basanite/tefrite, basalto, hawaiiite, benmoreite, trachite e riolite. Il campione nel campo basante/tefrite è un incluso nel basalto Fn-39a (Fantale). Nel dettaglio il diagramma mostra un gap composizionale tra le rocce mafiche e le felsiche: è stata trovata una sola roccia con contenuto di silice tra 51 e 65% in peso, quindi le rocce ignee del Gademsa e del Fantale hanno un carattere bimodale, presentando la caratteristica Daly Gap così com'è stato osservato su scala regionale lungo il rift Etiopico (*Deniel et al.*, 1994; *Barberio et al.*, 1999). In letteratura (es. *Deniel et al.*, 1994; *Barberio et al.*, 1999; *Chernet & Hart*, 1999) le rocce mafiche, sia quelle del rift sia quelle di altre aree vulcaniche dell'Etiopia, sono state descritte come tipicamente transizionali (basalti olivinici) con subordinati basalti alcalini. La proiezione dei basalti di Gademsa e di Fantale su un diagramma $R_1 - R_2$ (*De La Roche et al.*, 1980; fig. 3.2a), mostra chiaramente l'alcalinità omogenea di queste rocce e che la maggior parte delle rocce mafiche risultano essere basalti transizionali, con l'eccezione di una tefrite (Fantale), due basalti alcalini e due rocce che cadono nel

campo picritico. Tale variabilità limitata è messa in evidenza anche dal cambiamento corrispondente nelle composizioni normative CIPW, con iperstene fino ad oltre il 9% per i basalti transizionali e nefelina fino ad oltre il 2% per gli alcali-basalti. Si sottolinea che i due basalti ricadenti nel campo picritico in fig. 3.2a, non risultano essere vere picriti, in quanto mostrano un basso contenuto di MgO (circa 6-7 % in peso); tale anomalia è probabilmente legata ad un valore alto del parametro R_2 ($R_2 = 6 \cdot Ca + 2 \cdot Mg + Al$), dovuto alla concentrazione di CaO di queste rocce (12.5 % in peso), lievemente al di sopra dell'intervallo osservato per gli altri basalti (12-9.2 % in peso).

Le rocce felsiche risultano peralcaline (Indice Agpaitico = rapporto molare $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ maggiore di 1; Tabelle 1, 2) e, in accordo alla griglia Al_2O_3 contro FeO_t (MacDonald, 1974; fig. 3.2b), si classificano per la maggior parte come pantelleriti, ad eccezione di una trachite comenditica (appartenente al Fantale), e sette comenditi. Nel diagramma $R_1 - R_2$ (fig. 3.2a), le rocce felsiche ricadono, per la maggior parte, nei campi trachitico, quarzo-trachitico e riolitico-alcalino, con l'eccezione di una riodacite ed una quarzo-latite (entrambi appartenenti al Fantale) ed una latite (appartenente al Gademsa). Infine, alcune rioliti di Gademsa e la riodacite di Fantale hanno un I.A. <1; ciò probabilmente è dovuto ad un contenuto anormalmente basso di sodio.

Nel diagramma $R_1 - R_2$ si nota che, nel complesso, le rocce felsiche sembrano proseguire l'andamento evolutivo delle rocce mafiche.

3. 4.2 Variazione degli elementi maggiori ed in traccia.

I diagrammi di variazione degli elementi maggiori in funzione della silice (% in peso), utilizzata come indice di differenziazione, sono mostrati in fig. 3.3: con l'aumentare della silice è osservabile una continua diminuzione delle concentrazioni di MgO,

(Fe₂O₃)_{TOT}, TiO₂, CaO, Al₂O₃ ed un aumento della concentrazione di K₂O; il Na₂O aumenta gradualmente dai basalti alle trachiti, per poi diminuire nettamente nelle rocce più evolute; il P₂O₅ aumenta nei termini meno evoluti e diminuisce poi dalla benmoreite alle rioliti ed infine il MnO (non riportato) mostra un andamento non regolare, ma è sempre compreso tra i valori 0,09 e 0,39% in peso (tabelle 1 e 2.). I trend di variazione degli elementi maggiori delle rocce di Gademsa e Fantale sono molto simili a quelli di altri vulcani del rift Etiopico, come il Boina Centre (Afar; *Barberi et al*, 1975), l'Asela-Ziway e il Chilalo (*Trua et al*, 1999).

I diagrammi di variazione degli elementi in tracce, all'aumentare della silice, mostrano una diminuzione degli elementi compatibili quali Ni, Cr, Co e V (fig. 3.4), ed un aumento di quelli incompatibili quali Nb, Zr, Rb, REE (terre rare) (fig. 3.5). Il Ba ha un comportamento incompatibile (ossia aumenta) dai basalti alle trachiti, e diminuisce nettamente nelle rioliti peralcaline; questo elemento, inoltre, presenta valori eccezionalmente alti per due hawaiiiti (1200-1500 ppm, GDM 132 e GDM 144) e per la riodacite di Fantale (2031 ppm, Fn 11a); lo Sr varia tra 600 - 400 ppm in basalti ed hawaiiiti, e si riduce fortemente nelle rocce evolute.

I diagrammi di variazione elemento incompatibile contro elemento incompatibile (fig. 3.6) mostrano trend lineari positivi che passano per l'origine, suggerendo processi di cristallizzazione frazionata a sistema chiuso

Variazioni geochimiche nelle rocce mafiche.

I basalti e le hawaiiiti di Gademsa e di Fantale sono per lo più rocce evolute: solo due basalti, infatti, hanno una concentrazione di MgO compresa tra 8 e 9 % in peso (GdM 125 e GdM 139, tabella 1), e presentano le più alte concentrazioni di Ni (150-200 ppm) e Cr (fino 400 ppm) tra i basalti analizzati. D'altra parte, come riportato in tabella 1, queste due rocce non presentano il più basso contenuto di elementi in traccia

incompatibili, come ci si aspetta per le rocce meno evolute; inoltre, non mostrano, in sezione sottile, cumulati di olivina, che potrebbero giustificare l'alto contenuto di magnesio.

Le variazioni degli elementi maggiori (fig. 3.7) evidenziano, con la diminuzione del MgO (utilizzato come indice di differenziazione), un aumento nei contenuti di SiO₂, P₂O₅ (non mostrato), K₂O e Na₂O, ed una generale diminuzione di Al₂O₃ e CaO; TiO₂, e Fe₂O₃, invece, prima aumentano e poi diminuiscono. All'aumentare del grado di evoluzione dei basalti (diminuzione di MgO), gli elementi in traccia incompatibili delle rocce di Gademsa e di Fantale (fig. 3.8) definiscono, generalmente, dei trend di correlazione negativa, probabilmente legati a processi di cristallizzazione frazionata. Fanno eccezione i due basalti più ricchi di MgO, che mostrano un maggiore arricchimento in elementi incompatibili, a parità di contenuto di MgO, e che costituiscono un gruppo a parte insieme ai basalti di Gademsa riportati da *Peccerillo et al.* (2003) (fig. 3.8).

Gli andamenti delle terre rare normalizzate ai valori condritici (fig. 3.9), sono paralleli tra loro, e mostrano un maggiore frazionamento delle terre rare leggere rispetto a quelle pesanti, come risulta dai valori (La/Lu)_N compresi tra 6.83 e 8.01; questo potrebbe suggerire una derivazione da bassi gradi di fusione parziale di una sorgente di mantello peridotitico non impoverito. Si osservano, inoltre, anomalie positive di europio per i basalti ($Eu/Eu^* = 1.00-1.19$) e per le due hawaiiiti con alto bario ($Eu/Eu^* = 1.50-1.54$).

I diagrammi degli elementi in traccia normalizzati ai valori del Mantello Primitivo (PM) ("spiderdiagram", fig. 3.10) evidenziano, per i basalti, un andamento caratterizzato da una convessità verso l'alto, che è tipico dei basalti intraplacca, sia oceanici sia continentali. Gli spiderdiagram, infatti, evidenziano un generale arricchimento degli elementi in traccia rispetto al PM, ad eccezione di pochi elementi

(Cs, U e Y), leggermente meno arricchiti; sono presenti anche piccole anomalie di Hf. Caratteristiche simili, con arricchimenti di Ta e Pb ed impoverimenti di U, Hf e Y, sono osservate per le rocce hawaiiitiche di Gademsa.

Le variazioni chimiche osservate (elementi maggiori ed in tracce) si possono spiegare con processi di cristallizzazione frazionata delle fasi minerali osservate nelle rocce, e cioè olivina, clinopirosseno, plagioclasio ed ossidi di Fe e Ti.

Variazioni geochemiche nelle rocce felsiche.

Escludendo la benmoreite con 58% in peso di SiO₂, le rocce vulcaniche felsiche sono separate da quelle mafiche da un gap in silice di circa il 15% in peso, e sono caratterizzate da una continua crescita della SiO₂ da 62 (trachite) a 74% in peso (pantellerite). L'aumento di silice è accompagnato da una diminuzione di Al₂O₃, P₂O₅, CaO, MgO, TiO₂ e (Fe₂O₃)_{TOT}, e da un aumento di K₂O (fig. 3.3 e tabella 1, 2). Il Na₂O, invece, aumenta nell'intervallo di silice 62 - 68% in peso per poi diminuire. Inoltre, nell'intervallo di SiO₂ tra 67 e 75% in peso, alcune pantelleriti mostrano una diminuzione significativa di Na₂O (arrivando a valori di circa 0.2% in peso) rispetto alle altre rocce evolute (circa 3 - 7 % in peso).

Le variazioni degli elementi maggiori, qui osservati, testimoniano il frazionamento di clinopirosseno, alcalifeldspato, Ti-magnetite e/o aenigmatite e apatite.

Le rocce felsiche sono caratterizzate da un regolare e forte arricchimento di REE, Rb, Zr, Nb, Y e Th, mentre Ba, Sr, Co, Ni, Sc decrescono dalla trachite alla pantellerite, testimoniando il frazionamento di clinopirosseno e feldspato alcalino (fig. 3.5 e tabelle 1, 2). Un campione trachitico di Fantale ha valori anomali di V e Co, probabilmente dovuti a problemi analitici. Queste variazioni sono ben correlate con la peralcalinità delle rocce, poiché l'indice agpaitico aumenta con l'aumentare dei contenuti degli elementi in traccia incompatibili; alcune pantelleriti, nello stesso

intervallo di SiO₂, hanno concentrazioni più elevate degli elementi incompatibili (fig. 3.5 e 3.6), raggiungendo per esempio 2325 ppm di Zr, 300 ppm di La, 270 ppm di Rb etc., rispetto ad altre pantelleriti con simili contenuti di SiO₂.

Con il crescere del grado evolutivo da trachite a riolite, le caratteristiche principali degli andamenti delle REE (fig. 3.9), normalizzate ai valori condritici, risultano essere: (1) l'aumento della concentrazione delle REE, (2) il debole arricchimento delle REE leggere rispetto a quelle pesanti ((La/Lu)_N è compreso tra 7.13 e 8.55, paragonabile a quello delle rocce mafiche), (3) l'anomalia negativa di Eu per due trachiti (Eu/Eu* = 0.84-0.87), (4) lo sviluppo progressivo di anomalie negative di Eu nelle pantelleriti (Eu/Eu* = 0.4-0.6), legate al frazionamento di feldspato, (5) la forma a cucchiaio descritta dalle REE intermedie, legata probabilmente al frazionamento dell'apatite.

3.4.3 Commento alle anomalie di alcuni elementi.

Dalla fig. 3.7 si evince che uno tra i basalti più ricchi in MgO (8-9% in peso) il GdM 139 ha un contenuto anormalmente alto di K₂O%; dallo studio della sezione sottile di questa roccia è emerso che essa contiene piccoli minerali argillosi (alterati), i quali posso giustificare gli alti contenuti di potassio.

Come abbiamo visto, due hawaiiiti e due trachiti di Gademsa, e la riodacite di Fantale hanno una concentrazione di Ba che eccede i valori delle altre rocce; questo potrebbe suggerire la presenza di zeoliti e/o cumulati di feldspato. Lo studio delle sezioni sottili esclude la presenza di zeoliti in tali rocce. Considerando che le due rocce hawaiiitiche sono caratterizzate dal più alto contenuto di Al₂O₃ e CaO (tabella 1) rispetto alle altre hawaiiiti e da marcate anomalie positive di Eu (Eu/Eu* = 1.50 – 1.54), probabilmente gli alti contenuti di Ba sono dovuti alla presenza dei fenocristalli di plagioclasio, osservati in sezione sottile, assenti nelle altre rocce hawaiiitiche, composte

esclusivamente da pasta di fondo microcristallina. Anche *Peccerillo et al.* (2003) hanno suggerito che l'accumulo di plagioclasio o feldspato alcalino, con alti contenuti di BaO, può aver prodotto magmi ricchi di Ba. In accordo alle evidenze petrografiche e geochemiche riportate da questi autori, i quali considerano sia i dati delle rocce totali sia dei minerali, suggeriamo che le rocce di Gademsa e Fantale, con Ba eccessivamente alto, non rappresentino liquidi reali. Le loro composizioni, quindi, non saranno considerate nei modelli geochemici che discuteremo nei capitoli successivi.

La concentrazione di Na₂O nelle rocce più evolute varia tra circa 0.5 e 6.5% in peso: il trend generale mostra prima un aumento con la silice e poi una diminuzione, questo è probabilmente legato all'abbondante separazione di feldspato alcalino. Alcune pantelleriti di Gademsa sono caratterizzate da valori significativamente più bassi di sodio (< 2.48%) rispetto ad altre pantelleriti con simili concentrazioni di silice. D'altronde si osserva una correlazione negativa tra Na₂O e LOI (loss on ignition, fig. 3.11), parametro che tiene conto del contenuto di volatili: infatti, le rocce con basse concentrazioni di Na₂O hanno i più alti valori di LOI. Questo suggerisce che la perdita di sodio, oltre che dovuta al frazionamento del feldspato sodico, è stata accompagnata da una crescita in volatili, soprattutto acqua: probabilmente, alcune pantelleriti hanno risentito degli effetti di un processo deuterico (alterazione) post-eruttivo, interagendo con acque superficiali, che hanno idratato il vetro vulcanico e determinato la perdita di Na. L'assenza di correlazione, comunque, tra LOI e i contenuti degli elementi maggiori ed in traccia (diagrammi non riportati) indica che la trasformazione deuterica non ha modificato generalmente la concentrazione degli altri elementi maggiori ed in traccia. Lo stesso, però, non può dirsi per la concentrazione di stronzio: infatti, questo elemento è presente in bassissime concentrazioni e le rocce possono aver interagito con lo stronzio presente nelle acque superficiali. Questa

possibilità verrà investigata in seguito, quando si discuteranno i risultati delle analisi della composizione isotopica dello Sr.

In fig. 3.11, infine, si osservano, per alcune rocce (sia mafiche che felsiche), valori di LOI negativi; questi sono legati al processo di calcinazione utilizzato per la determinazione della concentrazione dei volatili. In base a questo processo, infatti, tutto il ferro della roccia (sia bivalente che trivalente) viene trasformato in trivalente, implicando un aumento del peso del campione. Se questo aumento in peso non è controbilanciato dalla perdita dei volatili, i valori del LOI risultano negativi.

3.5 Composizione isotopica di Sr, Nd e Pb.

I valori della composizione isotopica di stronzio, neodimio e piombo, misurati nelle rocce selezionate di Gademsa e di Fantale, sono riportati in tabella 3. Per tutti i rapporti isotopici è stata applicata la correzione per l'età. Per la correzione dei rapporti isotopici dello Sr sono stati utilizzati i rapporti Rb/Sr delle rocce totali e di alcuni feldspati separati dalle pantelleriti, e le età delle attività pre- e post- caldera di Gademsa (319000 e 265000 anni rispettivamente), riportate da *Peccerillo et al.* (2003). Allo stesso modo, per le rocce del Fantale, abbiamo eseguito la correzione dell'età sui rapporti isotopici di Sr misurati, utilizzando in questo caso l'età dell'attività calderica (168000 anni), riportata da *Williams et al.* (2004). Come mostrato in tabella 3, la correzione sui rapporti isotopici dello Sr è stata significativa solo per alcune rioliti pre-caldera del Gademsa. I valori isotopici di Nd e Pb corretti per l'età, invece, non variano di oltre 1 parte su 10^8 e 10^4 , rispettivamente, e quindi non sono riportati.

I rapporti isotopici di Sr misurati per l'intervallo composizionale basalto-riolite hanno valori compresi tra 0,703878 e 0,705513. In particolare, i basalti e le hawaiiiti sono caratterizzati da valori del rapporto $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{mis}}$ compresi tra 0,703878 e 0,704526,

mentre le trachiti e i feldspati separati dalle rioliti presentano valori compresi tra 0,703947 e 0,705513. Si nota che i rapporti isotopici di Sr da noi ottenuti per le rocce felsiche sono sensibilmente meno radiogenici rispetto ai valori isotopici riportati da *Peccerillo et al.* (2003) ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mis}}$: 0.704062 - 0.707188), per campioni delle stesse unità: questa differenza è probabilmente dovuta alla procedura di leaching utilizzata nel nostro studio. Tale procedura ha permesso di minimizzare gli effetti dell'alterazione, dovuta a processi di interazione post-eruttiva con fluidi superficiali, che possono aver modificato la composizione isotopica dello Sr di campioni con contenuti di Sr molto bassi (le pantelleriti), permettendo di ottenere rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più vicini ai valori originali. La tabella 4 mostra, per la comendite GdM 129a (Sr = 15.87 ppm) e la pantellerite GdM 104c (Sr = 23.39 ppm), gli effetti sul rapporto isotopico ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{mis} della procedura di leaching eseguita (consistente in 4 applicazioni successive di HCl, a caldo, e risciacqui con acqua distillata); i rapporti isotopici sono riportati in funzione del progressivo numero di applicazioni del leaching. Osserviamo come la differenza tra il rapporto isotopico della roccia non lisciviata e quello della stessa dopo quattro lisciviazioni sia pari a circa 1 sulla terza cifra decimale, e come, dopo quattro lisciviazioni eseguite, il rapporto isotopico rimanga costante entro gli errori. Notiamo, inoltre, come esista una significativa differenza isotopica tra le rocce liscivate ed il feldspato, quattro volte lisciviato, da essa separato. A causa, quindi, degli effetti di alterazione sopra menzionati, risulta indispensabile per le rocce più evolute considerare il rapporto isotopico dello Sr misurato nei minerali, in quanto le misure relative ai feldspati forniscono dati più realistici rispetto a quelli delle rocce totali.

In fig. 3.12 si riporta il diagramma di variazione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in funzione della silice (% in peso): si assume che il valore della composizione isotopica di Sr delle pantelleriti sia quello misurato sui feldspati separati. Questo diagramma rivela:

1) differenti valori di composizione isotopica dello Sr per le rocce mafiche, 2) che le benmoreite e le trachiti non mostrano forti variazioni della composizione isotopica rispetto alle rocce basaltiche, 3) la presenza di due gruppi, isotopicamente distinti, di rioliti peralcaline. Più in dettaglio, nello stesso intervallo di silice, alcuni basalti mostrano, rispetto agli altri, un aumento del rapporto isotopico. Dunque, si individuano due differenti trend di correlazione, all'aumentare del grado di evoluzione: un primo trend che comprende basalti con rapporto isotopico che si mantiene inferiore al valore 0.704, un secondo trend che comprende basalti con valori $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ che aumentano da 0.704 fino a circa 0.7046. L'aumento del rapporto isotopico di Sr osservato nei basalti suggerisce processi di assimilazione crostale (processo che avviene durante la risalita dei magmi verso la superficie o durante il ristagno in camere magmatiche) o mescolamento di due (o più) componenti di mantello geochimicamente distinte (processo più profondo legato alle sorgenti di mantello). In fig. 3.12 sono, inoltre, evidenti due gruppi di pantelleriti, di cui uno caratterizzato da rapporti isotopici simili a quelli dei basalti meno radiogenici (con un valore mediamente pari a 0.704), e l'altro caratterizzato da valori più alti, compresi tra 0.7050 e 0.7055. Ad eccezione di una pantellerite, le rocce del Fantale, invece, non mostrano una significativa variazione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dai basalti alle pantelleriti, suggerendo processi di cristallizzazione frazionata a sistema chiuso.

La fig. 3.13 riporta la composizione isotopica del Nd in funzione della composizione isotopica dello Sr. I basalti, le hawaiiiti, le trachiti ed alcune rioliti di Gademsa e Fantale descrivono un unico trend di correlazione negativa, caratterizzato da una variazione isotopica più ampia per il neodimio che per lo stronzio; la maggior parte delle rocce felsiche di Gademsa, invece, è caratterizzata da intervalli più ampi per i valori isotopici dello stronzio che per quelli del neodimio. Tutti i dati isotopici di Sr e

Nd, inoltre, ricadono nel campo descritto dai prodotti vulcanici mafici e felsici eruttati nella regione dell'Afar (es. *Vidal et al.*, 1991; *Deniel et al.*, 1994).

I rapporti isotopici $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, misurati in rocce selezionate di Gademsa e di Fantale, variano rispettivamente tra 18.066 e 18.955, 15.529 e 15.565, 38.320 e 38.851. I valori estremi di questi intervalli sono dati dai valori isotopici misurati su due basalti: il primo (GdM 121), più primitivo, è caratterizzato dai valori isotopici dello Sr e del Nd meno radiogenici, il secondo (GdM 102a), il più differenziato, mostra i valori dei rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ più evoluti. I prodotti vulcanici intermedi, le trachiti, le comenditi e le pantelleriti, possiedono una composizione isotopica del Pb che ricade nell'intervallo misurato nei basalti. Anche la variabilità dei rapporti isotopici del Pb può essere attribuita sia a processi di contaminazione crostale sia a eterogeneità di sorgente. Le caratteristiche isotopiche delle rocce di Gademsa e Fantale saranno discusse nel prossimo capitolo.

Tabella 1: Concentrazione degli elementi maggiori (% in peso) ed elementi in tracce (ppm) misurati nelle rocce di Gademsa.

<i>campione</i>	GDM102b	GDM102a	GDM102c	GDM119a	GDM121	GDM125	GDM131b
<i>classificazione</i>	bt	bt	bt	bt	bt	bt	bt
<i>attività</i>	post-caldera	post-caldera	post-caldera	pre-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera
SiO₂	46.92	49.10	47.14	46.58	46.18	48.92	47.67
TiO₂	2.21	2.88	2.74	2.10	2.21	1.91	2.45
Al₂O₃	16.42	17.32	17.96	20.60	17.39	15.31	18.44
Fe₂O₃	12.15	12.80	12.85	10.66	11.97	11.08	12.26
MnO	0.17	0.17	0.17	0.14	0.17	0.15	0.16
MgO	7.05	3.75	4.20	3.98	6.61	8.22	4.25
CaO	12.06	9.23	10.78	11.76	12.54	9.85	10.86
Na₂O	2.64	3.59	3.23	2.91	2.46	3.09	3.16
K₂O	0.61	1.14	0.78	0.61	0.49	1.17	0.85
P₂O₅	0.26	0.37	0.30	0.28	0.22	0.37	0.27
LOI	-0.61	-0.45	-0.29	0.22	-0.44	-0.17	-0.50
Total	99.88	99.90	99.86	99.84	99.80	99.90	99.87
A.I.	-	-	-	-	-	-	-
V	322	336	327	292	340	283	339
Cr	175	32	9.09	14.1	222	429	16
Co	48	36	37	38	50	49	40
Ni	93	23.7	13.9	23.9	79	151	23.6
Rb	7.4	21.7	15.4	8.4	7.3	24.2	17.8
Sr	461	526	521	590	463	412	487
Y	19.4	27.4	22.3	18.8	17.8	22.0	21.2
Zr	118	184	133	113	106	153	143
Nb	20.3	26.7	21.9	17.2	17.4	23.5	21.8
Ba	219	377	241	220	169	294	240
La	18.2	26.9	20.8	16.6	15.1	22.3	20.2
Ce	38.7	57.0	44.6	35.5	32.9	47.2	42.7
Pr	5.00	7.20	5.80	4.65	4.29	5.88	5.41
Nd	21.3	30.4	25.1	20.2	18.3	24.4	22.8
Sm	4.57	6.56	5.62	4.48	4.15	5.29	5.05
Eu	1.63	2.17	2.04	1.72	1.56	1.70	1.74
Gd	4.4	6.1	5.3	4.2	3.9	4.9	4.6
Tb	0.66	0.90	0.80	0.64	0.59	0.72	0.71
Dy	3.75	5.18	4.42	3.62	3.41	4.21	4.10
Ho	0.70	0.97	0.82	0.67	0.64	0.78	0.75
Er	1.86	2.61	2.18	1.80	1.71	2.08	2.03
Tm	0.26	0.37	0.30	0.25	0.24	0.29	0.29
Yb	1.69	2.40	1.93	1.62	1.51	1.89	1.85
Lu	0.24	0.36	0.29	0.24	0.22	0.29	0.29
Hf	3.00	4.59	3.45	2.79	2.66	3.62	3.53
Ta	1.58	2.10	1.84	1.36	1.39	1.80	1.71
Pb	1.72	5.63	2.31	1.62	1.68	3.69	2.31
Th	1.75	3.00	2.26	1.51	1.48	3.03	2.47
U	0.31	0.60	0.57	0.31	0.30	0.64	0.61

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM131c	GDM134a	GDM139	GDM141	GDM142	GDM148	GDM132
<i>classificazione</i>	ba	bt	bt	bt	ba	ba	h
<i>attività</i>	post-caldera	pre-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera
SiO₂	47.29	47.10	47.53	46.11	48.14	46.58	51.49
TiO₂	3.41	2.26	2.03	2.20	3.06	3.58	2.11
Al₂O₃	15.06	17.89	16.06	17.21	15.21	14.97	16.43
Fe₂O₃	15.58	12.32	11.79	12.11	14.49	15.83	11.44
MnO	0.23	0.17	0.17	0.16	0.20	0.22	0.22
MgO	4.91	5.77	8.67	6.74	5.32	5.16	4.78
CaO	9.93	10.46	10.63	12.47	9.46	9.84	7.85
Na₂O	3.60	3.14	2.36	2.53	3.31	3.49	4.11
K₂O	0.85	0.66	0.59	0.49	1.08	0.82	1.38
P₂O₅	0.40	0.27	0.41	0.21	0.40	0.38	0.60
LOI	-0.92	-0.17	-0.33	-0.36	-0.77	-1.01	-0.44
Total	100.34	99.87	99.91	99.87	99.90	99.86	99.97
A.I.	-	-	-	-	-	-	-
V	402	294	270	343	394	432	187
Cr	57	78	460	195	58	9.23	25
Co	46	46	54	48	46	49	27
Ni	42	50	199	62	40	15.5	26.1
Rb	15.3	11.9	12.4	8.4	18.9	17.0	19.3
Sr	508	532	442	461	478	506	438
Y	27.3	20.4	20.7	17.6	28.9	26.0	28.1
Zr	153	119	124	104	193	152	152
Nb	26.4	19.3	20.9	17.3	27.6	25.9	23.6
Ba	270	258	263	162	379	249	1599
La	23.9	19.6	19.3	14.9	27.4	22.3	28.1
Ce	52.0	38.9	41.1	32.0	58.0	48.4	61.4
Pr	6.80	5.13	5.35	4.23	7.52	6.37	8.08
Nd	29.3	21.6	22.6	18.0	31.3	27.1	34.9
Sm	6.60	4.58	4.97	4.12	6.83	6.18	7.41
Eu	2.39	1.68	1.75	1.52	2.27	2.20	3.63
Gd	6.2	4.3	4.6	3.9	6.4	5.9	6.8
Tb	0.94	0.65	0.69	0.60	0.96	0.87	0.99
Dy	5.31	3.69	3.92	3.37	5.42	4.99	5.45
Ho	0.98	0.70	0.73	0.63	1.04	0.93	1.00
Er	2.59	1.88	1.96	1.69	2.78	2.46	2.64
Tm	0.36	0.26	0.28	0.23	0.40	0.34	0.37
Yb	2.28	1.67	1.78	1.48	2.58	2.18	2.35
Lu	0.35	0.26	0.28	0.23	0.39	0.33	0.36
Hf	3.85	2.92	3.00	2.65	4.73	3.73	3.78
Ta	2.13	1.48	1.58	1.35	2.12	1.99	1.79
Pb	2.61	2.44	2.23	1.87	4.97	2.46	3.95
Th	2.40	1.66	1.94	1.48	2.90	2.28	2.31
U	0.59	0.44	0.46	0.36	0.55	0.57	0.52

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM144	GDM149	GDM150	GDM151	GDM152	GDM103b	GDM114
<i>classificazione</i>	h	h	h	h	h	h	h
<i>attività</i>	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera
SiO₂	50.81	50.55	50.44	50.44	50.55	48.28	50.56
TiO₂	2.30	3.23	3.21	3.22	3.20	3.55	3.20
Al₂O₃	16.34	15.23	15.32	15.36	15.36	14.97	15.36
Fe₂O₃	11.83	13.11	13.36	13.11	13.11	14.11	13.03
MnO	0.21	0.25	0.26	0.25	0.25	0.24	0.25
MgO	4.55	3.87	4.00	3.93	3.94	4.55	3.88
CaO	8.10	8.00	7.91	8.12	7.99	8.50	7.90
Na₂O	4.13	4.30	4.30	4.31	4.33	4.14	4.39
K₂O	1.23	1.20	1.25	1.25	1.24	1.04	1.21
P₂O₅	0.66	0.57	0.63	0.58	0.57	0.66	0.58
LOI	-0.19	-0.44	-0.75	-0.69	-0.65	-0.88	-0.50
Total	99.97	99.87	99.93	99.88	99.89	99.16	99.86
A.I.	-	-	-	-	-	-	-
V	233	198	206	203	208	255	189
Cr	82	< D.L	368	76	111	< D.L	< D.L
Co	28	25	27	26	26	29	24
Ni	53.75	< D.L	220	45.95	67.10	< D.L	< D.L
Rb	15.8	26.6	26.1	28.2	26.9	19.2	23.7
Sr	481	549	555	567	554	557	538
Y	29.5	35.7	36.5	36.9	36.5	32.1	35.4
Zr	155	210	216	219	216	180	208
Nb	25.0	35.2	35.7	36.4	35.8	31.8	34.5
Ba	1252	347	352	363	354	340	351
La	29.4	32.7	33.0	34.1	33.1	30.7	32.7
Ce	63.8	71.0	71.6	74.2	71.9	67.1	70.9
Pr	8.48	9.25	9.28	9.67	9.33	8.78	9.21
Nd	36.7	39.3	39.9	41.1	39.5	37.7	39.3
Sm	7.73	8.87	8.79	9.10	8.79	8.32	8.73
Eu	3.72	3.07	3.07	3.15	3.07	3.14	3.06
Gd	7.2	8.2	8.4	8.7	8.4	7.9	8.2
Tb	1.03	1.22	1.22	1.27	1.24	1.15	1.23
Dy	5.74	6.86	6.95	7.20	6.95	6.32	6.86
Ho	1.06	1.29	1.29	1.35	1.31	1.16	1.29
Er	2.76	3.43	3.50	3.59	3.48	3.05	3.44
Tm	0.38	0.47	0.48	0.49	0.48	0.41	0.47
Yb	2.45	3.01	3.06	3.17	3.09	2.65	3.06
Lu	0.38	0.46	0.46	0.49	0.47	0.39	0.45
Hf	3.83	5.14	5.10	5.30	5.17	4.48	5.10
Ta	1.84	2.74	2.77	2.85	2.80	2.58	2.77
Pb	4.08	3.81	3.79	4.04	3.83	2.74	3.66
Th	2.33	3.37	3.38	3.52	3.45	3.01	3.37
U	0.42	0.87	0.86	0.87	0.88	0.68	0.89

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM129b	GDM115	GDM 136	GDM 138	GDM 104d1	GDM119b	GDM129a
<i>classificazione</i>	be	t	t	t	t	p	c
<i>attività</i>	post-caldera	post-caldera	pre-caldera	post-caldera	pre-caldera	pre-caldera	post-caldera
SiO₂	58.00	61.58	67.21	64.60	64.93	73.77	74.03
TiO₂	1.65	1.04	0.55	0.62	0.56	0.30	0.18
Al₂O₃	15.75	15.43	14.71	15.12	13.17	9.79	12.38
Fe₂O₃	9.63	8.21	5.61	5.60	7.39	6.02	3.28
MnO	0.29	0.29	0.21	0.19	0.38	0.19	0.09
MgO	1.94	1.07	0.34	0.63	0.00	0.00	0.00
CaO	4.58	3.17	1.65	2.32	1.34	0.00	0.00
Na₂O	5.46	6.12	5.58	5.27	5.15	1.15	5.20
K₂O	2.11	2.76	3.95	3.93	5.00	4.54	4.33
P₂O₅	0.60	0.39	0.14	0.16	0.07	0.09	0.04
LOI	-0.09	-0.12	0.02	1.52	1.70	6.25	0.32
Total	99.92	99.94	99.97	99.96	99.69	99.71	99.85
A.I.		0.85	0.91	0.85	1.05	1.25	1.07
V	23.95	12.04	3.79	4.35	< D.L	8.78	< D.L
Cr	< D.L	< D.L	4.21	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L
Co	2.93	1.93	0.79	1.05	0.21	< D.L	< D.L
Ni	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L
Rb	48	62	79	68	57	132	130
Sr	507	336	137	158	5.0	6.5	15.9
Y	50.6	57.8	53.3	51.6	39.9	108	69
Zr	413	504	483	481	304	797	725
Nb	58	71	68	64	49	117	116
Ba	667	779	1192	1163	517	21.77	283
La	58	67	59	60	41	112	101
Ce	119	137	123	117	85	217	196
Pr	15.3	16.6	14.4	14.2	10.2	25.6	22.2
Nd	63	65	55	54	41	96	81
Sm	12.93	13.21	11.00	10.85	8.48	19.23	16.28
Eu	4.39	4.00	3.13	2.94	2.26	2.58	2.40
Gd	11.5	11.6	9.7	9.4	7.7	17.6	15.4
Tb	1.74	1.82	1.60	1.56	1.21	2.92	2.56
Dy	9.89	10.57	9.54	9.26	7.00	17.83	14.83
Ho	1.82	2.00	1.87	1.81	1.37	3.53	2.72
Er	4.90	5.65	5.28	5.18	3.91	10.09	7.48
Tm	0.69	0.81	0.81	0.78	0.59	1.48	1.14
Yb	4.51	5.43	5.58	5.33	4.02	9.67	7.96
Lu	0.69	0.82	0.85	0.82	0.66	1.45	1.23
Hf	9.32	11.85	11.80	11.78	7.18	20.88	18.22
Ta	4.38	5.58	5.07	4.88	3.43	9.08	8.63
Pb	7.70	10.15	10.71	10.97	7.09	22.31	15.82
Th	6.40	8.56	9.94	10.19	6.05	17.03	19.80
U	1.40	1.17	1.63	2.12	1.45	2.95	5.45

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM 103a	GDM 104a	GDM 104b	GDM 104c	GDM 110a	GDM 110b	GDM 110c
<i>classificazione</i>	c	p	p	p	p	p	p
<i>attività</i>	post-caldera	pre-caldera	syn-caldera	syn-caldera	syn-caldera	syn-caldera	syn-caldera
SiO₂	69.35	72.86	69.68	70.92	70.16	66.96	69.41
TiO₂	0.34	0.31	0.30	0.30	0.37	0.30	0.30
Al₂O₃	14.50	9.33	9.63	9.47	8.71	10.71	10.44
Fe₂O₃	3.90	6.48	6.05	5.87	7.68	6.35	6.23
MnO	0.14	0.20	0.18	0.18	0.28	0.17	0.17
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00
CaO	0.81	0.30	0.45	0.71	0.52	0.50	0.35
Na₂O	5.94	5.70	1.44	1.87	1.59	0.59	1.04
K₂O	4.38	4.33	4.89	5.24	4.67	5.81	5.62
P₂O₅	0.06	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
LOI	0.28	0.22	7.05	5.08	5.71	8.17	6.21
Total	99.70	99.77	99.71	99.67	99.69	99.85	99.77
A.I.	1.00	1.51	0.80	0.92	0.88	0.68	0.75
V	< D.L						
Cr	< D.L						
Co	0.42	< D.L	0.33	0.29	< D.L	0.36	< D.L
Ni	< D.L						
Rb	106	130	136	135	129	152	151
Sr	28.2	3.0	13.8	23.4	8.5	15.1	11.1
Y	57	96	94	93	91	84	89
Zr	676	865	910	870	786	945	925
Nb	78	113	114	112	108	109	110
Ba	764	29.0	26.2	24.1	56	53	55
La	78	104	104	101	97	96	102
Ce	155	212	212	205	198	206	199
Pr	17.4	24.8	24.9	23.8	23.3	22.1	22.7
Nd	63	94	93	89	88	81	83
Sm	11.91	19.07	19.03	18.49	18.17	16.14	16.69
Eu	2.12	2.63	2.47	2.39	3.50	2.24	2.34
Gd	10.1	17.2	16.6	16.2	16.6	14.5	15.1
Tb	1.68	2.84	2.82	2.72	2.74	2.41	2.55
Dy	9.98	16.93	16.77	16.09	16.21	14.58	15.37
Ho	1.99	3.35	3.31	3.18	3.22	2.95	3.09
Er	5.85	9.56	9.47	9.08	9.09	8.40	8.88
Tm	0.90	1.44	1.43	1.36	1.35	1.26	1.32
Yb	6.15	9.55	9.42	9.08	8.91	8.52	8.94
Lu	0.96	1.46	1.43	1.38	1.36	1.29	1.35
Hf	16.05	20.27	21.96	20.12	18.43	22.29	21.10
Ta	6.26	8.62	9.21	8.60	8.22	8.91	8.46
Pb	13.10	19.80	20.02	19.11	18.04	20.05	19.26
Th	14.75	17.04	17.92	16.44	15.67	19.08	18.18
U	3.54	4.16	4.06	3.88	3.65	4.15	4.31

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM 110d	GDM 110e	GDM 124a	GDM 124b	GDM 124c	GDM 124d	GDM 124e
<i>classificazione</i>	p						
<i>attività</i>	syn-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera
SiO₂	71.39	70.10	71.59	72.55	70.54	72.38	66.61
TiO₂	0.22	0.20	0.24	0.34	0.23	0.33	0.39
Al₂O₃	9.11	9.03	8.83	8.78	8.63	8.78	10.47
Fe₂O₃	6.55	6.67	6.53	7.35	6.40	7.38	7.43
MnO	0.20	0.19	0.19	0.26	0.18	0.27	0.22
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.00	0.34
CaO	0.37	0.75	0.33	0.31	0.51	0.28	0.50
Na₂O	2.48	2.15	4.10	5.99	3.94	5.99	4.28
K₂O	5.36	5.37	5.03	4.29	5.26	4.33	5.31
P₂O₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
LOI	4.29	5.20	2.93	-0.07	3.92	0.01	4.30
Total	99.97	99.66	99.77	99.80	99.89	99.75	99.85
A.I.	1.08	1.04	1.38	1.65	1.41	1.66	1.22
V	< D.L						
Cr	< D.L						
Co	0.31	0.24	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	0.23
Ni	< D.L						
Rb	161	178	174	127	175	125	126
Sr	9.7	11.4	7.4	2.6	36.0	0.0	53.1
Y	116	121	143	97	121	97	76
Zr	1049	1103	1157	846	1119	831	760
Nb	123	132	150	117	146	115	97
Ba	91	84	27.6	37.1	23.9	35.0	79
La	126	132	148	103	131	103	86
Ce	252	265	272	207	265	207	178
Pr	30.0	31.0	34.7	24.2	30.6	24.2	20.3
Nd	114	117	131	91	114	91	75
Sm	23.21	23.51	27.24	18.69	23.08	18.96	15.19
Eu	3.41	3.44	3.58	3.15	2.96	3.23	2.43
Gd	20.9	21.6	24.7	17.2	21.0	17.2	13.7
Tb	3.41	3.49	4.08	2.81	3.51	2.82	2.26
Dy	20.53	21.09	24.60	16.93	21.20	17.04	13.66
Ho	4.05	4.14	4.83	3.32	4.17	3.34	2.68
Er	11.59	11.80	13.80	9.48	11.92	9.48	7.63
Tm	1.69	1.72	2.02	1.41	1.78	1.41	1.14
Yb	11.47	11.46	13.40	9.36	11.95	9.46	7.78
Lu	1.71	1.74	2.02	1.42	1.82	1.45	1.22
Hf	24.33	24.87	26.00	19.11	25.88	19.17	17.56
Ta	9.27	9.52	10.99	8.52	11.02	8.53	7.34
Pb	25.21	26.21	26.50	18.67	25.73	18.95	16.18
Th	19.78	20.52	23.48	16.03	22.34	16.17	14.50
U	4.25	4.50	5.51	3.84	5.40	3.82	3.34

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM 145a	GDM 127a	GDM 127b	GDM 127v	GDM 128	GDM 143	GDM 145b
<i>classificazione</i>	p	p	p	p	p	p	p
<i>attività</i>	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera	post-caldera
SiO₂	68.00	72.14	68.84	72.55	70.63	67.91	67.35
TiO₂	0.33	0.16	0.16	0.27	0.15	0.34	0.34
Al₂O₃	8.74	8.05	7.40	10.73	6.61	9.00	10.97
Fe₂O₃	7.56	7.98	7.96	5.21	8.96	7.38	6.19
MnO	0.25	0.26	0.26	0.17	0.37	0.26	0.19
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.54	0.27	1.74	0.29	0.20	1.46	0.43
Na₂O	1.46	6.62	1.44	5.72	8.96	3.72	1.98
K₂O	4.48	4.15	5.21	4.45	3.94	5.01	5.84
P₂O₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
LOI	8.31	0.22	6.81	0.36	0.12	4.56	6.43
Total	99.67	99.85	99.82	99.75	99.97	99.64	99.72
A.I.	0.83	1.91	1.08	1.33	2.88	1.28	0.87
V	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	2.01	1.70
Cr	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L
Co	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	0.21	< D.L	0.21
Ni	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L	< D.L
Rb	205	246	143	277	108	133	126
Sr	17.4	3.8	19.0	0.0	14.8	10.3	24.1
Y	87	169	195	92	271	89	73
Zr	798	1529	1686	917	2325	774	708
Nb	107	184	202	111	305	105	89
Ba	34.1	92	92	59	134	35.9	94
La	93	188	210	106	287	94	83
Ce	192	378	412	212	580	197	167
Pr	22.6	44.0	48.6	24.3	67.8	22.8	19.1
Nd	86	166	182	89	258	87	70
Sm	17.68	34.03	37.14	17.98	53.55	17.92	14.07
Eu	2.97	5.04	5.57	2.58	9.08	3.00	2.09
Gd	15.8	30.3	33.8	16.1	49.3	16.3	12.6
Tb	2.60	4.92	5.55	2.64	8.08	2.68	2.10
Dy	15.61	29.79	33.26	15.97	49.28	16.04	12.74
Ho	3.08	5.74	6.47	3.13	9.38	3.17	2.57
Er	8.73	16.73	18.49	9.08	26.32	9.01	7.34
Tm	1.32	2.47	2.77	1.37	3.89	1.37	1.12
Yb	8.73	16.45	18.25	9.32	25.19	9.03	7.67
Lu	1.33	2.50	2.78	1.41	3.75	1.37	1.17
Hf	19.78	35.44	38.27	21.43	53.63	18.82	17.66
Ta	8.36	13.64	14.75	8.38	22.64	8.22	7.05
Pb	16.27	37.87	40.86	21.16	55.45	16.46	14.99
Th	16.37	28.59	30.58	19.03	43.71	15.84	15.88
U	3.77	6.36	7.06	4.50	10.26	3.61	3.73

Tabella 1 (segue)

<i>campione</i>	GDM 145c	GDM 146a	GDM 146b pmc	GDM 146b vt	GDM 146d vt	GDM 153
<i>classificazione</i>	p	p	p	p	p	c
<i>attività</i>	<i>post-caldera</i>	<i>pre-caldera</i>	<i>syn-caldera</i>	<i>syn-caldera</i>	<i>post-caldera</i>	<i>post-caldera</i>
SiO₂	66.88	73.29	70.25	73.06	73.27	71.99
TiO₂	0.39	0.23	0.23	0.24	0.23	0.28
Al₂O₃	11.83	8.97	8.67	8.94	8.97	11.36
Fe₂O₃	6.42	6.69	6.47	6.69	6.64	5.15
MnO	0.21	0.19	0.19	0.20	0.19	0.17
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.58	0.27	1.19	0.23	0.19	0.34
Na₂O	1.17	5.82	4.58	5.86	5.83	5.75
K₂O	6.53	4.26	4.75	4.33	4.31	4.64
P₂O₅	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00
LOI	5.67	0.04	3.34	0.19	0.16	0.11
Total	99.72	99.79	99.67	99.77	99.79	99.79
A.I.	0.76	1.58	1.46	1.60	1.59	1.27
V	1.55	< D.L.	1.61	< D.L.	< D.L.	< D.L.
Cr	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.
Co	0.22	< D.L.	0.21	< D.L.	< D.L.	< D.L.
Ni	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.
Rb	121	162	165	160	160	119
Sr	12.8	2.2	16.2	0.0	1.6	0.0
Y	68	120	126	119	118	79
Zr	667	1087	1097	1083	1074	780
Nb	85	142	142	140	141	94
Ba	226	25.3	24.1	22.3	22.7	91.2
La	78	131	133	129	129	90
Ce	158	267	269	265	265	182
Pr	18.1	31.1	31.4	30.6	30.7	21.2
Nd	67	115	119	115	115	79
Sm	13.57	23.62	24.26	23.27	23.45	15.91
Eu	2.16	2.97	3.11	2.98	2.97	2.32
Gd	11.8	20.8	21.8	20.7	20.7	14.1
Tb	2.00	3.51	3.65	3.49	3.49	2.34
Dy	12.02	21.20	21.92	21.17	21.30	14.26
Ho	2.42	4.25	4.39	4.22	4.20	2.78
Er	6.81	12.00	12.32	11.90	11.81	7.95
Tm	1.05	1.83	1.88	1.82	1.81	1.23
Yb	7.08	12.11	12.47	12.08	12.00	8.18
Lu	1.08	1.82	1.89	1.81	1.79	1.22
Hf	16.50	26.56	27.05	26.72	26.69	18.77
Ta	6.60	11.04	11.07	10.89	10.87	7.28
Pb	13.88	23.83	24.08	23.63	23.53	15.97
Th	14.75	22.88	23.17	22.96	22.70	16.57
U	3.45	5.42	5.44	5.46	5.41	3.93

LOI: loss on ignition; < D.L., al di sotto del limite di rilevabilità; A.I., indice agpaítico; bt, basalto transizionale; ba, basalto alcalino h, hawaiiite; be, benmoreite; t, trachite; p, pantellerite, c, comendite. I periodi di attività sono stati assegnati mediante relazioni stratigrafiche e le età riportate da *Peccerillo et al.* (2003) per le attività pre- e post-caldera.

Tabella 2: Concentrazione degli elementi maggiori (% in peso) ed elementi in tracce (ppm) misurati nelle rocce di Fantale.

<i>campione</i>	FN 39 a blob	FN 39 a	FN 15 b	FN 11b	FN 03 c	FN 31 a
<i>classificazione</i>	te	bt	bt	t	c	te
<i>attività</i>		post-caldera	post-caldera	post-caldera	pre-caldera	pre-caldera
SiO₂	43.13	47.66	48.51	63.97	66.33	65.23
TiO₂	4.35	4.14	4.03	1.03	0.47	0.48
Al₂O₃	13.85	14.36	13.62	12.45	14.37	14.71
Fe₂O₃	16.59	15.26	15.38	7.76	6.14	5.21
MnO	0.32	0.30	0.29	0.24	0.27	0.24
MgO	5.19	5.04	4.90	0.99	0.03	0.21
CaO	9.71	9.04	8.92	3.71	1.26	1.00
Na₂O	4.98	4.07	3.83	5.47	7.42	7.29
K₂O	0.99	0.87	0.81	2.73	3.57	3.58
P₂O₅	1.21	1.12	1.09	0.32	0.02	0.05
PF	0.01	0.02	-0.77	0.13	-0.01	0.01
Total	100.32	101.84	101.39	98.65	99.86	98.01
A.I.	-	-	-	0.96	1.12	1.08
V	290	210	289	62	6.40	6.64
Cr	6.04	12.03	4.30	4.66	4.92	5.02
Co	33	21	31	6.84	1.88	2.14
Ni	6.51	2.84	5.37	4.78	5.43	5.73
Rb	17.1	12.2	14.4	101	66	68
Sr	463	417	474	249	80	57
Y	29.5	28.3	27.4	82	57	39
Zr	140	161	165	946	624	528
Nb	28.3	28.5	28.2	134	91	68
Ba	517	531	488	315	1079	1209
La	27.1	26.4	26.8	101	77	53
Ce	64.8	65.9	63.2	199	132	109
Nd	36.9	35.8	35.7	76.4	61.1	45.4
Sm	8.43	8.67	7.79	16.65	12.96	9.50
Eu	3.4	3.5	3.2	4.3	3.5	2.5
Gd	8.8	8.4	8.2	18.4	14.2	10.3
Dy	7.03	7.18	6.47	17.75	12.72	8.79
Er	3.86	3.76	3.49	11.12	7.92	5.60
Yb	3.23	3.27	2.94	11.20	8.24	6.11
Lu	0.26	0.35	0.20	1.23	0.92	0.63
Hf	5.18	5.88	4.83	25.44	19.20	16.56
Ta	5.77	8.18	5.37	26.18	17.15	13.02
Pb	6.64	2.10	2.90	14.96	12.94	11.48
Th	2.33	2.84	2.11	15.00	10.84	9.66
U	0.53	0.52	0.44	3.84	2.60	1.49

Tabella 2 (segue)

<i>campione</i>	FN 22 a	FN 33 a	FN 09 c	FN 30 b	FN-03d ign.	FN 03 d vetro	FN 06 a
<i>classificazione</i>	c	p	p	p	p	p	p
<i>attività</i>	pre-caldera	pre-caldera	pre-caldera	pre-caldera	syn-csldera	syn-csldera	pre-caldera
SiO₂	68.40	67.29	67.72	67.03	70.87	70.61	71.14
TiO₂	0.55	0.44	0.78	0.58	0.37	0.37	0.44
Al₂O₃	13.66	13.82	8.27	10.63	8.00	8.03	7.64
Fe₂O₃	6.12	5.57	11.20	8.55	8.74	8.67	8.53
MnO	0.28	0.24	0.41	0.34	0.33	0.32	0.34
MgO	0.07	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	1.09	0.91	0.58	0.54	0.32	0.27	0.27
Na₂O	6.42	7.04	7.10	7.92	7.33	7.10	6.35
K₂O	3.23	3.61	3.69	3.76	3.76	3.87	3.70
P₂O₅	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
PF	0.19	0.01	0.06	0.05	-0.01	0.05	0.06
Total	99.85	98.97	99.77	99.38	99.73	99.25	98.42
A.I.	1.03	1.12	1.90	1.61	2.02	1.98	1.89
V	5.46	6.62	4.56	5.34	5.60	4.91	4.91
Cr	4.62	4.92	5.10	5.07	4.69	4.74	4.33
Co	2.65	1.92	1.72	1.89	1.82	1.80	1.77
Ni	4.91	8.28	4.16	5.30	5.12	4.31	6.36
Rb	68	73	60	87	119	120	106
Sr	83	43	17.3	34.3	20.8	21.7	26.3
Y	60	59	63	75	97	96	84
Zr	571	688	449	722	1085	1095	965
Nb	90	100	76	108	142	138	136
Ba	1037	787	680	955	495	463	724
La	72	73	71	89	117	114	76
Ce	138	144	145	172	211	213	168
Nd	58.7	60.5	71.1	75.9	96.9	94.3	87.2
Sm	12.30	13.11	15.30	16.85	21.40	20.93	16.74
Eu	3.5	3.0	4.7	4.3	5.3	5.1	4.5
Gd	13.2	14.1	16.8	18.4	24.3	22.2	18.4
Dy	12.37	13.31	14.22	16.87	21.48	21.78	18.35
Er	8.04	8.50	8.46	10.45	14.01	13.65	12.11
Yb	7.88	9.06	8.60	10.66	14.28	13.86	12.12
Lu	0.88	1.02	0.96	1.20	1.68	1.62	1.33
Hf	17.32	21.05	14.41	22.41	30.96	29.96	26.73
Ta	17.06	20.46	14.46	21.92	28.86	28.30	26.12
Pb	13.97	15.00	9.13	14.63	19.84	19.98	18.89
Th	10.17	12.72	7.79	13.03	18.11	19.00	16.50
U	2.53	0.94	2.03	3.49	4.88	4.89	4.39

Tabella 2 (*segue*)

<i>campione</i>	FN 08 b	FN 11 a	FN 14	FN 17 a	FN 17 b	FN 21 a1	FN 21 b1
<i>classificazione</i>	c	p	p	c	p	p	p
<i>attività</i>	pre-caldera	pre-caldera	post-caldera	pre-caldera	pre-caldera	pre-caldera	pre-caldera
SiO₂	69.26	70.20	69.95	68.87	69.78	69.90	72.28
TiO₂	0.44	0.83	0.34	0.40	0.56	0.54	0.41
Al₂O₃	12.01	13.70	8.18	12.93	10.10	9.34	8.01
Fe₂O₃	5.73	3.35	6.85	5.73	8.19	8.52	8.45
MnO	0.25	0.51	0.25	0.23	0.33	0.33	0.34
MgO	0.01	0.14	0.00	0.07	0.02	0.01	0.03
CaO	1.04	3.42	0.19	0.85	0.53	0.48	0.30
Na₂O	6.25	5.98	5.45	5.84	6.65	6.59	6.18
K₂O	3.41	0.71	3.77	3.76	3.59	3.96	3.82
P₂O₅	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
PF	0.23	-0.22	3.72	0.92	0.16	-0.23	-0.27
Total	98.42	98.88	94.98	98.68	99.76	99.68	99.82
A.I.	1.16	0.77	1.60	1.06	1.47	1.62	1.79
V	5.82	5.26	5.15	7.49	5.52	5.26	5.53
Cr	4.10	4.28	4.14	3.72	4.11	5.46	5.57
Co	1.91	2.16	1.91	2.74	2.04	1.77	1.80
Ni	4.65	4.90	5.44	4.59	4.15	4.42	3.83
Rb	72	37	127	65	86	106	116
Sr	48.8	193	12.3	42.3	21.3	20.9	31.4
Y	52	43	106	74	79	87	96
Zr	672	339	1217	742	759	896	943
Nb	103	62	160	104	116	124	134
Ba	994	2033	430	838	939	769	702
La	68	54	141	90	93	84	116
Ce	132	118	269	161	178	177	217
Nd	58.7	53.4	105.1	72.8	79.2	88.2	98.7
Sm	11.97	11.00	21.82	15.20	16.60	18.72	21.53
Eu	3.2	4.8	4.9	3.5	4.5	4.6	5.6
Gd	12.9	11.7	22.8	16.8	18.2	20.8	22.5
Dy	11.72	9.50	22.29	14.86	16.80	19.04	21.32
Er	7.37	5.85	14.15	9.54	10.62	12.06	13.53
Yb	7.72	6.22	14.28	9.70	10.69	12.16	13.48
Lu	0.87	10.28	1.72	1.11	1.21	1.39	1.55
Hf	19.99	1.02	32.53	21.55	22.54	25.33	28.16
Ta	18.39	11.04	31.52	19.41	21.50	24.85	27.54
Pb	11.05	6.63	19.51	21.68	14.48	19.12	20.24
Th	11.40	5.75	17.92	13.01	13.05	15.17	17.41
U	0.49	1.04	5.03	2.72	3.49	4.32	4.68

Tabella 2 (segue)

campioni classificazione attività	FN 21 b2 top	FN 23 a	FN 26 b	FN 27 a	FN 30 a	FN 34 a	FN 40 a
	p	p	p	p	p	p	p
	pre-caldera	pre-caldera	post-caldera	post-caldera	pre-caldera	pre-caldera	pre-caldera
SiO ₂	70.55	72.86	71.01	70.82	69.85	68.30	72.02
TiO ₂	0.42	0.41	0.38	0.24	0.59	0.44	0.32
Al ₂ O ₃	8.13	8.15	9.37	7.93	8.98	8.40	9.12
Fe ₂ O ₃	8.66	8.33	6.89	7.03	8.51	9.06	6.33
MnO	0.34	0.33	0.26	0.27	0.34	0.36	0.21
MgO	0.40	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.66	0.26	0.20	0.15	0.59	0.31	0.18
Na ₂ O	6.44	6.40	6.22	5.19	7.47	7.51	6.00
K ₂ O	3.90	3.77	3.90	3.85	3.65	3.76	3.83
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
PF	-0.28	-0.08	0.18	3.11	-0.01	0.01	0.19
Total	99.49	100.53	98.23	95.47	100.00	98.14	98.01
A.I.	1.82	1.79	1.54	1.60	1.81	1.96	1.53
V	6.13	4.97	5.14	5.09	5.14	6.14	5.67
Cr	5.74	3.69	3.78	3.70	5.37	5.66	4.06
Co	1.84	1.92	1.89	1.84	2.05	1.78	1.82
Ni	6.87	4.14	4.36	4.83	4.41	5.99	4.78
Rb	107	110	119	153	79	113	133
Sr	37.4	21.5	8.7	15.7	24.7	14.1	11.7
Y	92	103	93	114	67	99	101
Zr	947	1024	1072	1311	720	1022	1218
Nb	132	144	152	189	113	140	157
Ba	684	727	274	262	931	741	137
La	114	133	113	155	73	133	143
Ce	215	255	215	285	131	257	268
Nd	96.5	103.0	91.1	112.5	64.2	103.2	97.0
Sm	20.52	21.72	17.92	23.25	14.64	21.86	20.83
Eu	5.2	5.7	4.1	5.2	3.7	5.7	3.8
Gd	21.9	23.8	20.1	26.1	15.5	23.6	23.0
Dy	20.25	22.47	19.26	23.54	15.11	22.14	21.10
Er	12.92	13.63	12.21	15.53	9.60	13.87	13.59
Yb	13.00	13.94	12.33	16.41	9.85	13.62	14.39
Lu	1.50	1.56	1.44	1.87	1.07	1.58	1.62
Hf	27.21	27.52	29.03	37.38	22.66	28.25	33.19
Ta	26.97	27.63	29.24	36.35	22.25	27.34	31.47
Pb	19.23	19.82	19.24	24.19	16.03	20.84	23.27
Th	15.65	16.85	18.59	25.52	13.80	17.24	23.31
U	4.50	4.56	4.95	6.18	3.31	4.63	5.62

LOI: loss on ignition; < D.L., al di sotto del limite di rilevabilità; A.I., indice agpaítico; te: tefrite; bt, basalto transizionale; h, hawaiiite; be, benmoreite; t, trachite; p, pantellerite, c, comendite; tc, trachite comendítica. I periodi di attività sono stati assegnati mediante relazioni stratigrafiche e le età riportate da Williams *et al.* (2004) per il tufo saldato di Fantale.

Tabella 3: Rapporti isotopici di Sr, Nd e Pb misurati su rocce selezionate di Gademsa and Fantale.

campione	classificaz.		Rb/Sr	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_m$	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{in.}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_m$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
GdM 102b	basalto tran.	r.t.		0.704127	0.000007		0.512822	0.000004			
GdM 102a	basalto tran.	r.t.		0.704590	0.000007		0.512729	0.000004	18.066	15.530	38.320
GdM 102c	basalto tran.	r.t.		0.703942	0.000006		0.512846	0.000003			
GdM 119a	basalto tran.	r.t.		0.704004	0.000007		0.512836	0.000006			
GdM 121	basalto tran.	r.t.		0.703878	0.000009		0.512877	0.000004	18.955	15.565	38.851
GdM 125	basalto tran.	r.t.		0.704007	0.000007		0.512779	0.000003			
GdM 131b	basalto tran.	r.t.		0.703931	0.000007		0.512851	0.000006			
GdM 131c	basalto alc.	r.t.		0.703936	0.000005		0.512849	0.000004			
GdM 134a	basalto tran.	r.t.		0.704351	0.000006		0.512791	0.000005	18.348	15.545	38.500
GdM 139	basalto tran.	r.t.		0.704043	0.000007		0.512798	0.000005			
GdM 141	basalto tran.	r.t.		0.703888	0.000007		0.512871	0.000008			
GdM 142	basalto tran.	r.t.		0.704545	0.000009		0.512742	0.000005			
GdM 148	basalto alc.	r.t.		0.703957	0.000006		0.512854	0.000007			
GdM 132	hawaiiite	r.t.		0.704526	0.000007		0.512685	0.000004			
GdM 149	hawaiiite	r.t.		0.704016	0.000005		0.512836	0.000005			
GdM 150	hawaiiite	r.t.		0.703996	0.000006		0.512844	0.000005			
GdM 114	hawaiiite	r.t.		0.703985	0.000006		0.512836	0.000004			
GdM 129b	benmoreite	r.t.		0.704078	0.000015		0.512793	0.000005			
GdM 115	trachite	r.t.		0.704045	0.000014		0.512800	0.000004	18.284	15.562	38.516
GdM 136	trachite	r.t.		0.704328	0.000008		0.512740	0.000004			
GdM 138	trachite	r.t.		0.704319	0.000006		0.512746	0.000004			
GdM 119b	pantellerite	feld.		0.705134	0.000008		0.512737	0.000006			
GdM 129a	comendite	r.t.	8.204	0.704472	0.000007	0.704384	0.512821	0.000005	18.485	15.560	38.617
GdM 129a	comendite	feld.	0.538	0.703947	0.000009			0.000004			
GdM 103a	comendite	feld.	0.056	0.704122	0.000006		0.512791	0.000005			
GdM 104c	pantellerite	r.t.		0.706289	0.000007		0.512753	0.000004	18.293	15.557	38.490
GdM 104c	pantellerite	feld.		0.705365	0.000007						
GdM 110e	pantellerite	feld.		0.705513	0.000007		0.512704	0.000004			
GdM 146a	pantellerite	feld.		0.705124	0.000008		0.512755	0.000004			
GdM 124b	pantellerite	feld.	15.522	0.705577	0.000008	0.705411	0.512766	0.000004	18.140	15.551	38.387

Tabella 3: (segue)

Label	Rock type		Rb/Sr	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_m$	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_{in.}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_m$	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$
FN 39a blob	tefrite	r.t.		0.703988	0.000009		0.512844	0.000005			
FN 39 a	basalto tran.	r.t.		0.703969	0.000008		0.512855	0.000006	18.7242	15.5652	38.7168
FN 15 b	basalto tran.	r.t.		0.703975	0.000008		0.512871	0.000004	18.7271	15.5667	38.7115
FN 11b	trachite	r.t.		0.704031	0.000007		0.512843	0.000006			
FN 31 a	trach. comen.	r.t.		0.704167	0.000006		0.512792	0.000005			
FN 22 a	comendite	feld.		0.703956	0.000009		0.51287	0.000004			
FN 17 a	comendite	feld.		0.704128	0.000009		0.512865	0.000008			
FN 17 b	pantellerite	feld.		0.703984	0.000007						
FN 21 a1	pantellerite	feld.		0.704062	0.000006						
FN 21 b1	pantellerite	feld.		0.704120	0.000007						
FN 21 b2 top	pantellerite	feld.		0.705096	0.000006						
FN 23 a	pantellerite	feld.		0.704024	0.000007		0.512837	0.000004	18.6436	15.5635	38.6834
FN 40 a	pantellerite	feld.		0.704224	0.000005						

r. t., roccia totale; feld, feldspato. Tutti i rapporti isotopici di Nd e di Pb sono stati misurati nelle rocce totali.

Tabella 4. Effetti della procedura di leaching sui rapporti isotopici di Sr misurati per la comendite GdM 129a e la pantellerite GdM 104c.

<i>GdM 129a</i>	r.t.	r.t.	r.t.	r.t.	r.t.	feld.
n° leaching	0	1	2	3	4	4
$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	0.705457 (7)	0.705031 (8)	0.704742 (7)	0.704472 (6)	0.704470 (8)	0.703947 (7)
<i>GdM 104c</i>	r.t.	r.t.	r.t.	r.t.	r.t.	feld.
n° leaching	0	1	2	3	4	4
$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	0.706893 (8)	0.706672 (8)	0.706454 (7)	0.706291 (8)	0.706289 (9)	0.705365 (7)

r.t., roccia totale; feld., feldspato. I valori in parentesi rappresentano gli errori di misura e si riferiscono all'ultima cifra decimale.

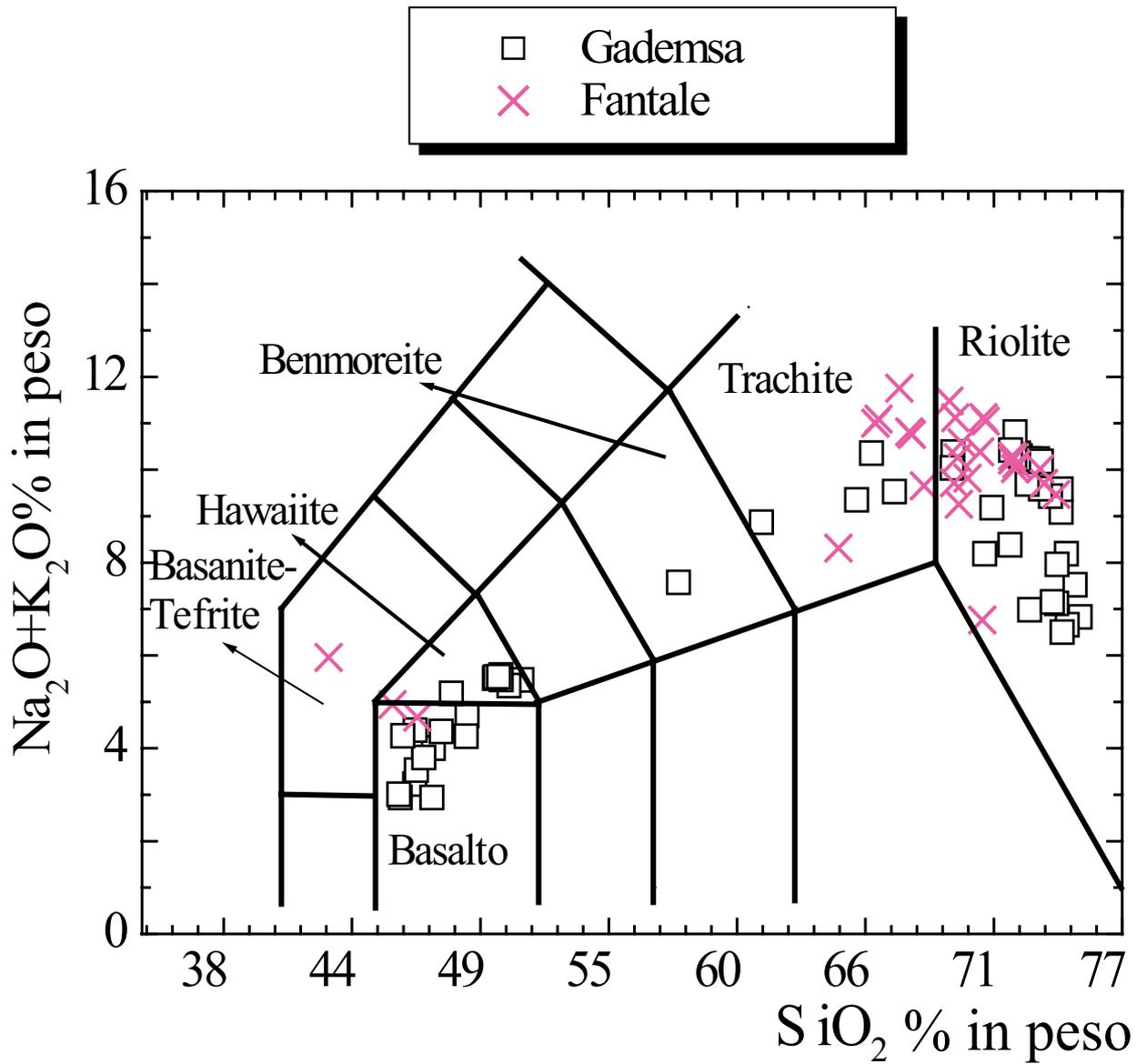


Fig. 3.1 Diagramma classificativo TAS (*Total Alkali-Silica, Le Bas et al., 1986*).

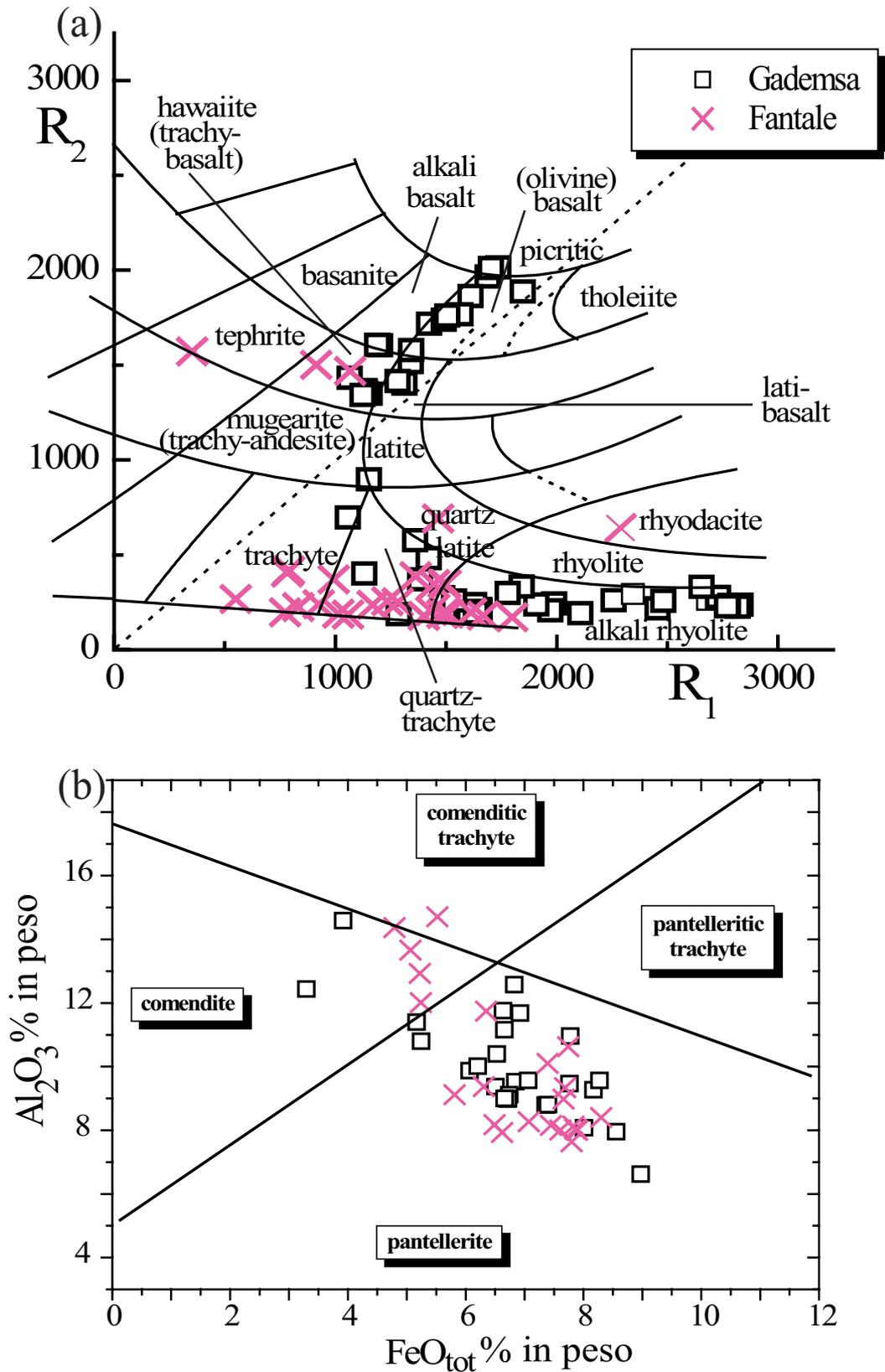


Fig. 3.2 (a) Diagramma R_1 - R_2 (De La Roche et al., 1980). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$, $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$. (b) Diagramma classificativo per rocce felsiche peralkaline (McDonald, 1974).

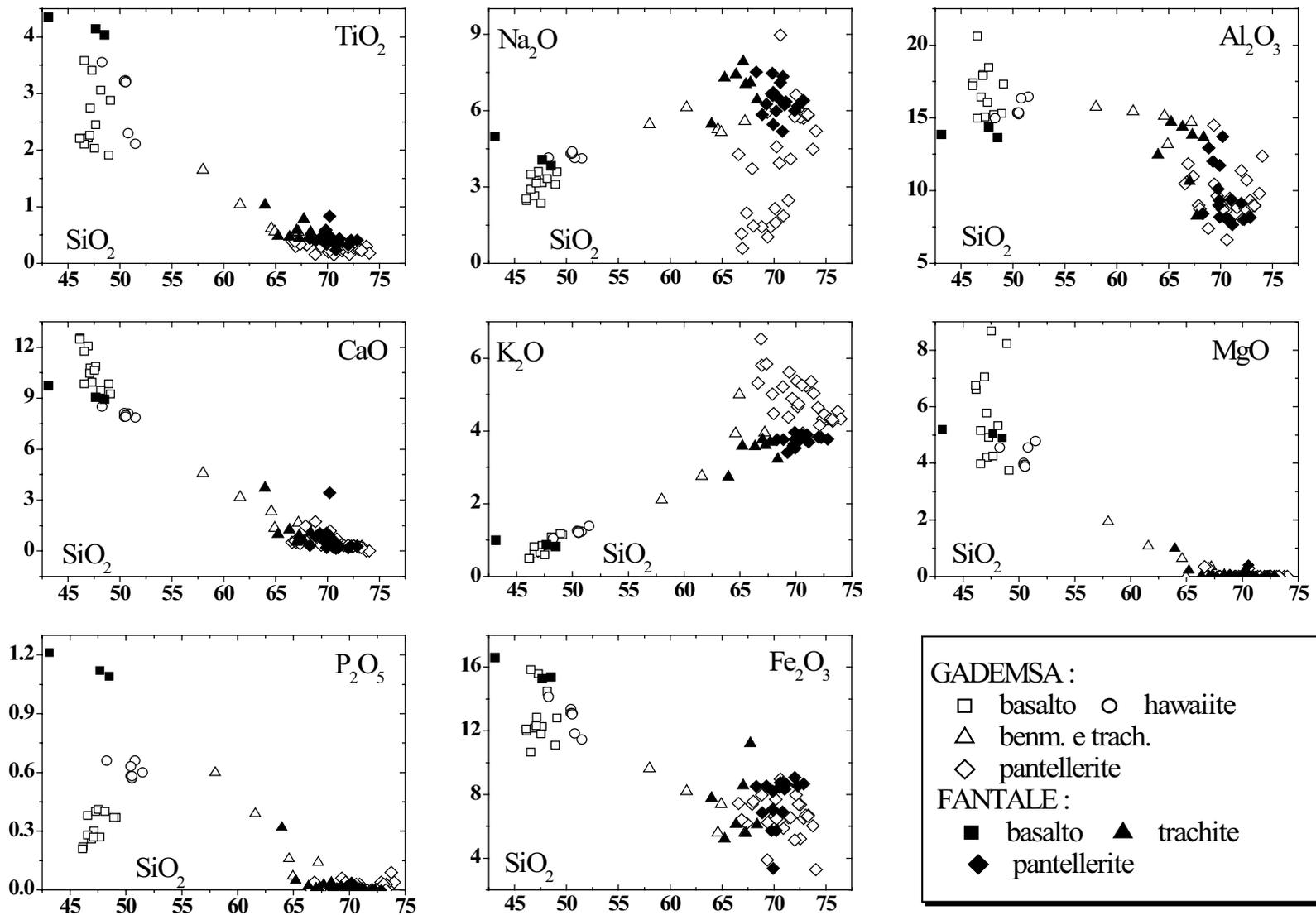


Fig. 3.3 Diagrammi di variazione degli elementi maggiori contro SiO₂ (percentuali in peso).

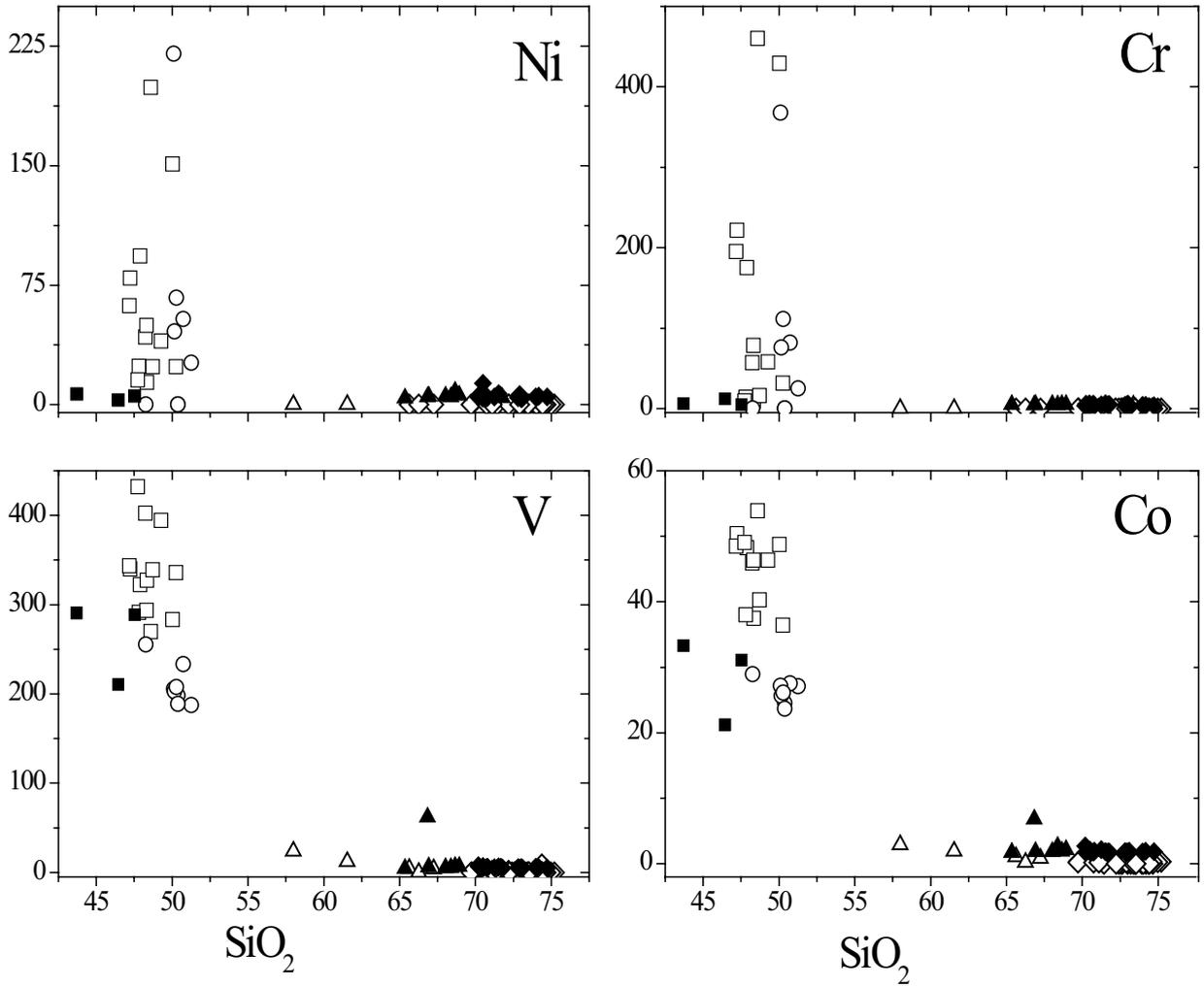
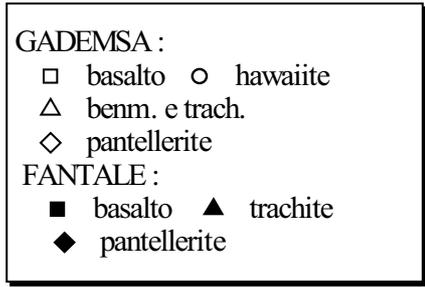


Fig. 3.4 Diagrammi di variazione degli elementi in tracce compatibili (ppm) in funzione di SiO₂ (% in peso).

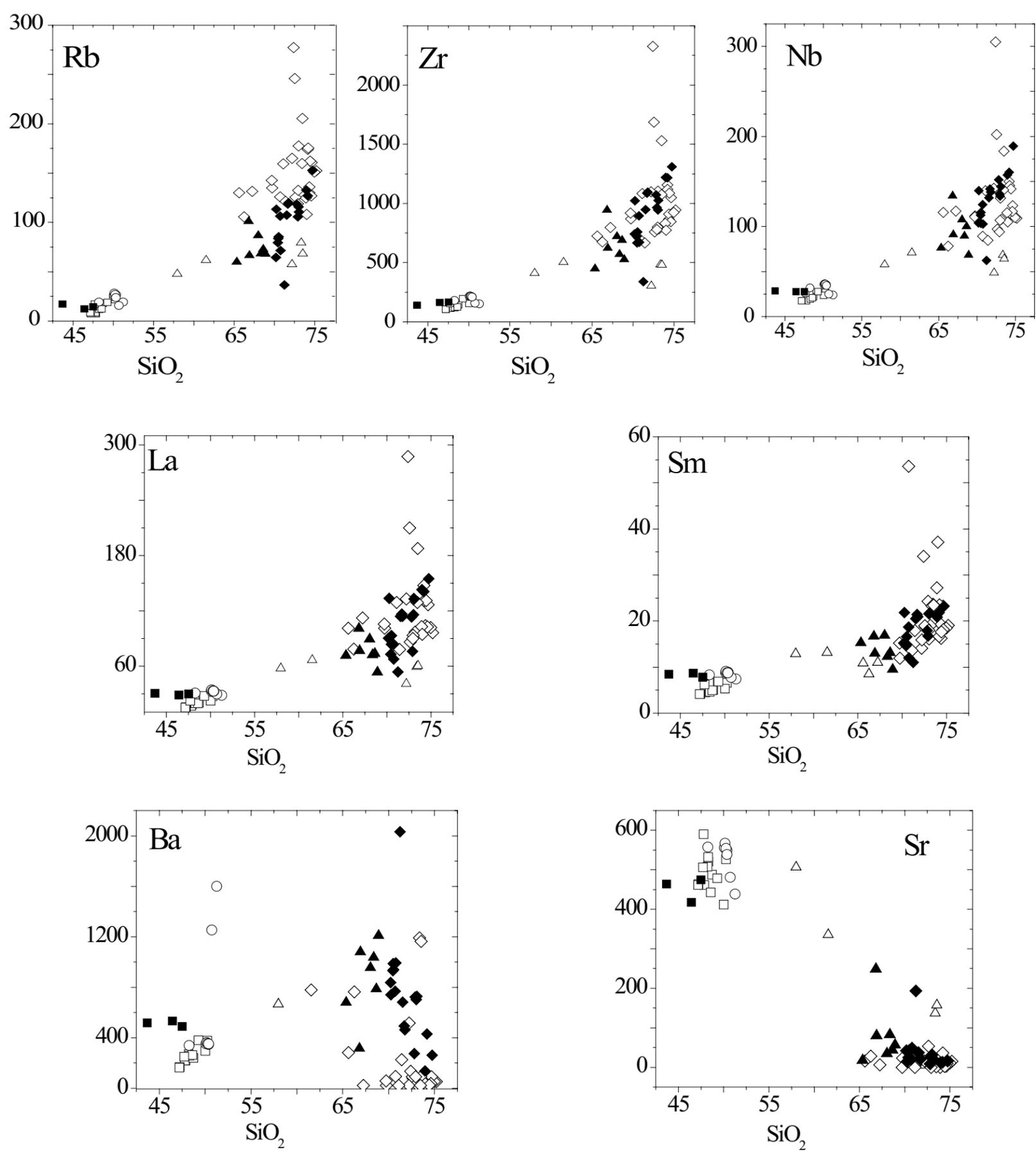
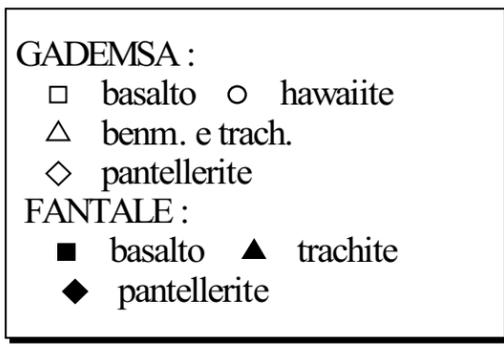


Fig. 3.5 Diagrammi di variazione di alcuni elementi in tracce incompatibili (ppm) in funzione di SiO₂ (% in peso).

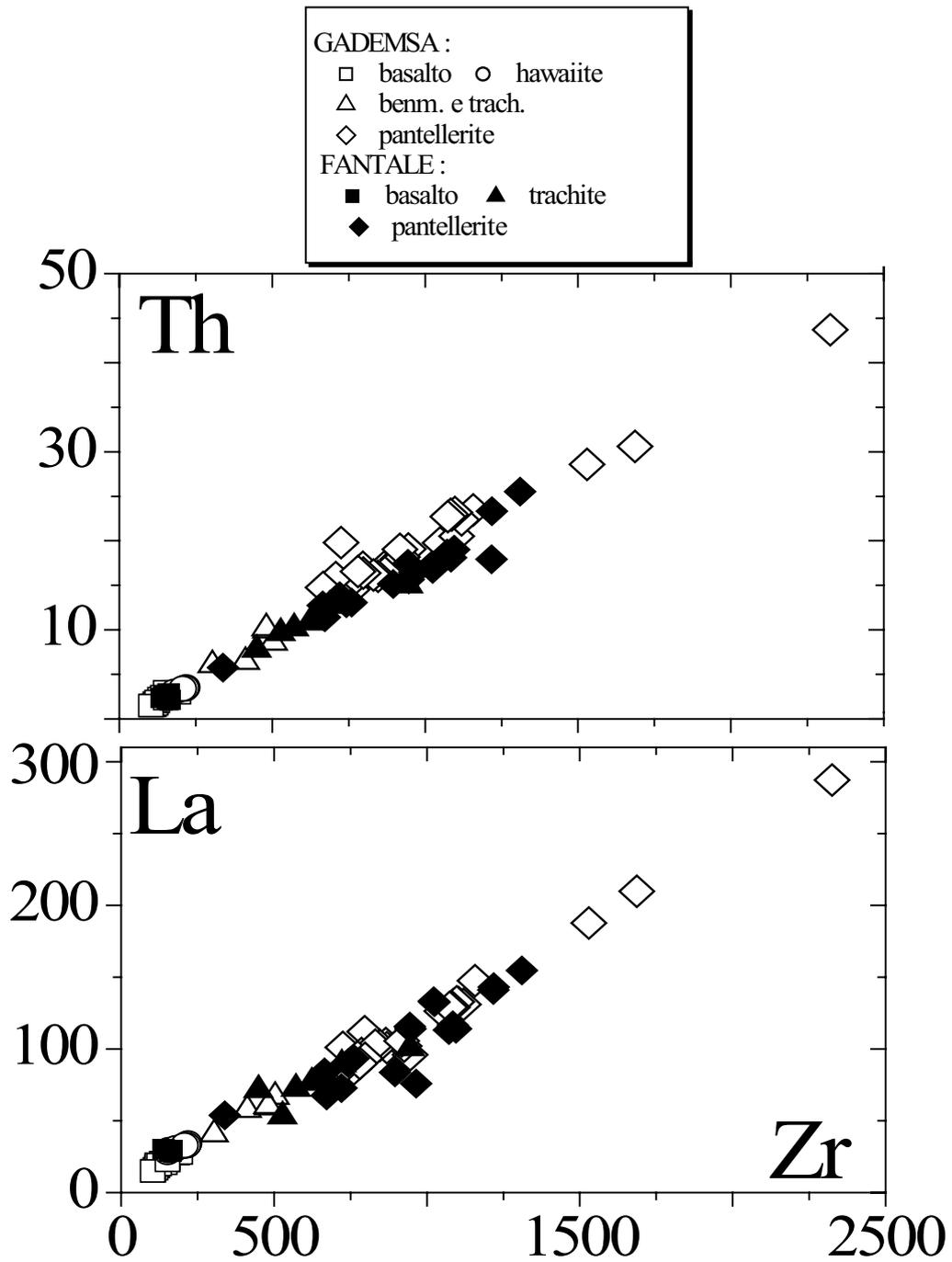


Fig. 3.6 Diagramma di variazione di elementi incompatibili in funzione di elementi incompatibili (ppm).

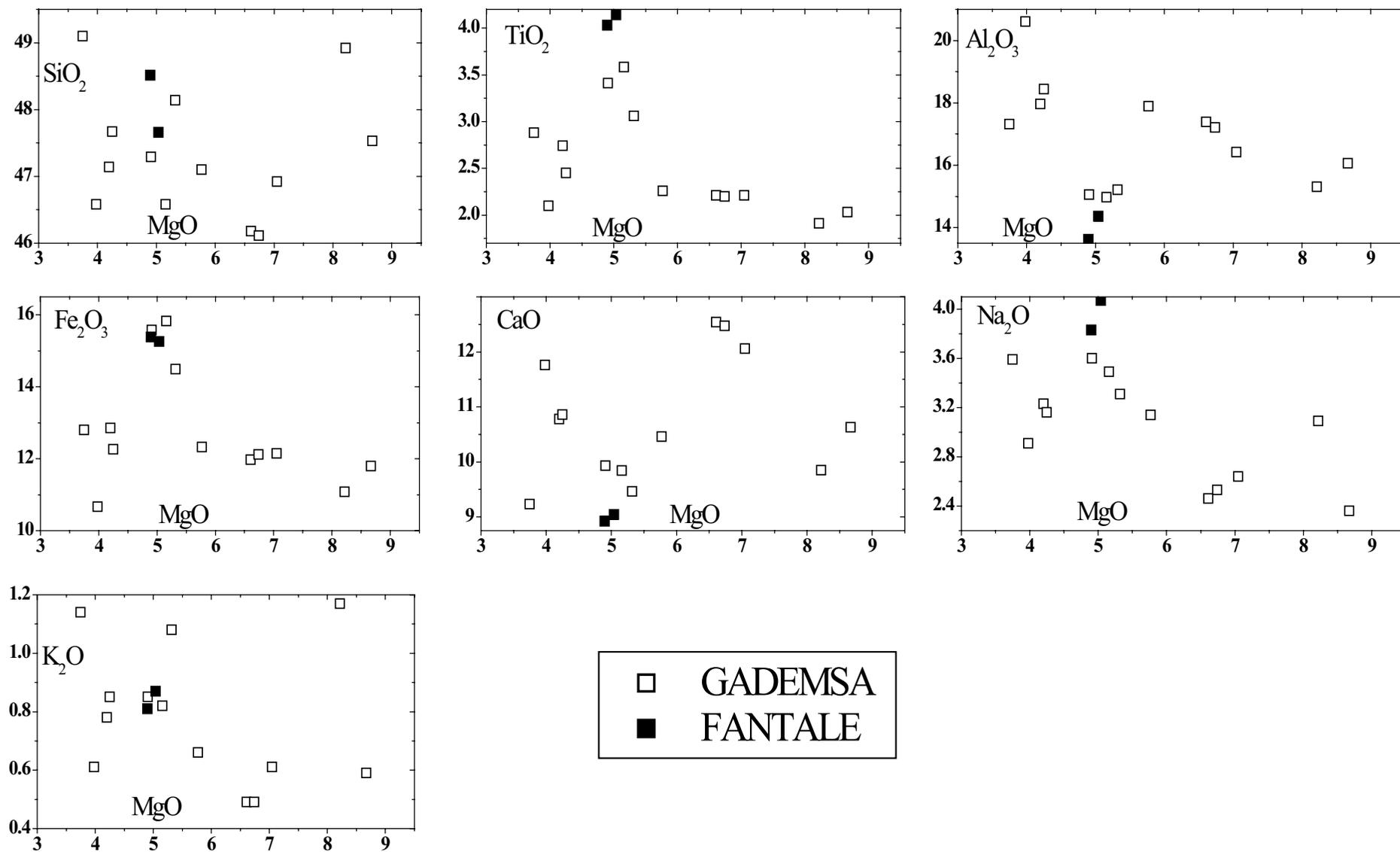


Fig. 3.7 Variazione di alcuni elementi maggiori in funzione di MgO (percentuali in peso), per le sole rocce basaltiche.

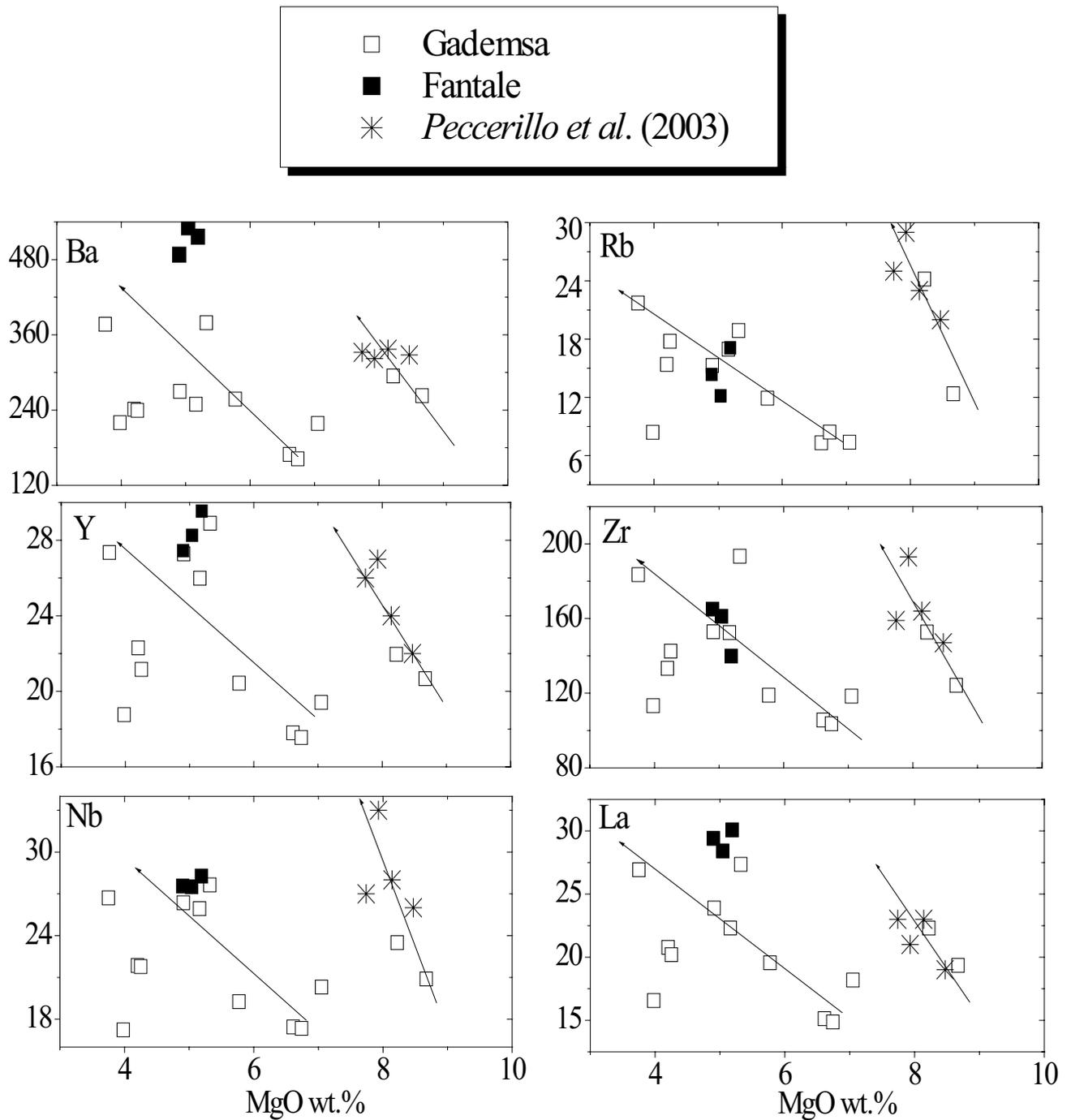


Fig. 3.8 Variazione di alcuni elementi in traccia (ppm), in funzione di MgO (% in peso), per le sole rocce basaltiche. Le frecce indicano possibili trend evolutivi per gruppi diversi di rocce.

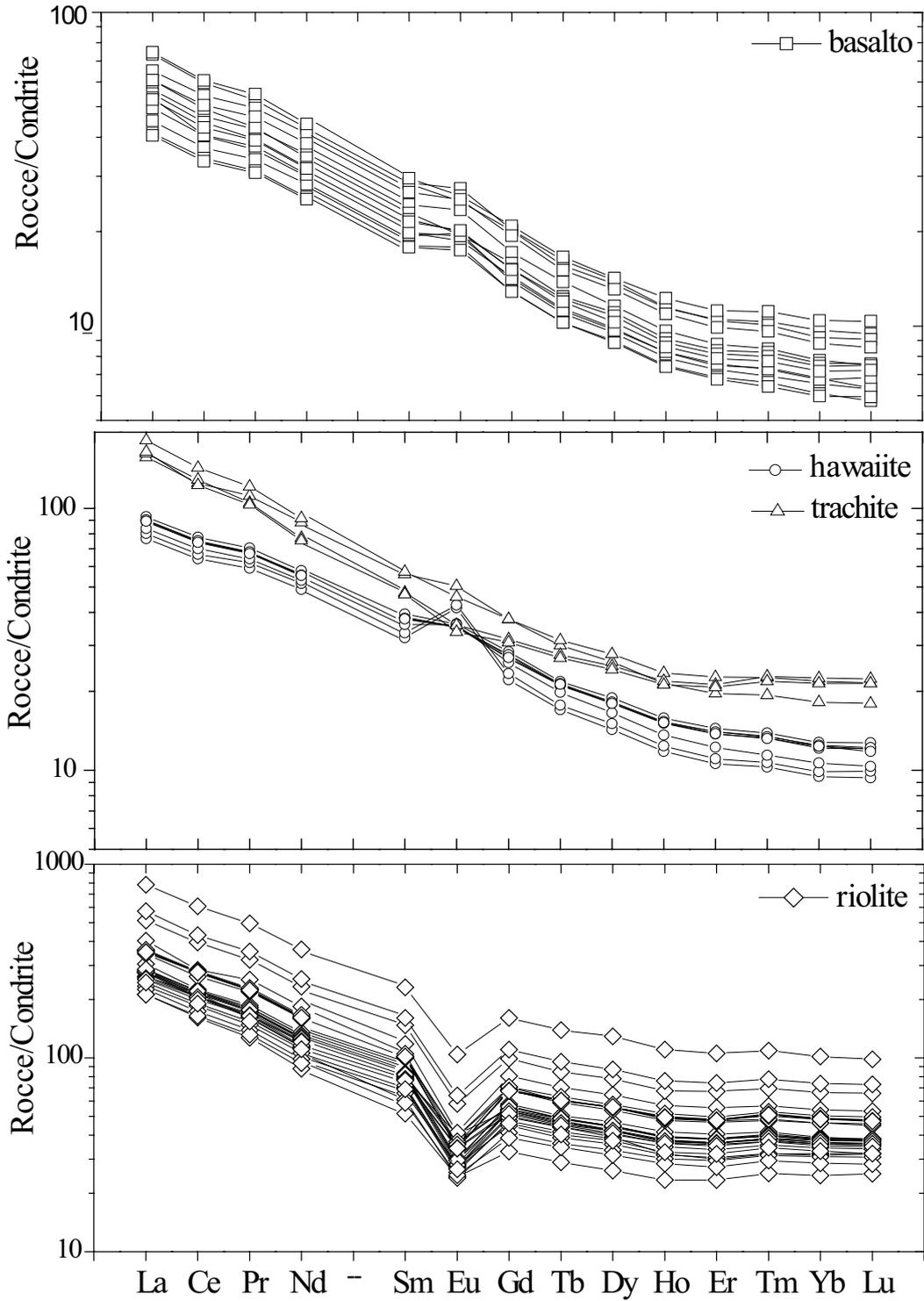


Fig. 3.9 Distribuzione delle Terre Rare normalizzate ai valori condritici raccomandati da *Taylor & McLennan (1985)* per rocce selezionate di Gademsa e Fantale.

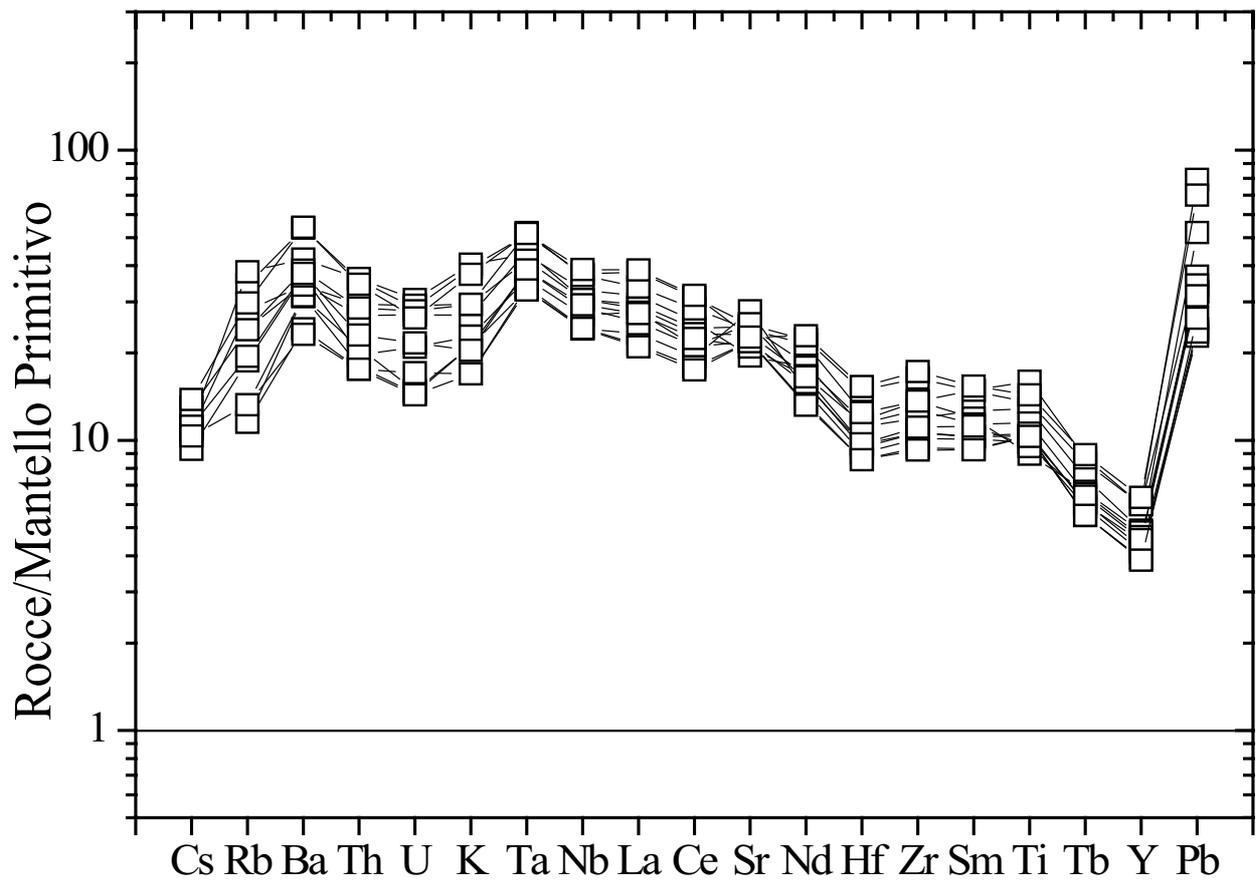


Fig. 3.10 Distribuzione degli elementi in traccia, normalizzati al Mantello Primitivo (*McDonough et al.*, 1990), per selezionate rocce basaltiche di Gademsa e Fantale.

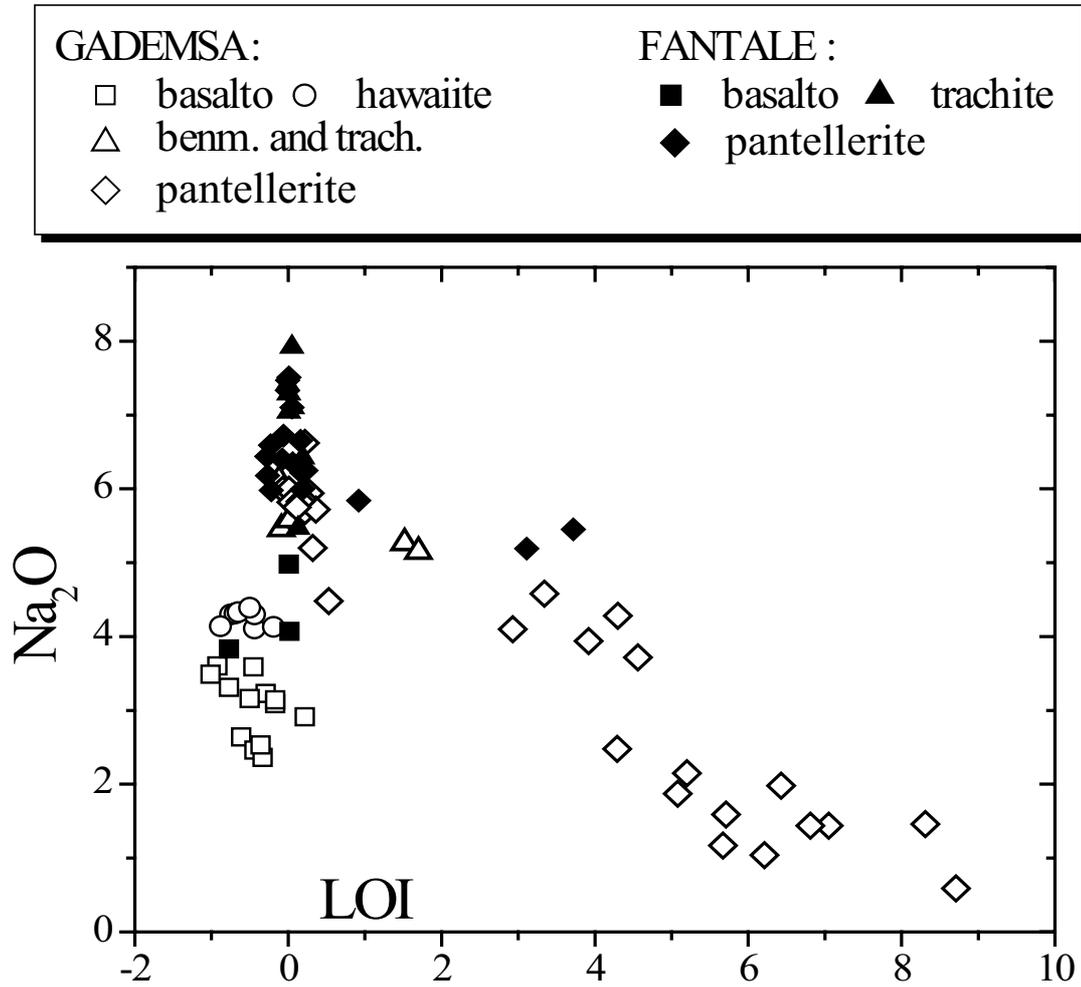


Fig. 3.11 Concentrazione di Na_2O (% in peso) in funzione del LOI, per tutte le rocce analizzate di Gademsa e di Fantale.

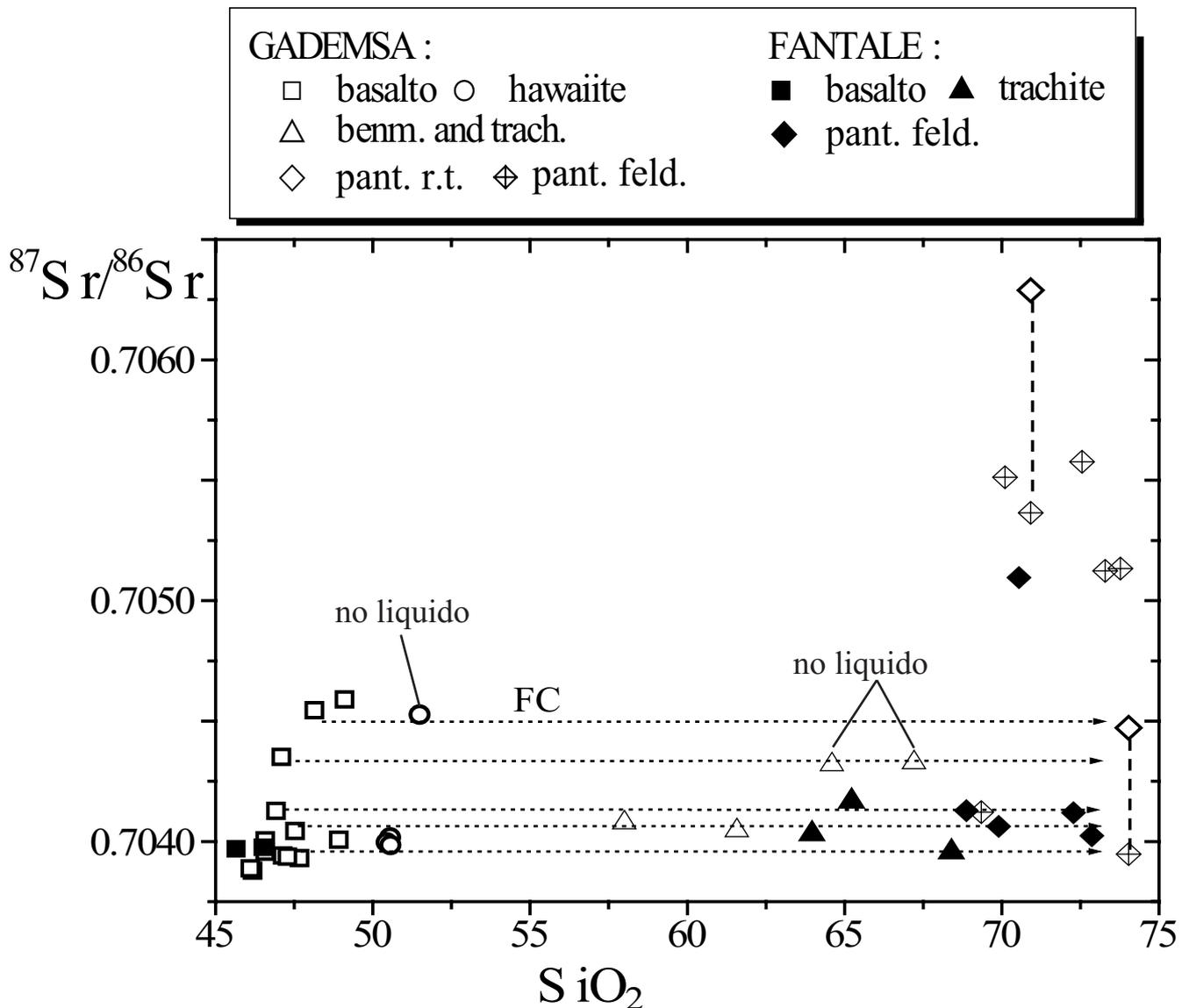


Fig. 3.12 Composizione isotopica dello Sr in funzione di SiO_2 (% in peso). Si assume che il valore della composizione isotopica di Sr delle pantelleriti sia quello misurato sui feldspati separati. Le linee tratteggiate evidenziano il disequilibrio isotopico tra la roccia totale ed il feldspati separato. Le frecce puntinate rappresentano evoluzioni magmatiche per cristallizzazione frazionata a sistema chiuso.

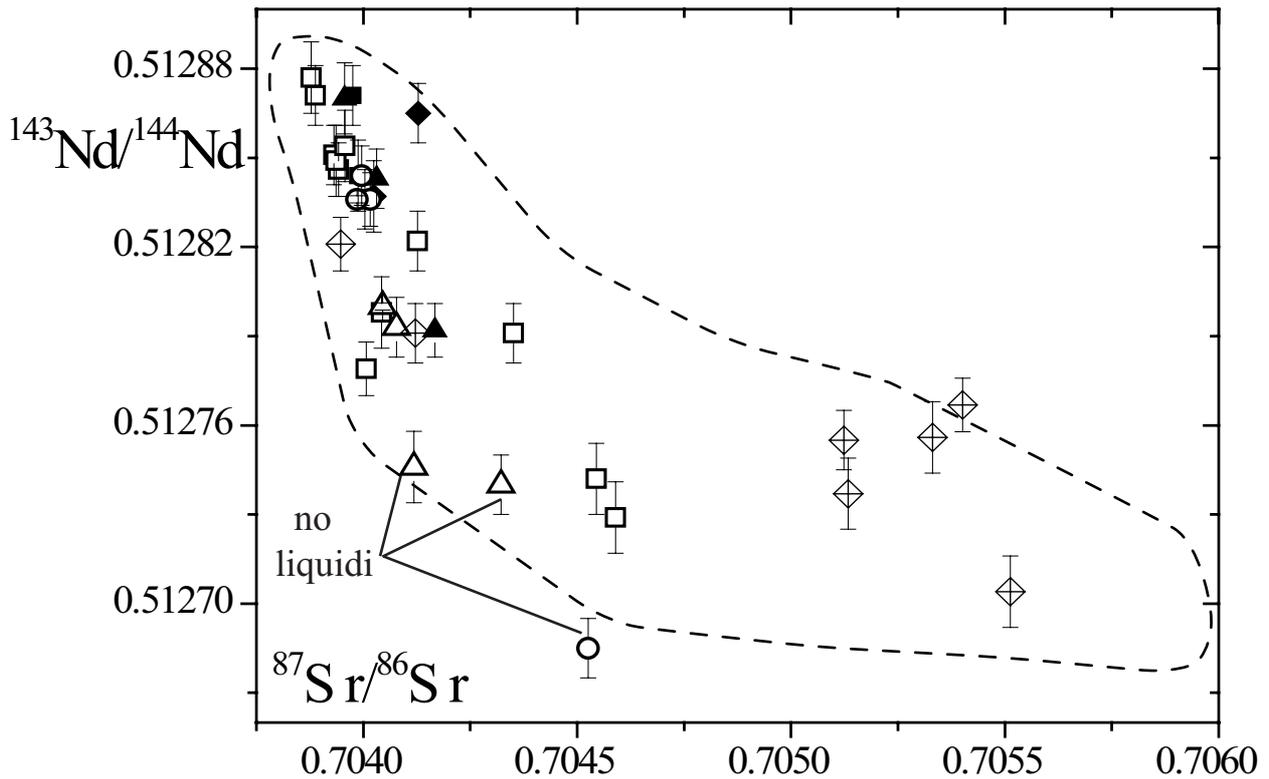


Fig. 3.13 Diagramma di variazione del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in funzione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ per tutte le rocce analizzate di Gademsa e di Fantale. Il campo, limitato dalla linea tratteggiata, definisce la composizione isotopica dei prodotti basaltici e riolitici eruttati nell'Afar (*Vidal et al.*, 1991; *Deniel et al.* 1994).

Capitolo 4

Genesi ed evoluzione dei magmi di G. e F.

4.1 Introduzione.

Nella geochimica delle rocce ignee, lo studio degli elementi in traccia e della composizione isotopica di alcuni elementi fornisce metodi di indagine fondamentali per investigare sia le sorgenti dei magmi sia i processi che hanno operato durante la loro risalita verso la superficie. Di seguito, utilizzeremo tale approccio scientifico per evidenziare la genesi delle rocce studiate e la loro evoluzione, tenendo ben presenti le conoscenze e le problematiche riguardanti il magmatismo sviluppatosi nel Main Ethiopian Rift (MER). In particolare, il MER è un rift ad alta intensità di vulcanismo che, a differenza di quelli a bassa intensità, è caratterizzato da più alti tassi di distensione crostale, maggiori volumi di magma eruttati, basalti con composizione moderatamente alcalina, predominanza di magmi felsici rispetto a quelli mafici ed una distribuzione bimodale delle composizioni dei prodotti vulcanici (*Barberi et al.*, 1982). I magmi acidi, inoltre, possono aver avuto origine dalla cristallizzazione frazionata (processi a bassa pressione) dei basalti associati, ma non

solo; infatti, il flusso di calore particolarmente alto, caratteristico delle zone di rift attivo, è indice di alte temperature crostali che potrebbero indurre la generazione di magmi acidi per anatessi (es. *Trua et al.*, 1999) o ancora per processi combinati di cristallizzazione frazionata e assimilazione (AFC) (*Peccerillo et al.*, 2003).

Un altro importante problema aspetto è la definizione delle regioni sorgenti e l'evoluzione a bassa pressione dei magmi mafici. Negli ultimi anni (es. *Vidal et al.*, 1991; *Deniel et al.*, 1994; *Marty et al.*, 1996; *Stewart and Rogers* 1996; *Pik et al.*, 1999; *Rogers et al.*, 2000; *Furman et al.*, 2004) è stato sempre più precisato il ruolo svolto dalla plume dell'Afar nel generare il magmatismo del plateau e del rift etiopico; i dati geochimici disponibili, inoltre, (es. *Peccerillo & Yirgu*, 1997) indicano chiaramente come molti basalti del rift etiopico siano stati interessati da processi di contaminazione crostale e di mescolamento con fusi riolitici.

4.2 Il processo evolutivo.

Per le ragioni che esporremo successivamente, i due basalti di Gademsa con il più alto contenuto di MgO (8-9 % in peso), i quali rappresentano le rocce campionate meno evolute, (GdM 125 e GdM 139; v. capitolo 3, sessione 3.4.2) e sono caratterizzati, rispetto agli altri, da un diverso arricchimento degli elementi in traccia incompatibili, non verranno considerati dal presente paragrafo fino al 4.5 incluso, rimandando la loro trattazione alla sessione 4.5.1 di questo capitolo.

Osservando i diagrammi di variazione degli elementi maggiori ed in traccia (cap. 3, sessione 3.4.2) e le variazioni isotopiche (cap. 3, sessione 3.5), descritte dalle rocce mafiche esaminate, i due campioni GdM 121 e GdM 141 si identificano come le rocce meno evolute, in quanto caratterizzate da maggiore contenuto di MgO, minor contenuto negli elementi in traccia incompatibili e da rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ meno radiogenici e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ più radiogenici.

Inoltre, le variazioni chimiche osservate nell'intera sequenza basalto – hawaiiite – trachite – pantellerite, a Gademsa e a Fantale, possono essere attribuite, in prima analisi, a processi di *crystallizzazione frazionata* (FC) a sistema chiuso in camere magmatiche cristalline. Le osservazioni petrografiche supportano tale ipotesi: infatti la natura e la composizione delle fasi osservate cambia in funzione del grado evolutivo (cap. 3, sessione 3.2). Al fine di testare il ruolo della cristallizzazione frazionata, per spiegare le variazioni geochemiche osservate nelle rocce analizzate, sono stati eseguiti calcoli di bilancio di massa per gli elementi maggiori ed in traccia, considerando i dati chimici sia delle rocce totali sia dei minerali. Le concentrazioni degli elementi maggiori sono state modellate utilizzando il metodo di *Stormer & Nicholls* (1978), che consiste nel calcolare la composizione di un magma figlio sottraendo specifici minerali da una roccia rappresentante un magma padre; il valore così ottenuto viene paragonato con la composizione di una roccia considerata rappresentativa di un possibile magma figlio. L'accordo tra le concentrazioni degli elementi maggiori calcolate ed osservate nel magma figlio è considerato accettabile, quando la somma dei residui al quadrato ($\sum r^2$) è minore di uno. Le concentrazioni degli elementi in traccia del magma figlio, invece, sono state calcolate a partire dai risultati dei calcoli eseguiti tramite gli elementi maggiori, utilizzando l'equazione del frazionamento di Rayleigh e coefficienti di partizione da dati di letteratura per rocce simili (*Lemarchand et al.*, 1987; *Mahood & Stimac*, 1990; *Caroff et al.*, 1993; *Peccerillo et al.*, 2003); l'accordo tra le concentrazioni degli elementi in traccia calcolate ed osservate nel magma figlio è considerato accettabile se le differenze rientrano nell'incertezza analitica (in media paria a il 5%). Ricordiamo che non avendo eseguito analisi chimiche in microsonda elettronica sui minerali delle nostre rocce, per i modelli sopra descritti abbiamo utilizzato le composizioni dei minerali fornite da *Peccerillo et al.* (2003) e *Peccerillo* (comunicazione personale, 2006) per rocce del Gademsa, e da *Civetta et al.* (1998) per rocce simili di Pantelleria.

I risultati dei modelli sono riportati in tabella 1. Il primo modello di cristallizzazione ipotizza la derivazione del basalto più differenziato (GdM 102a, SiO₂ = 49.1 wt.%, MgO = 3.75 wt.%) da un magma basaltico padre rappresentato dalla roccia meno evoluta GdM 121 (SiO₂ = 46.18 wt.%, MgO = 6.61 wt.%). I risultati di tale simulazione provano che è possibile descrivere l'evoluzione dei basalti di Gademsa, dai meno evoluti ai più evoluti, attraverso cristallizzazione frazionata sottraendo, dal magma padre circa il 54% (il liquido residuo finale "F" ~46%, v. tabella 1) di un'associazione di minerali, consistente principalmente da plagioclasio e clinopirosseno, e subordinatamente da olivina, magnetite ed ilmenite. Dal punto di vista matematico, questo processo è plausibile dati i bassi valori dei residui al quadrato (0.04) ed inoltre la natura e le percentuali di minerali calcolati risultano in buon accordo con le evidenze petrografiche. Anche le concentrazioni degli elementi in tracce, calcolate per il magma figlio, sono in buon accordo con i dati osservati, con differenze minori del 3.5%. La seconda simulazione ipotizza un processo di cristallizzazione frazionata, tra un magma padre, il basalto più evoluto (GdM 102a), ed un magma figlio rappresentato dall'hawaiiite (GdM 149, SiO₂ = 50.55 wt.%). Un tale modello è verosimile ($\Sigma r^2 = 0.1$) e richiede la sottrazione di un'associazione di minerali, composta da principali plagioclasio e clinopirosseno, e subordinati olivina ed ossidi di Fe e Ti, con una massa cristallizzata pari circa al 42%. Anche in questo caso è stato ottenuto un buon accordo per le concentrazioni degli elementi in tracce, con differenze minori del 1.6%. Come riportato in tabella 1, la composizione trachitica (GdM 115, SiO₂ = 61.58 wt.%), considerando come magma iniziale l'hawaiiite GdM 149, viene raggiunta ($\Sigma r^2 = 0.03$) con una massa cristallizzata pari a circa il 74%, composta da feldspato alcalino, clinopirosseno, magnetite ed apatite. Per arrivare infine alla composizione pantelleritica (GdM 119b, SiO₂ = 73.77 wt.%), partendo da quella trachitica (GdM 115), sono necessarie elevate quantità di massa cristallizzata: in questo caso ($\Sigma r^2 = 0.35$), infatti, la massa residuale ha valori inferiori

all'1%, con la sottrazione di feldspato alcalino, clinopirosseno, aenigmatite, olivina ed apatite. Per le due ultime simulazioni, l'equazione di Rayleigh ha fornito un buon accordo tra le concentrazioni degli elementi in tracce calcolate ed osservate, con differenze minori del 2.74% e del 3.4%, per le transizioni hawaiiite-trachite e trachite-pantellerite rispettivamente. In tabella 1 viene riportato anche il risultato della simulazione per la transizione basalto (Fn 15b, SiO₂ = 48.51 wt.%) – pantellerite (Fn 23a, SiO₂ = 72.86 wt.%) per il vulcano Fantale. La simulazione mostra che tale processo evolutivo è possibile ($\Sigma r^2 = 0.02$), e che la composizione pantelleritica, anche in questo caso, viene raggiunta sottraendo circa il 98% di massa cristallizzata, composta essenzialmente da feldspato e clinopirosseno con subordinate olivina, apatite e magnetite; questo processo di cristallizzazione frazionata è anche suggerito dai buoni risultati del frazionamento degli elementi in tracce.

I risultati delle simulazioni degli elementi maggiori ed in traccia, qui presentati, evidenziano che un processo di cristallizzazione frazionata può adeguatamente spiegare le variazioni geochemiche osservate nelle rocce di G. e F. Le evidenze geofisiche, geologiche, geochemiche e petrografiche supportano questa ipotesi, come risulterà chiaro anche dalle successive discussioni.

4.3 Assimilazione crostale/Eterogeneità del mantello.

Il processo di cristallizzazione frazionata, come abbiamo appena visto, può spiegare le variazioni degli elementi maggiori ed in tracce osservate nelle sequenze delle rocce del Gademsa e del Fantale esaminate. Le caratteristiche isotopiche, d'altro canto, sono in grado di far luce su altri possibili processi che hanno operato durante l'evoluzione di questi magmi; infatti, non si può non tenere conto dell'evidente aumento del rapporto isotopico dello Sr (da circa 0.70389 a circa 0.7046,), in concomitanza con la diminuzione dei rapporti $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (da circa 0.51288 a circa 0.51273) e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (da circa 18.96 a circa 18.07) in alcuni basalti e con l'aumento del grado di evoluzione (cap. 3 sessione 3.5).

Le variazioni isotopiche, osservate nei basalti di Gademsa e Fantale, possono essere dovute sia a eterogeneità della sorgente di mantello terrestre, in cui si sono originati i magmi, sia a processi di assimilazione crostale, che possono essere avvenuti durante l'evoluzione del magma mafico in risalita verso la superficie. Tali possibilità risultano evidenti osservando il diagramma di variazione del rapporto isotopico dello Sr in funzione del rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 4.1) per le rocce di G. e F.; nel grafico vengono riportate anche le composizioni isotopiche di alcuni "end member" di mantello sia le composizioni della crosta appartenente al basamento Pan-Africano (Pre-Cambriano): il trend descritto dai basalti, infatti, caratterizzato da diminuzioni del rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (da circa 19 nel basalto meno evoluto a circa 18 in quello più evoluto), può essere legato sia a processi di mixing tra sorgenti di mantello geochimicamente ed isotopicamente differenti, sia ad assimilazione crostale. D'altra parte, rimangono aperti i problemi, legati all'uso dei rapporti isotopici, per discriminare tra contaminazione crostale e mixing di fusi mantellici geochimicamente differenti, poiché sia la crosta (in particolar modo quella inferiore) sia alcune sorgenti mantelliche sono caratterizzate da bassi rapporti isotopici del Pb, del Nd ed in taluni casi anche dello Sr. Bassi rapporti

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (< 18), infatti, sono spesso trovati sia in rocce della crosta bassa e medio-bassa (considerando sia quella mafica che quella più evoluta) (Cohen *et al.*, 1984; Davidson & Wilson, 1989; Hegner & Pallister, 1989), sia nei magmi, arricchiti in elementi incompatibili, derivati dal mantello litosferico continentale (Fraser *et al.*, 1985; Carlson & Hart, 1988). È evidente, quindi, che per indagare i processi genetici ed evolutivi delle rocce di G. e F. non possiamo solo considerare la composizione isotopica delle rocce, ma dobbiamo integrare i dati isotopici con quelli forniti dalle concentrazioni degli elementi in traccia. In accordo con Vidal *et al.* (1991) e con Stewart & Rogers (1996), a causa delle differenze tra i rapporti Pb/Nb nei fusi derivati dalla crosta e dal mantello, le traiettorie di mescolamento tra basalti e fusi crostali risultano essere fortemente iperboliche, se si riporta in un grafico il rapporto tra elementi in tracce Zr/Nb in funzione del rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Un esempio di tale traiettoria è mostrato nel grafico in fig. 4.2, in cui si riporta la variazione dei rapporti Zr/Nb e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ per i soli basalti di G. e F. . La curva di mixing binario (v. figura) è stata calcolata considerando, come “end-member”, la composizione del basalto meno evoluto di G. e quella di un fuso generato dalla fusione di una crosta inferiore acida (Davidson & Wilson, 1989); in fig. 4.2 si riporta anche la traiettoria di mixing suggerita da Stewart & Rogers (1996) per sottolineare l'andamento rettilineo, ottenuto per mescolamento di due sorgenti di mantello. La linea di mixing crostale sembra descrivere bene le variazioni dei basalti studiati, e mostra, inoltre, in che misura il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sia sensibile alla quantità di fuso crostale aggiunto. Considerando le variazioni dei rapporti Ba/Nb e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (non riportati) e valutando la traiettoria di evoluzione per mescolamento, tra il basalto meno evoluto di Gademsa e la crosta continentale, si giunge a conclusioni analoghe a quelle appena descritte.

Le osservazioni geochemiche ed isotopiche osservate nei magmi mafici di Gademsa e di Fantale sembrano essere spigate meglio con un processo di assimilazione crostale

anziché un mescolamento da diverse componenti di mantello. Questa ipotesi è supportata anche dai risultati ottenuti per i modelli di cristallizzazione frazionata e dalle osservazioni petrografiche, che legano i basalti attraverso un processo evolutivo per differenziazione a bassa pressione.

4.4 I modelli di assimilazione concomitante a cristallizzazione frazionata.

4.4.1 L'assimilazione crostale nei magmi basaltici.

I basalti di G. e F. hanno tutti bassi rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (<0.7046) e bassissimi rapporti Rb/Sr (<0.04 nel campione più evoluto ed isotopicamente più radiogenico). La crosta superiore (granitica), nelle regioni dell'Africa dell'est, è di età Pan-Africana e quindi avrà un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medio molto maggiore di 0.710 ed elevati rapporti Rb/Sr (in quanto caratterizzata da basse concentrazioni di Sr); inoltre, una siffatta crosta, anche se caratterizzata da bassi rapporti isotopici del Nd (generalmente < 0.5126), presenta, nella maggior parte dei casi, rapporti isotopici $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ non inferiori a 18 (es. *Duyverman et al.*, 1982; *Davidson & Wilson*, 1989; *Hegner & Pallister*, 1989). Considerando, allora, le composizioni isotopiche esibite dalle rocce basaltiche studiate, possono essere avvenute solo limitate o trascurabili interazioni con la crosta superiore, ed è improbabile che essa abbia esercitato un controllo significativo sulla composizione dei magmi basaltici. Conclusioni simili sono state suggerite da *Deniel et al.* (1994) per i basalti eruttati nell'Afar e da *Stewart and Rogers* (1996) per i basalti eruttati nelle zone meridionali dell'Etiopia. Non sembra possibile, inoltre, un contributo della crosta mafica inferiore (sia quella giovane "underpleted", ossia che si è aggiunta al di sotto della crosta, sia quella vecchia), caratterizzata da bassi rapporti isotopici dello Sr (mediamente pari o inferiori a 0.704-0.7043, es. *Cohen et al.*, 1984; *McGuire & Stern*, 1993). La crosta che potrebbe aver contaminato i magmi basaltici di G. e F., invece, potrebbe essere la crosta inferiore non mafica, di composizione granodioritica,

appartenente al basamento Pre-Cambriano (*Davidson & Wilson, 1989*); questo tipo di crosta, anche se meno radiogenica in termini di rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (mediamente pari a 0.716), è caratterizzata da alte concentrazioni di Sr (rapporti Rb/Sr minori di 1), e presenta basse composizioni isotopiche sia di Nd che di Pb ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mediamente pari a 0.5111 e 17.34 rispettivamente). Il ruolo di questa componente crostale come contaminante per le nostre rocce basaltiche, sarà supportato ulteriormente dai buoni risultati ottenuti con i modelli di assimilazione crostale di seguito descritti.

In tabella 1 sono riportate le concentrazioni di alcuni elementi in traccia, del menzionato "end-member" crostale; questi valori sono stati utilizzati per la simulazione del processo di *cristallizzazione frazionata e assimilazione crostale* (AFC; *De Paolo, 1981*), esaminando le variazioni geochimiche mostrate dalle rocce basaltiche di Gademsa. Per la simulazione abbiamo considerato, come rappresentanti dei magmi padre e figlio, rispettivamente la composizione del basalto meno evoluto ed isotopicamente meno radiogenico (GdM 121) e quella del basalto più evoluto e più radiogenico (GdM 102a). I risultati del modello AFC (tab. 1), considerando le concentrazioni degli elementi in tracce, mostrano buoni accordi con le concentrazioni osservate nelle rocce basaltiche; i risultati migliori sono stati ottenuti considerando un rapporto (r), tra la massa assimilata (M_a) ed la massa cristallizzato (M_c), paria a 0.1. Poiché M_c è circa 46% questo implica che M_a è circa 4.6 %. Le variazioni geochimiche dei basalti, quindi, sono simulate con cristallizzazione frazionata più assimilazione di piccole quantità di crosta inferiore, come d'altronde ci si aspettava dalle deboli variazioni isotopiche di Sr, Nd and Pb osservate; in particolare, il modello di AFC (*De Paolo, 1981*) considerando i rapporti isotopici ha fornito risultati simili. Applicando, infatti, tale modello, che simula la variazione isotopica in un processo di cristallizzazione frazionata e concomitante ad assimilazione crostale, le variazioni isotopiche (Sr, Nd e Pd) mostrate dai basalti sono simulate con circa il 50% di massa cristallizzata, in accordo con i risultati del modello FC, e circa il 5-

4% di massa assimilata. In fig. 4.3 si riporta la curva di evoluzione, ottenuta da questo modello AFC “classico”, graficando, per le sole rocce mafiche, il rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in funzione della concentrazione di Nd (p.p.m.); la curva è stata ottenuta considerando un coefficiente di partizione (totale) per il Nd pari a circa 0.3, come suggerito dai risultati dei modelli della cristallizzazione frazionata.

Per fornire ulteriori verifiche e dettagli sul processo di assimilazione crostale (con al crosta inferiore Pan-Africana), abbiamo applicato un modello di nuova generazione, che tiene conto sia dei parametri geochimici sia di quelli termici, l' *Energy Constrained – Assimilation and Fractional Crystallization* (EC-AFC), sviluppato da *Spera & Bohrsen* (2001). Questo modello simula le variazioni degli elementi in traccia e dei rapporti isotopici, nonché le variazioni termiche, quando un magma cristallizza e inizia a fondere roccia crostale. L'assimilazione avviene nel sistema magma + roccia crostale, adiabatico con l'esterno, nel quale la fusione parziale è alimentata dal calore latente di cristallizzazione, e i coefficienti di partizione sono dipendenti dalla temperatura. La soluzione di un sistema di equazioni differenziali non lineari di dimensione $3 + t + i + s$, in cui la temperatura del magma è la variabile indipendente, fornisce i valori della temperatura media della roccia crostale (T_a), la massa della parte cristallizzata (M_c), la massa del fuso assimilato, la concentrazione di t elementi in tracce (C_m), e $i + s$ rapporti isotopici nel magma. I parametri di input includono la temperatura di equilibrio (T_{eq}), la temperatura iniziale e la composizione (geochimica ed isotopica) del magma iniziale e della roccia crostale, i coefficienti di distribuzione degli elementi in tracce, e i calori di fusione e di cristallizzazione. Nel nostro caso, la temperatura iniziale del magma padre è stata presa da dati di letteratura, in particolar modo dai valori calcolati, mediante il modello termico di *Ghiorso & Sack* (1995), da *Peccerillo et al.* (2003) sulle rocce di Gadamsa; i valori termici per le temperature di solido e di liquido per il contaminante, invece, sono stati compilati da *Annen & Sparks* (2002). Considerando un gradiente

termico compreso tra 27 e 30 °C/km, la temperatura iniziale della roccia crostale è stata scelta mediamente pari a 800 °C poiché i dati geofisici (sismici e gravimetrici), sotto i segmenti magmatici di Gademsa e di Fantale, indicano valori di profondità, per la crosta inferiore, non oltre 27-30 km (es. *Jentzsch et al.*, 2000; *Dugda et al.*, 2005). I parametri utilizzati in questo modello sono riportati in tabella 2, ed i risultati sono presentati in fig. 4.3a,b e fig. 4.4. In accordo ai risultati della cristallizzazione frazionata, con circa il 45% di massa cristallizzata, le variazioni geochemiche ed isotopiche osservate nelle rocce studiate sono simulate dal modello EC-AFC, considerando sia i rapporti isotopici di Sr, Nd e Pb, sia le concentrazioni degli elementi in tracce quali Nd, Pb e Th. I risultati isotopici del Pb non vengono riportati poiché sono disponibili pochi dati per le rocce esaminate, ma le variazioni calcolate riproducono le variazioni isotopiche osservate da 18.955 a 18.066 per il rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, con un aumento della concentrazione di Pb da circa 1.7 a 6 ppm, in accordo ai valori osservati nel magma più contaminato (composizione della roccia figlio). Nel modello EC-AFC il trend isotopico dei basalti viene simulato con circa l'1-2% di massa assimilate; valore più basso di quello ottenuto con il modello AFC classico (5-4%). Essendo tale modello dipendente dai parametri termici, che plausibilmente regolano l'anatessi crostale (v. *Bohrson & Spera*, 2001) il risultato ottenuto è ritenuto più attendibile.

In definitiva, con le simulazioni qui presentate si conclude che le variazioni isotopiche e geochemiche, osservate per i basalti di Gademsa, possono essere spiegate attraverso un processo di cristallizzazione frazionata a sistema aperto, che coinvolge una massa caratterizzata da una massa di cristallizzato pari a circa il 50% del volume di magma iniziale e assimilazione di piccole quantità (< 1-2%) di crosta inferiore granodioritica Pan-Africana.

4.4.2 L'assimilazione crostale nei magmi felsici.

Come abbiamo già osservato (cap. 3, sessione 3.5), i rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, misurati nelle trachiti e nella maggior parte delle pantelleriti, ricadono negli intervalli dei valori misurati nei basalti meno radiogenici. Solo alcune pantelleriti (rocce totali e feldspati) di Gademsa e una di Fantale mostrano un rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ maggiore di 0.705, non accompagnato né da un aumento della silice (fig. 10a), né da una significativa diminuzione dei rapporti $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (fig. 10b), e né da una significativa variazione dei rapporti $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, come ci si aspetterebbe in un processo di contaminazione crostale.

La genesi di queste rioliti ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.705$) per anatessi di crosta superiore è scartata in base ad alcune caratteristiche geochimiche ed isotopiche. I fusi crostali, infatti, hanno in genere alti contenuti di Al_2O_3 (es. *Zen*, 1988), che non vengono invece osservati nelle nostre rocce felsiche; i contenuti di Al_2O_3 (6.6% - 12.38%) sono bassi se paragonati a quelli ottenuti, nella petrologia sperimentale, per fusione da metapeliti (>16%) e da gneiss tonalitici (13.5-14.7%) (*Vielzeuf & Holloway*, 1988; *Skjerlie & Johnston*, 1992). *Peccerillo et al.* (2003), inoltre, mostrano che non è possibile spiegare le variazioni osservate, nelle rocce evolute di Gademsa, degli elementi compatibili ed incompatibili nonché le variazioni isotopiche, mediante processi di fusione parziale della crosta, sia considerando quella appartenente al basamento Pan-Africano sia quella mafica “underpleted” più giovane.

Osserviamo, ora, la variazione della composizione isotopica dello Sr e del Pb, delle nostre rocce, riportata in funzione della concentrazione di Nb e del rapporto Nb/La rispettivamente (fig. 4.5a e b); in questi grafici si riportano anche i dati delle pantelleriti di G., fornite da *Peccerillo et al.* (2003). In fig. 4.5a, , si osserva che i due gruppi, isotopicamente distinti, di rioliti peralcaline mostrano la medesima concentrazione di Nb, e definiscono una debole correlazione negativa; tale variazione è improbabile in un

processo di cristallizzazione frazionata accompagnato da assimilazione crostale, in cui più alti rapporti isotopici dovrebbero corrispondere a più alte concentrazioni di elementi incompatibili, come suggerito da *Civetta et al.* (1998) studiando le pantelleriti eruttate nell'isola di Pantelleria. D'altra parte, dalla fig. 4.5b, in cui sono stati indicati anche i valori della crosta superiore ed inferiore Pan-Africana (*Davidson & Wilson*, 1989) ed il campo descritto dalla porzione più giovane dell'Afar plume (*Deniel et al.*, 1994), si evince come le rocce pantelleritiche (sia con alti sia con bassi rapporti isotopici di Sr), siano lontane dai valori isotopici e geochimici della crosta superiore, ma sembrano seguire il trend evolutivo dei basalti, per il quale abbiamo suggerito un processo di contaminazione con la crosta inferiore.

Da queste osservazioni, quindi, e dai buoni risultati ottenuti dai modelli per la cristallizzazione frazionata (sia elementi maggiori sia in tracce, tab. 1), per l'intera sequenza basalto – pantellerite a G. e F., si evince che l'aumento del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (> 0.705) nelle pantelleriti sia giustificabile più con un processo di alterazione post-eruttivo, per esempio interazione con acque superficiali, che con un processo di contaminazione con materiale crostale. Difatti, questa ipotesi è suggerita dalla correlazione negativa, descritta da alcune rocce pantelleritiche, proiettando le percentuali in peso di Na_2O in funzione del LOI (vedi cap. 3, fig. 3.11). Il processo di alterazione può aver modificato la concentrazione di Sr, e di conseguenza anche la composizione isotopica. Questo implica che la procedura di leaching, utilizzata nel presente lavoro, non è stata in grado di rimuovere tutto lo Sr di origine non magmatica.

Tuttavia, non tutte le pantelleriti, con alto rapporto isotopico di Sr, sono caratterizzate da una diminuzione di Na_2O ed un aumento in LOI, è il caso delle pantelleriti, GdM 124b, GdM 146a e Fn 21b₂. Comunque anche per queste rocce è da escludersi un processo di assimilazione con la crosta superiore, in quanto la variazione isotopica del Pb in funzione del rapporto Nb/La (4.5b), non suggerisce una tale ipotesi. Questa figura, invece, evidenzia

come il magma acido si sia evoluto sostanzialmente per cristallizzazione frazionata del magma basaltico.

Avendo messo da parte l'ipotesi di contaminazione crostale, per spiegare gli alti rapporti isotopici nelle pantelleriti non alterate potremmo considerare un'evoluzione per cristallizzazione frazionata da basalti, eventualmente non campionati o non eruttati, contaminati da crosta inferiore, caratterizzati da più alti rapporti isotopici di Sr (> 0.705) e da rapporti isotopici di Nd e Pb simili a quelli esibiti dalle pantelleriti di Gademsa e Fantale. La presenza, nel rift etiopico, di rocce mafiche con rapporti isotopici di Sr maggiori di 0.705 è testimoniata dai basalti quaternari dell'unità Galo Salen, affiorante nella scarpata orientale del Main Ethiopian Rift (*Trua et al.*, 1999).

4.5 Le caratteristiche della regione sorgente.

Seguendo le osservazioni suggerite da *Vidal et al.* (1991), *Deniel et al.* (1994) e *Stewart & Rogers* (1996) sui prodotti basaltici più giovani ($<10 - 5$ Ma) eruttati nello stato di Djibouti (Afar), la porzione più giovane della plume può essere interpretata, dal punto di vista geochimico ed isotopico, come il risultato di un mixing binario (come mostrato in fig. 4.2) tra due "end-member" di mantello: la litosfera sub-continentale e una sorgente di tipo HIMU (cioè high- μ , caratterizzata da alti rapporti U/Pb), anche se per alcuni prodotti più giovani dell'Afar è stata anche invocata la sorgente di mantello impoverita DM (depleted mantle, dalla cui fusione parziale si formano i basalti, detti MORB, delle dorsali medio-oceaniche). Il contributo della componente HIMU è aumentato nel tempo, come suggerito dai bassi rapporti isotopici $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e dagli alti valori dei rapporti $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Gli autori indicano, per la porzione più giovane della plume dell'Afar, una composizione isotopica media di 0.7035, 0.5129 and 19.2 per i rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ rispettivamente.

Dai dati degli elementi in traccia e delle composizioni isotopiche di Sr, Nd e Pb, si evince che i basalti studiati di G. e F. possono essere considerati, per cristallizzazione frazionata, come derivati dalla porzione più giovane della plume dell'Afar. Come mostrato nelle fig. 3.13 (cap. 3), 4.1 e 4.5b, infatti, i basalti meno evoluti, ricadono nei campi definiti dalla porzione più giovane della plume (< 5Ma). In particolare, il basalto transizionale GdM 121, da noi indicato come il meno radiogenico in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con un alto rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mostra una composizione geochemica ed isotopica molto simile alla composizione media definita per la plume (v. fig 4.1, 4.2, 4.4 e 4.5).

Il contributo della plume dell'Afar, per la genesi del magmatismo sviluppatosi nel Main Ethiopian Rift, è anche supportato dagli alti valori dei rapporti isotopici $^3\text{He}/^4\text{He}$ trovati nei prodotti mafici più giovani (< 5 Ma) del rift etiopico; ricordiamo che gli autori (es. *Honda et al.*, 1993) ritengono che il mantello terrestre più profondo, astenosferico, sia la riserva dell'He primordiale, caratterizzato da alti rapporti isotopici $^3\text{He}/^4\text{He}$. *Scarsi and Craig* (1996) mostrano che i più alti rapporti isotopici di He sono concentrati nell'Afar, 13-14°N (13-14.2 R_a), e nel rift, in particolare nella regione dei laghi, 7.4-8.4°N (14-17 R_a), dove è situato il segmento magmatico di Coka (v. capitolo 2) di cui il vulcano Gademsa fa parte. Nella regione dei laghi, la parte tettonicamente attiva del rift, i rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$ nei basalti variano in un intervallo molto ampio che va da valori di 17 R_a , simili agli alti rapporti misurati per la plume sotto il parco di Yellowstone (Stati Uniti) (es. *Craig et al.*, 1978), a valori di 4-5 R_a tipici di una sorgente di tipo HIMU. Gli alti rapporti isotopici di He, trovati nei prodotti più giovani dell'Afar e del rift etiopico, sono stati interpretati come il massimo contributo della componente del mantello profondo astenosferico.

4.5.1 Il contributo del mantello litosferico sub-continentale (SCLM).

Nei modelli di cristallizzazione frazionata e assimilazione crostale delle rocce mafiche, presentati precedentemente, abbiamo escluso i due basalti, debolmente porfirici (circa 5% di fenocristalli), Gdm 125 e GdM 139, appartenenti alla attività post-calderica di Gademsa. Come abbiamo già osservato (capitolo 3), queste due rocce rappresentano i prodotti meno evoluti da noi campionati, in quanto caratterizzati da una concentrazione di MgO compresa tra 8 e 9 % in peso e da alte concentrazioni di Ni (150-200 ppm) e Cr (fino 400 ppm) (v. tabella 3.1). Inoltre, questi due basalti, insieme a quelli riportati da *Peccerillo et al.* (2003), anch'essi con contenuti di MgO tra 8-9 %, mostrano un particolare arricchimento in elementi in traccia incompatibili, rispetto alle altre rocce mafiche (fig. 3.8): essi, infatti, a parità di contenuto di MgO, definiscono trend evolutivi differenti se paragonati a quelli descritti dagli altri basalti campionati. Dal punto di vista isotopico, inoltre, i due basalti in esame sono caratterizzati da rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ praticamente uguali, entro gli errori di misura, e mediamente pari a 0.70403, 0.51279 e 18.296 rispettivamente (v. tab 3.1; fig. 4.7; *Peccerillo et al.*, 2003); rispetto agli altri basalti, essi mostrano una più bassa composizione isotopica di Nd a parità di rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Il contenuto di MgO compreso tra 8-9 % in peso, l'alto contenuto degli elementi in traccia compatibili, il particolare arricchimento nei contenuti degli elementi in traccia incompatibili e la costanza dei rapporti isotopici suggeriscono che queste rocce basaltiche, rispetto alle altre, non sono state interessate, in modo significativo, da processi di cristallizzazione frazionata e assimilazione crostale durante la loro evoluzione. Pertanto la genesi di questi basalti può essere ipotizzata con una origine per fusione parziale una origine per fusione parziale di un mantello più arricchito in elementi in traccia incompatibili, rispetto a quello che ha generato l'altro gruppo di basalti.

Per testare quest'ultima ipotesi abbiamo, innanzitutto, stimato, seguendo il modello proposto da *Albarede* (1992), le plausibili pressioni (e quindi profondità) del processo di fusione, ed in seguito abbiamo eseguito un modello di fusione parziale, utilizzando le equazioni del “non-modal batch melting” (Wilson, 1989), per giustificare gli arricchimenti degli elementi incompatibili osservati.

Albarede (1992) ha dimostrato che la variabilità chimica dei fusi primitivi, originati dalla fusione parziale del mantello, può essere usata per costruire delle relazioni empiriche che legano i contenuti di SiO₂ e MgO dei basalti alla pressione e alla temperatura di segregazione del liquido primitivo dalla sua sorgente mantellica. L'ostacolo di questo metodo è che il frazionamento dei minerali, durante l'ascesa del magma verso la superficie, può rappresentare una potenziale incertezza; le concentrazioni di SiO₂ e MgO, quindi, da inserire nelle equazioni per il calcolo della pressione di fusione, devono essere quelle del liquido basaltico primitivo, non affetto da frazionamento.

I basalti GdM125 e GdM139 hanno valori del parametro *Mg-value* [$100 \cdot \text{MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO})$ molare] pari a 62.5 e 63.3 rispettivamente, e quindi non rappresentano fusi primitivi. Comunque, *Albarede* (1992) ha dimostrato che l'effetto del frazionamento del 25% di plagioclasio e del 20% di clinopirosseno è tracciabile, e che le composizioni chimiche (elementi maggiori) dei basalti con alto MgO possono essere riportate a quelle primitive correggendole solo per il frazionamento di olivina. Tale correzione è stata eseguita, nei due campioni, utilizzando il metodo sviluppato da *Pearce* (1978): applicando un coefficiente di partizione K_D pari a 0.3 (*Roeder & Emslie*, 1970), per il rapporto Fe²⁺/Mg tra l'olivina e il fuso, si è progressivamente aggiunta olivina nelle nostre rocce (le cui composizioni iniziali sono state ricalcolate considerando tutto il ferro come bivalente) fino al raggiungimento dell'equilibrio con la composizione dell'olivina tipica del mantello superiore (~Fo₉₀; es. Wilson, 1989 e riferimenti riportati). Per ambedue i basalti in discussione, la quantità media di olivina aggiunta è stata circa

del $15\% \pm 3\%$ (1σ); la composizione chimica (elementi maggiori) calcolata dei magmi primitivi è riportata in tabella 3.

Utilizzando le composizioni corrette per il frazionamento di olivina, abbiamo applicato la relazione empirica fornita da *Albarede* (1992) per stimare le pressioni di segregazione del magma dal mantello, ottenendo 17 ± 2 kbar per il basalto GdM 125 e 20 ± 3 kbar per il basalto GdM 139; le pressioni calcolate sono paragonabili entro gli errori. Si vuole sottolineare che la stima della pressione, calcolata con questo metodo, può essere affetta da incertezza, poiché la fusione del mantello è un processo polibarico (es. *Langmuir et al.*, 1992), ma i risultati ottenuti permettono comunque diverse considerazioni qualitative.

Innanzitutto, le pressioni stimate indicano profondità intorno ai 50 km: quindi, l'origine di questi magmi sembra essere confinato nel dominio del mantello litosferico subcontinentale (SCLM) (*Rooney et al.*, 2005; *Tommasini et al.*, 2005). Osserviamo, poi, la fig. 4.6 in cui si riportano i contenuti di FeO* (ferro totale, calcolato come bivalente) e di SiO₂, calcolate per i magmi primitivi dei campioni GdM 125 e GdM 139. Le composizioni dei due basalti plottano lungo il trend descritto dai fusi sperimentali, in equilibrio con le peridotiti di mantello, ottenuti tra i 15 e 20 kbar (*Baker & Stolper*, 1994; *Kushiro*, 1996), e si inseriscono nel campo descritto dai basalti quaternari del rift eruttati nella regione di Debre Zeyit e di Butajira (poco distanti dal vulcano Gademsa e circa 20km a ovest dall'asse centrale del rift; *Rooney et al.*, 2005); questi ultimi sono stati interpretati come prodotti dal 5-7% di fusione parziale di una peridotite fertile a spinello, lasciando il clinopirosseno nel residuo. Anche le composizioni, calcolate per i basalti riportati da *Peccerillo et al.* (2003), conducono alle stesse considerazioni, ovvero pressioni di fusione del tutto simili a quelle calcolate per GdM 125 e GdM 139; da notare come due dei basalti di *Peccerillo et al.* (2003) mostrano pressioni meno elevate,

probabilmente dovute al più alto contenuto di silice (50-51 % in peso) rispetto agli altri (47.5-48.5 % in peso).

L'arricchimento degli elementi incompatibili, mostrati dai basalti con alto MgO, quindi, può essere il risultato della fusione parziale di una sorgente litosferica (arricchita in elementi in traccia incompatibili), che ha presumibilmente una composizione a peridotite a spinello, come si evince anche dalle variazioni delle REE normalizzate ai valori condritici (*Taylor & McLennan*, 1985; v. fig 3.9 e sessione 3.4.2). Per testare tale ipotesi si è applicato un modello di fusione parziale ("non-modal batch melting"), utilizzando le equazioni riportate da *Wilson* (1989) e la composizione del mantello litosferico subcontinentale riportata da *McDonough* (1990); i valori della moda ("Mode" percentuale dei minerali in una peridotite a spinello), della moda del fuso eutettico ("Melt Mode" percentuale dei minerali che contribuisce al fuso parziale, diverse dalle percentuali dei minerali) e i coefficienti di partizione (minerale/liquido) degli elementi in traccia nella fusione sono stati compilati da *McKenzie & O'Nions* (1995) e da *Johnson* (1998). Con un grado di fusione parziale tra il 5 e 7% il modello ha prodotto arricchimenti in elementi in traccia in disaccordo con le concentrazioni osservate nei basalti di Gademsa: la sorgente utilizzata è risultata essere troppo arricchita per i nostri magmi. A questo punto, per ottenere una sorgente meno arricchita, è stata ricalcolata la sua composizione, considerando un mescolamento tra la sorgente arricchita e quella impoverita (DM), che origina i MORB: questo tipo di sorgente è stata indicata da altri autori come sorgente dei basalti recenti (< 5 Ma), eruttati nella regione dell'Afar (*Deniel et al.*, 1994); inoltre, la composizione isotopica mostrata dai basalti di Gademsa, con alto MgO, può essere giustificata considerando un contributo proprio del DM. In fig. 4.7 è, infatti, riportata la curva di mescolamento $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ tra il DM (es. *Zindler and Hart*, 1986; *Salter & Strake*, 2004) ed la sorgente arricchita di tipo EM1 ("enriched mantle 1" ; es. *Hart et al.*, 1992), come dedotto dalle variazioni isotopiche mostrate dalle rocce

basaltiche (v. fig. 4.1): la curva di evoluzione calcolata spiega bene i dati isotopici dei basalti in esame, i quali sono simulati con circa il 12% della componente arricchita. Quindi, la composizione, in termini di elementi in traccia, della sorgente mantellica è stata calcolata effettuando il mescolamento binario tra l'88% del DM e il 12% del SCLM. La composizione geochimica della sorgente mantellica calcolata è riportata in tabella 3. I risultati del modello di fusione di questa sorgente sono mostrati in fig. 4.8, nella quale si riportano le variazioni degli elementi in traccia, normalizzati al mantello primitivo (*McDonough*, 1990), per la sorgente calcolata, per i due basalti con alto MgO (GdM 125 e GdM 139) e per i fusi parziali calcolati con un grado di fusione del 5 e del 7%. Come si osserva dalla figura, la fusione ha prodotto liquidi parentali i cui arricchimenti, in elementi incompatibili, descrivono trend di variazione simili a quelli definiti dai due basalti di Gademsa; inoltre, i contenuti medi degli elementi in traccia, calcolati per i due fusi, risultano essere mediamente più bassi rispetto alle due rocce in esame.

4.6 Il magma intermedio e la natura della Daly Gap.

Le rioliti peralcaline, poiché rappresentano il 90% del volume totale dei prodotti vulcanici eruttati nel MER (*Mohr, 1992*), sono petrologicamente molto importanti. Quattro tipi di ipotesi sono state considerate per l'origine delle rioliti peralcaline del MER: 1) cristallizzazione frazionata dei liquidi basaltici in camere magmatiche superficiali, 2) assimilazione di crosta continentale, 3) fusione (anatessi) della crosta continentale, 4) fusione parziale dei magmi mafici “underpleted” sotto il basamento crostale. I dati geochimici ed isotopici, come abbiamo visto in questo lavoro, suggeriscono che la cristallizzazione frazionata dei basalti fornisce una spiegazione soddisfacente per la geochimica delle rocce siliciche di Gademsa e Fantale. Per le pantelleriti e le comenditi associate ai collassi calderici delle zone assiali nel settore nord del MER e sud dell'Afar, diversi autori hanno proposto una origine per cristallizzazione frazionata dei magmi mafici (es. *Gibson, 1972; Weaver et al., 1972; Deniel et al., 1994*). Tuttavia il frazionamento dei basalti comporterebbe uno spettro continuo di composizione da mafico a intermedio a felsico, con relativi volumi eruttati paragonabili; invece, come è stato osservato precedentemente (cap. 3, sessione 3.4.1), le rocce mafiche e siliciche di Gademsa e Fantale sono separate da una gap in silice di circa 15-25% in peso e le attività eruttive dei due vulcani hanno prodotto una predominanza dei magmi silicici rispetto a quelli mafici.

I modelli classici di camere magmatiche (*Turner & Campbell, 1986*) suggeriscono che la cristallizzazione, che avviene al loro interno, genera liquidi evoluti più leggeri, risalenti verso il top della riserva, dove si accumulano ed evolvono ulteriormente; inoltre, il magma mafico, situato alla base della camera, è soggetto a continui “trazioni” e mescolamenti con nuovi fusi mafici. Lo strato superiore silicico agisce come una barriera di densità rispetto al sottostante magma mafico, il quale non può raggiungere le zone superficiali della camera. Il risultato di questo è che i magmi silicici, a diverso

grado di evoluzione, sono preferenzialmente eruttati, mentre i magmi mafici vengono eruttati sporadicamente e probabilmente quando la parte superiore della riserva si è completamente svuotata.

I modelli termodinamici, riportati da *Peccerillo et al. (2003)*, mostrano che la massa dei liquidi residuali, durante la cristallizzazione frazionata da basalti a rioliti, non cambia linearmente al diminuire della temperatura, ma decresce debolmente, durante gli stadi iniziali e finali, e diminuisce velocemente durante gli stadi intermedi di cristallizzazione. Quando si considera la massa del liquido residuale ed i contenuti di silice calcolati nei magmi residuali si osserva, una netta diminuzione della massa, in corrispondenza delle composizioni intermedie. Questi dati suggeriscono che i magmi frazionanti, con l'abbassamento della temperatura, transitano rapidamente attraverso gli stadi intermedi, producendo piccole quantità di fusi a composizione intermedia; quindi, il meccanismo della cristallizzazione frazionata, riducono effettivamente il volume dei fusi intermedi. Le densità calcolate dei magmi di Gademsa, inoltre, si attestano su valori di circa 2700 kg/Km³ per i fusi mafici, 2400-2600 kg/Km³ per quelli intermedi e inferiori a 2400 kg/Km³ per quelli silicici. Ciò indica che nel frazionamento, i fusi silicici occuperanno la sommità della camera e quelli mafici la sua base, mentre i fusi intermedi subordinati, ricchi in cristalli, costituiranno la superficie di separazione tra le suddette zone (*Wolff & Storey, 1984; Turner & Campbell, 1986*); i fusi intermedi possono essere trasportati in superficie come inclusioni nei fusi silicici quando le eruzioni interessano i livelli intermedi della camera magmatica stratificata. A Gademsa e a Fantale, "mingling" tra magmi con differente composizione si osservano durante l'eruzione syn-caldera dell'ignimbriti e diviene una caratteristica importante nelle attività post-caldera.

La Daly Gap, in fine, a G. e a F. risulta essere conseguenza di due fattori concorrenziali: uno legato ai processi di frazionamento, l'altro alla stratificazione della camera magmatica.

4.6.1 Le evidenze geofisiche lungo il MER.

Nuovi dati forniti da analisi preliminari delle immagini sismiche 3D (*Keranen, Keller, Mackenzie, Maguire and the geophysical EAGLE working group*: <http://paces.geo.utep.edu/research/eagle/EAGLE.shtm>) in Etiopia evidenziano la possibilità che la crosta sotto il MER sia di tipo continentale, con intrusioni mafiche al di sotto dei segmenti magmatici delle zone assiali al rift; questi segmenti sono interpretati come elongazioni di intrusioni mafiche gabbriche nella roccia crostale, rappresentata dal basamento Precambriano. Studi gravimetrici lungo il settore settentrionale del rift etiopico (*Mahatsente et al.*, 1999), inoltre, hanno rivelato la presenza di diverse anomalie positive coincidenti con i vulcani riolitici quaternari delle zone assiali. I modelli tridimensionali dei dati gravimetrici hanno identificato varie intrusioni lungo il rift, con densità di circa 3000-3100 kg/m³; in molti di questi corpi intrusivi, la densità decresce dalla base alle zone sommitali. Queste intrusioni, che si spingono dal mantello raggiungendo profondità che vanno dai 20 a circa 4 km, vengono interpretate come intrusioni di materiale mafico di mantello all'interno della crosta del rift. Noi crediamo improbabile, comunque, che queste intrusioni ad alta densità possano raggiungere profondità superficiali di 4 km e suggeriamo, invece, che essi rappresentino materiale magmatico cristallizzato consistente maggiormente di magma mafico e cumulati. Il riscontro di anomalie gravimetriche positive sotto i centri silicici supportano l'ipotesi che larghi vulcani, centrali al rift, si sono sviluppati sopra grosse intrusioni di magma mafico, le quali evolvono per cristallizzazione frazionata con moderate assimilazioni crostali. Il materiale più evoluto (di composizione pantelleritica), che risiede nelle zone sommitali delle camere magmatiche, viene preferenzialmente eruttato, mentre il materiale mafico e i cumulati rimangono intrappolati a varie profondità.

In conclusione, le evidenze geofisiche giustificano i modelli petrologici e vulcanologici proposti per Gademsa e Fantale, e possono rappresentare una spiegazione per la grande prevalenza delle rocce siliciche, su scala regionale, lungo il rift etiopico.

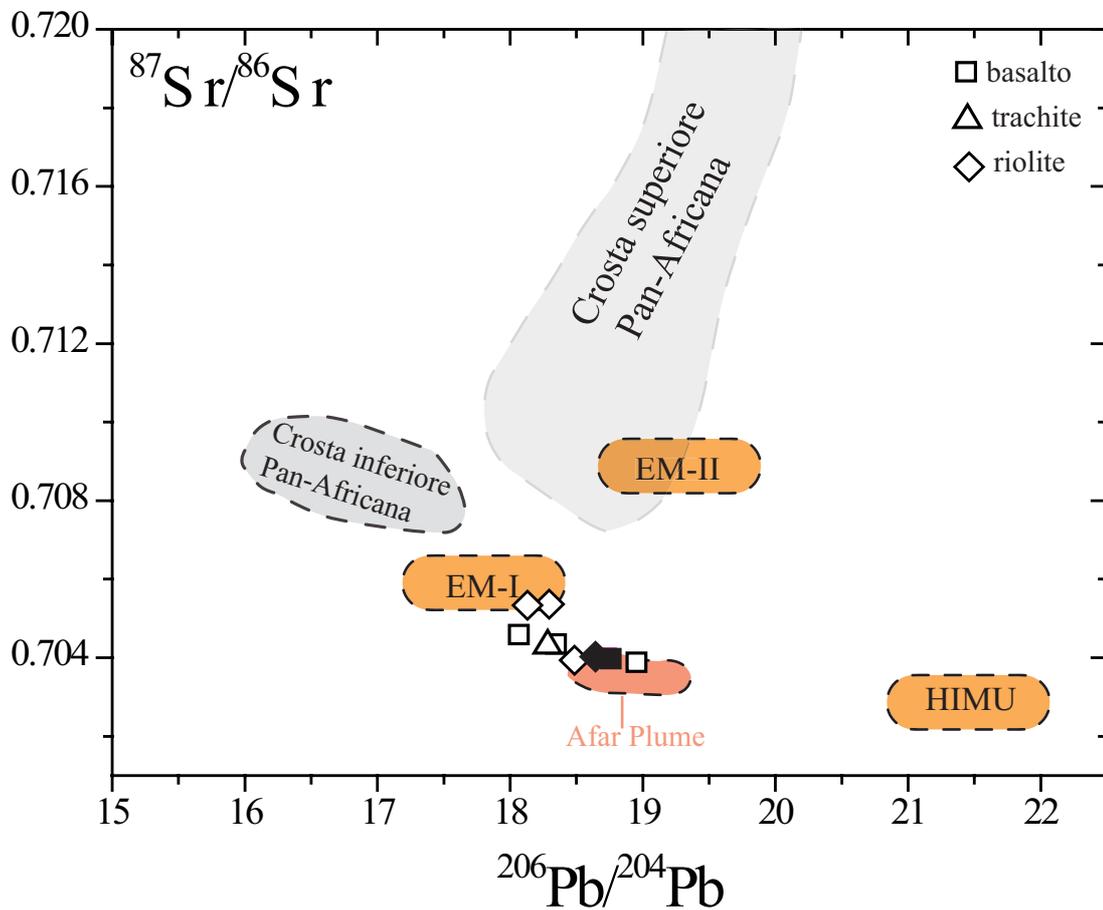


Fig. 4.1 Variazione del rapporto isotopico $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in funzione del rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, per le rocce analizzate di Gademsa (simboli vuoti) e Fantale (simboli pieni). I campi dei tre “end-member” di mantello sono stati compilati da *Hart et al.* (1992) e *Strake et al.* (2005); i valori della crosta inferiore, appartenente al basamento Pan-Africano, sono stati presi da *Davidson & Wilson* (1989), quelli della crosta superiore da *Duyverman et al.* (1982), *Davidson & Wilson* (1989), *Hegner & Pallister* (1989); per il campo dell’Afar plume sono stati considerati i valori isotopici, dei basalti più giovani con più alto rapporto $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, pubblicati da *Deniel et al.* (1994).

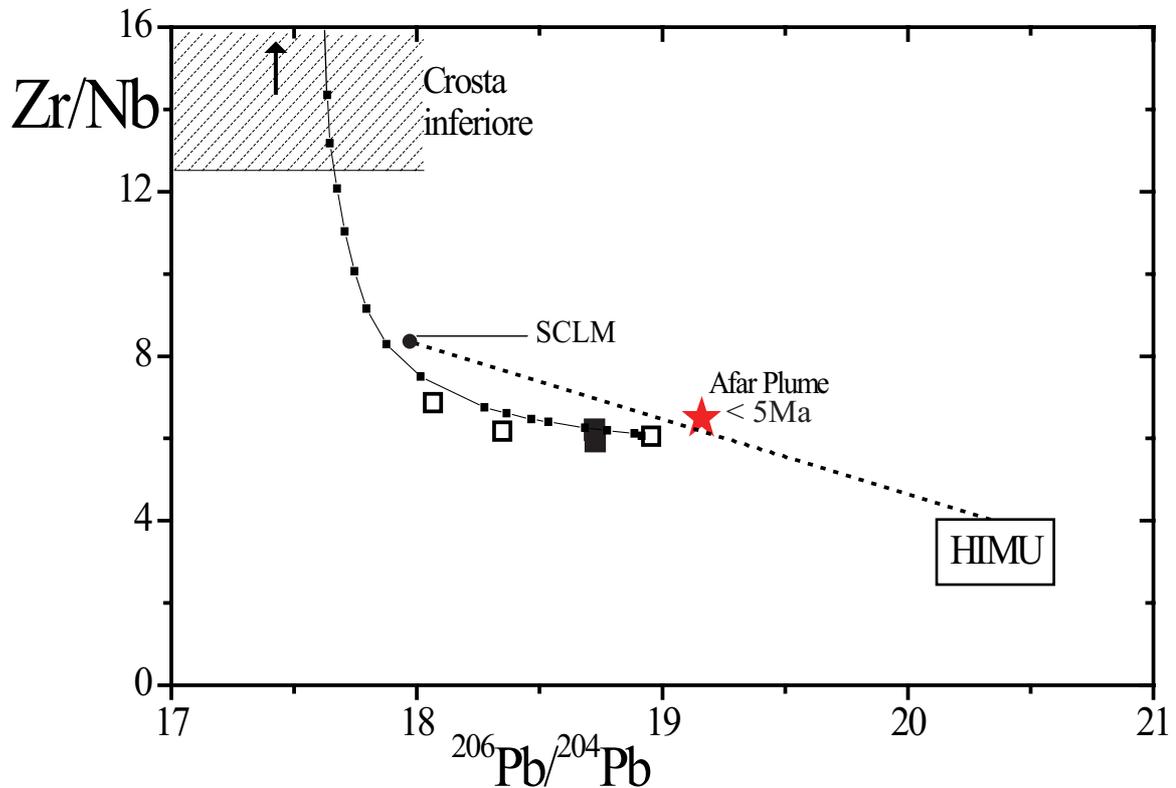


Fig. 4.2 Traiettorie di mixing (linea segmentata), tra il basalto meno evoluto e meno radiogenico di Gadesma e la crosta inferiore del basamento Pan-Africano (*Davidson & Wilson, 1989*), considerando la variazione del rapporto Zr/Nb in funzione del rapporto $^{206}Pb/^{204}Pb$ per i basalti analizzati di G. e F; simboli come in fig. 4.1. Le equazioni per il mescolamento sono riportate da *Faure (1986)*. La linea tratteggiata indica la traiettoria di mixing, suggerita da *Stewart & Rogers (1996)*, tra l' "end-member" di mantello HIMU (*Weaver, 1991; Strake et al. 2005*) e il SCLM (*sub-continental lithospheric mantle*). La stella rappresenta il valor medio dei rapporti Zr/Nb e $^{206}Pb/^{204}Pb$ per i basalti, più giovani e meno radiogenici nei rapporti isotopici del Pb, relazionati all'Afar plume (*Deniel et al., 1994*).

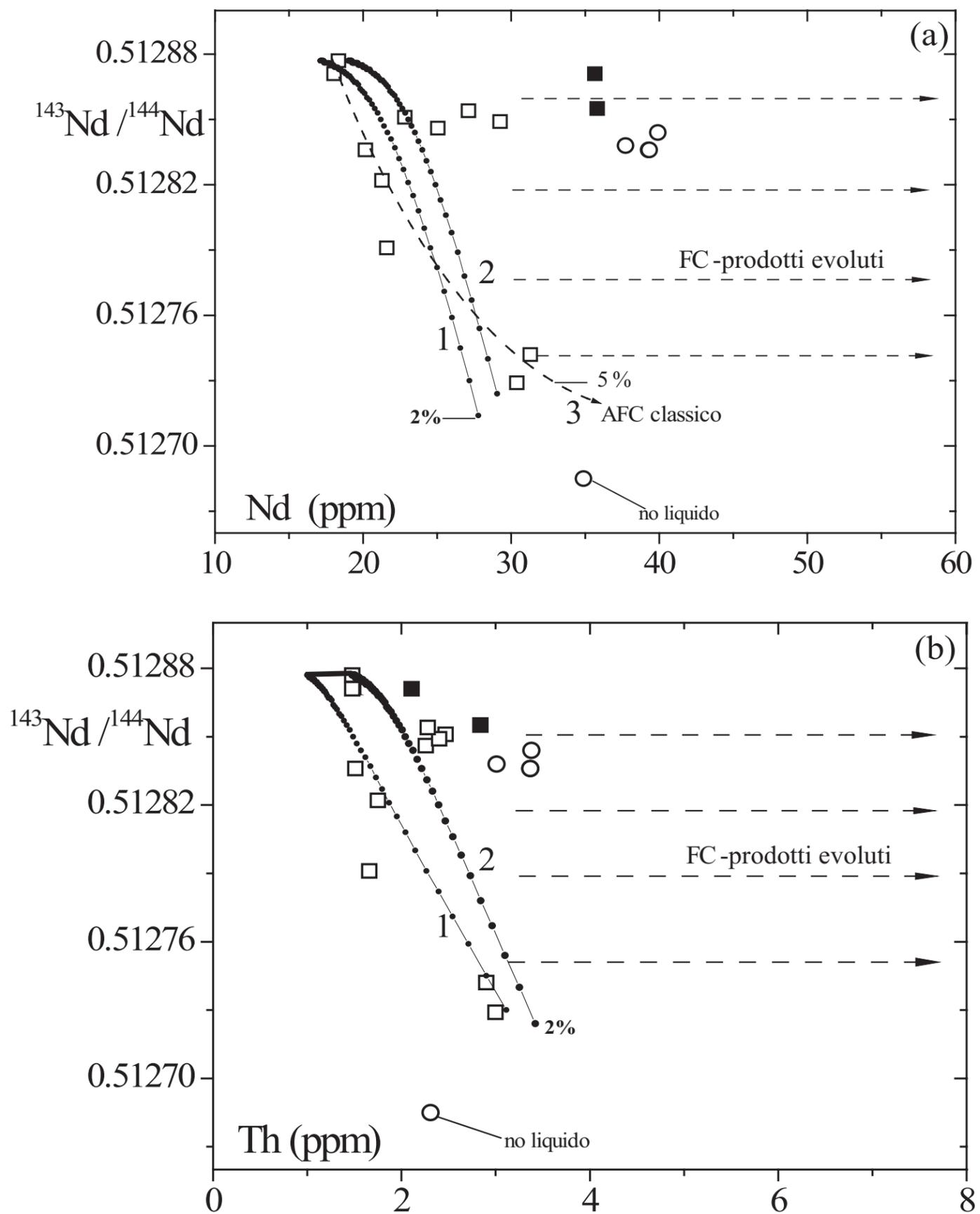


Fig. 4.3 Risultati dei modelli di cristallizzazione frazionata e assimilazione crostale considerando, per i prodotti meno evoluti di G. e F., la variazione isotopica del Nd in funzione della concentrazione di Nd e Th (ppm). Simboli come in figura 4.1. La crosta contaminante è rappresentata dalla crosta inferiore del basamento Pan-Africano (Davidson & Wilson, 1989), vedi testo per ulteriori discussioni e tabella 2 per i parametri utilizzati. Le curve segmentate ed indicate con i numeri 1 e 2 sono state ottenute considerando il modello (EC-AFC) sviluppato da Spera & Bohrson (2001), in cui la concentrazione del magma di partenza è stata scelta nei limiti dell'errore di misura del Nd e del Th (v. capitolo 3); la curva, indicata con il numero 3, rappresenta il risultato del modello AFC classico proposto da De Paolo (1981). Vengono altresì evidenziate possibili linee di evoluzione (freccie tratteggiate), per cristallizzazione frazionata, dei prodotti più evoluti. I numeri in percentuale rappresentano le quantità di massa assimilata ottenute con i due modelli.

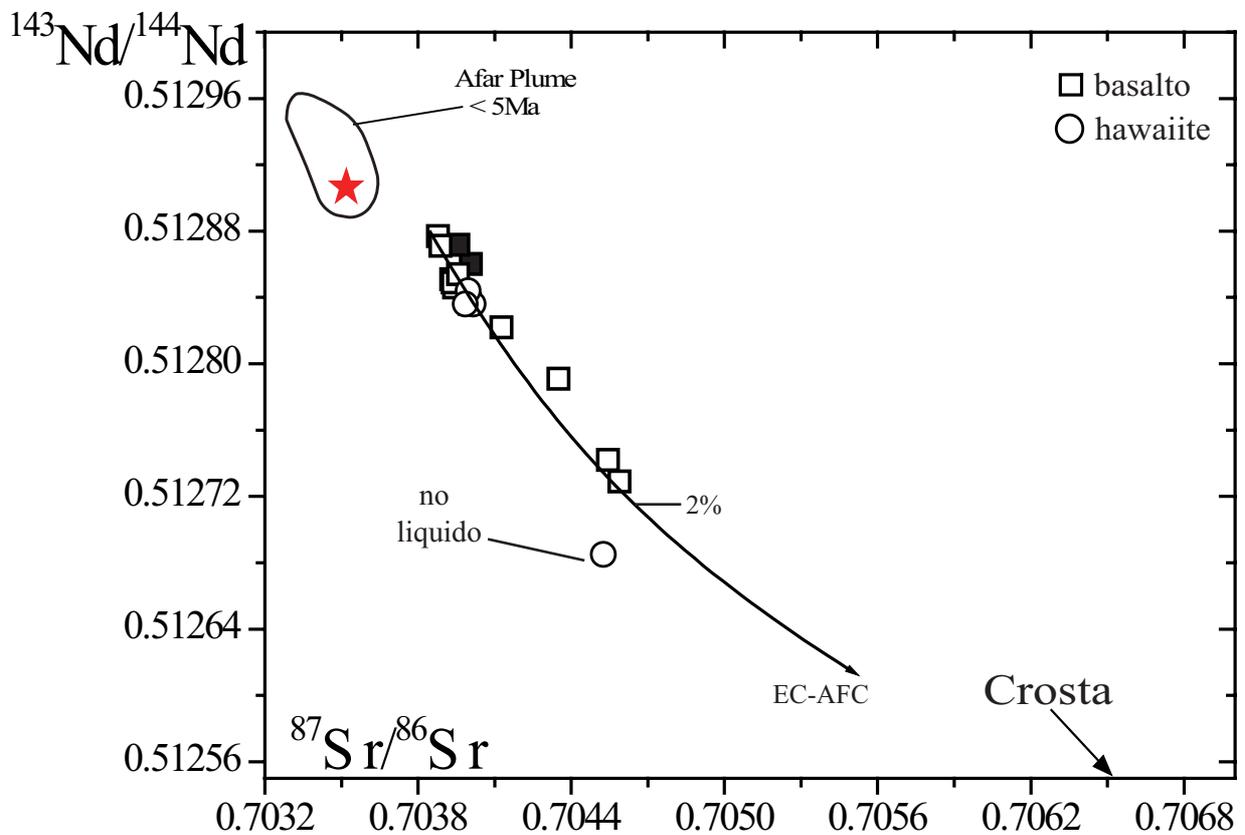


Fig. 4.4 Variazione isotopica Sr-Nd per i basalti analizzati di Gademsa (simboli vuoti) e Fantale (simboli pieni). La curva rappresenta il risultato della simulazione EC-AFC, il numero in percentuale indica la frazione di massa crostale assimilata. I valori della crosta sono indicati da Davidson & Wilson, (1989). I dati dell'Afar plume sono indicati da Deniel *et al.*, (1994); la stella rappresenta il valor medio dei rapporti isotopici di Sr e Nd dei basalti, più giovani e meno radiogenici nei rapporti isotopici del Pb, relazionati all'Afar plume. Per ulteriori discussioni vedi testo.

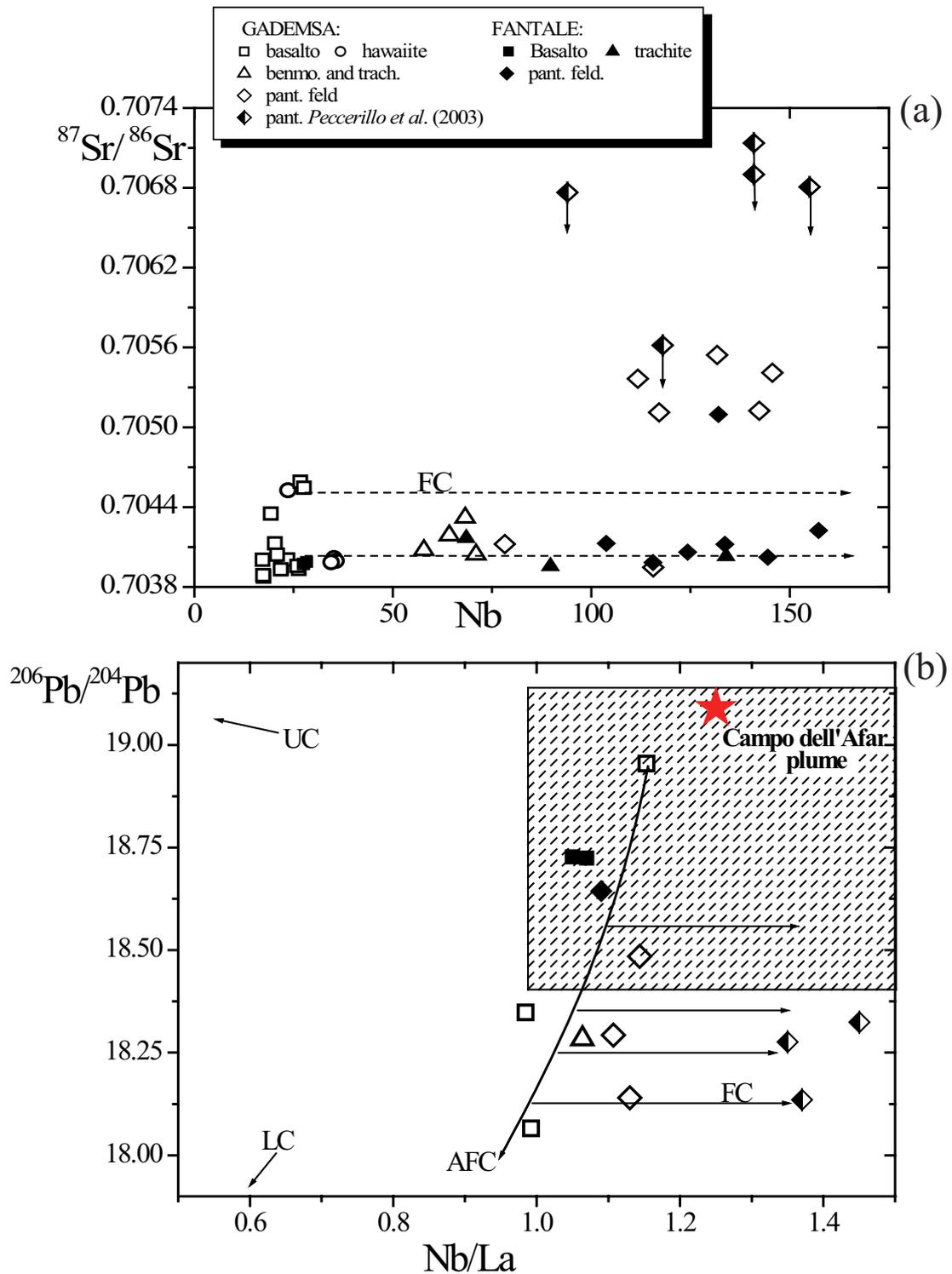


Fig. 4.5 (a) Variazione isotopica dello Sr in funzione della concentrazione di Nb (ppm), per le rocce analizzate di G. e F. Le frecce verso il basso, applicate ai dati forniti da *Peccerillo et al.* (2003), indicano l'assenza della procedura di leaching per la determinazione del rapporto isotopico. (b) Variazione del rapporto isotopico $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in funzione del rapporto Nb/La per le rocce analizzate di G. e F. La stella rappresenta il valor medio dei rapporti Nb/La e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ per i basalti, più giovani e meno radiogenici nei rapporti isotopici del Pb, relazionati all'Afar plume (*Deniel et al.*, 1994). I valori della crosta sono indicati da *Davidson & Wilson*, (1989).

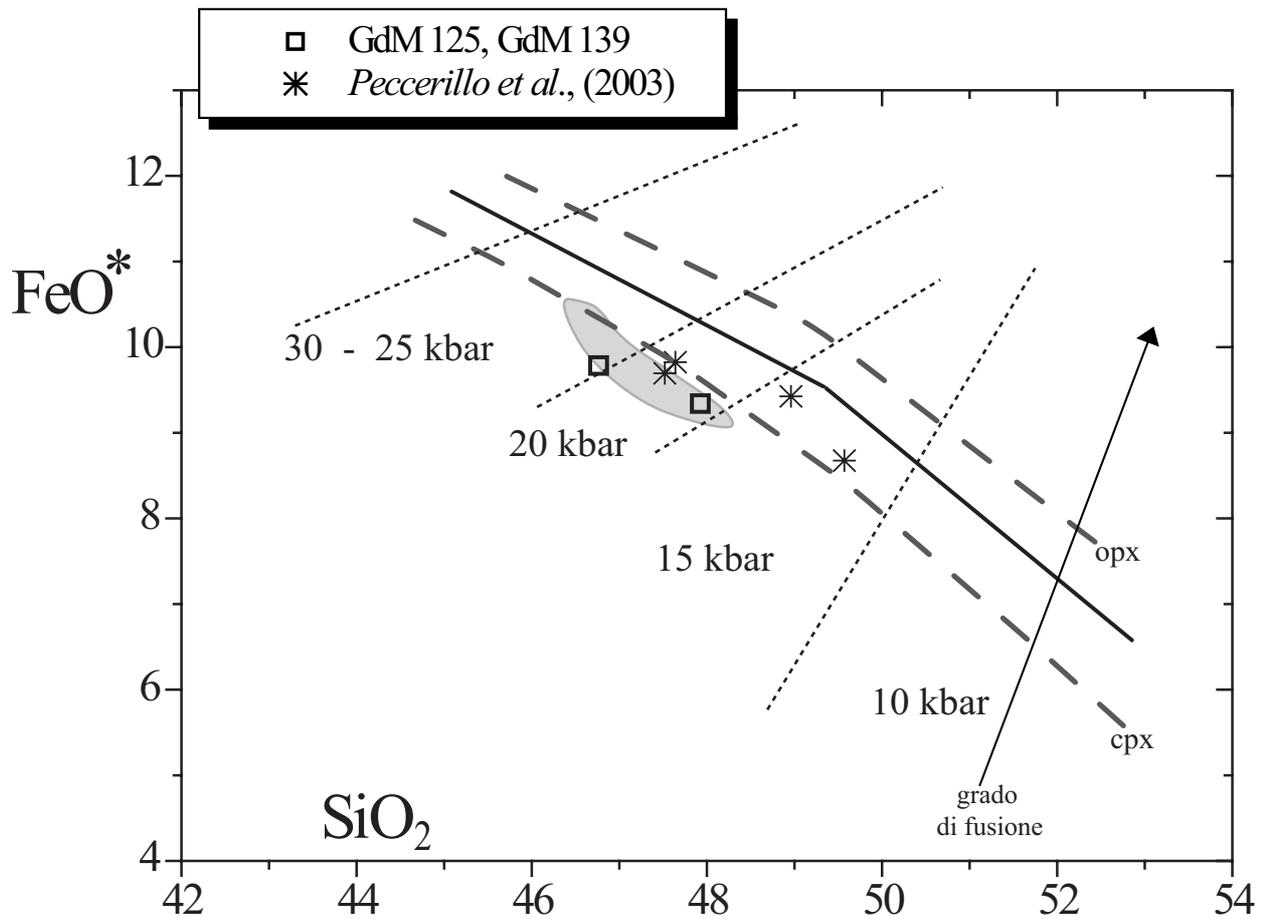


Fig. 4.6 Variazione di FeO* e SiO₂ calcolati per i magmi primitivi dei basalti di Gademsa con alto MgO. La composizione degli elementi maggiori, corretta per il frazionamento di olivina, è in equilibrio con la composizione dell'olivina tipica del mantello superiore (~Fo₉₀). La linea solida, tra quella "cpx" e "opx", limita mediamente le composizioni dei fusi sperimentali coesistenti con cpx + ol + opx e quelle coesistenti con ol + opx, quest'ultimi caratterizzati da un più alto grado di fusione (*Baker & Stolper, 1994; Kushiro, 1996; Rooney et al., 2005*). Il campo in grigio è descritto dai basalti quaternari della regione di Debre Zeyit e Butajira (*Rooney et al., 2005*), ed indica pressioni di segregazione del liquido tra i 15 – 25 kbar. Vedi testo per ulteriori discussioni.

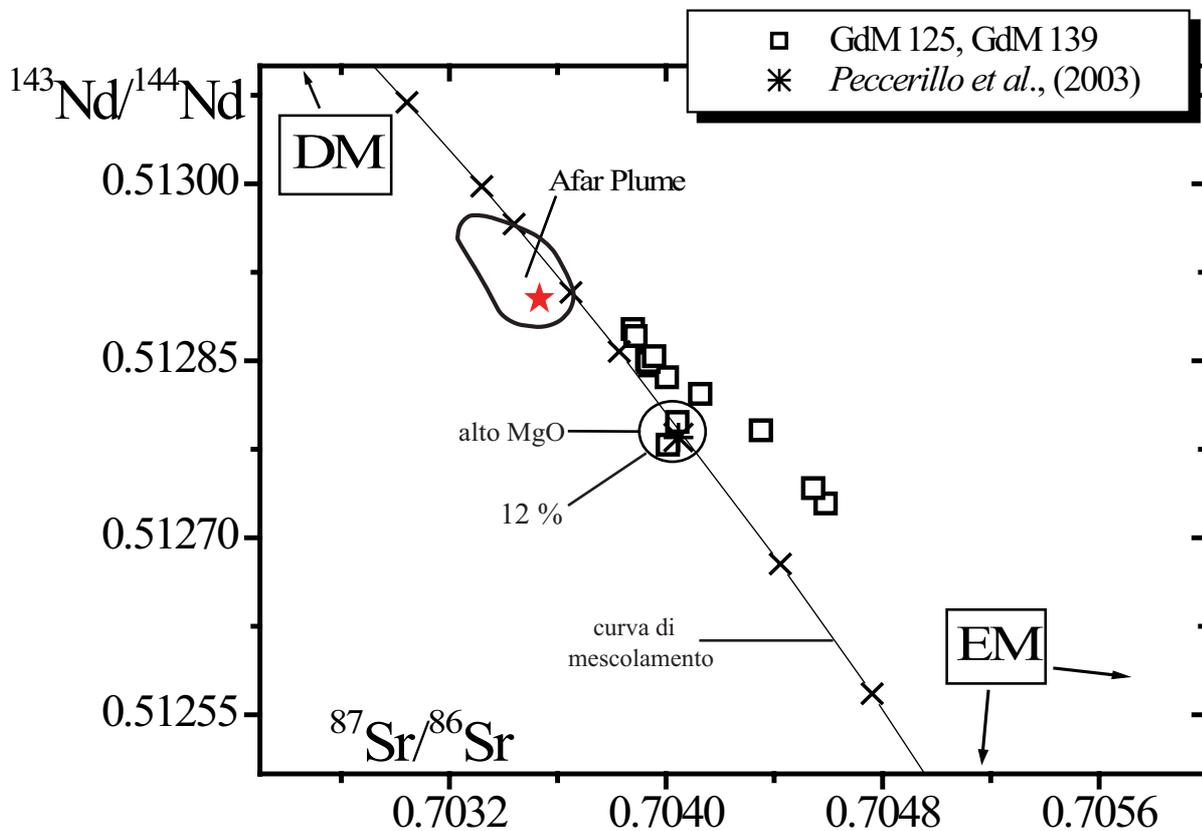


Fig. 4.7 Risultato, per la composizione isotopica di Sr e Nd, del mescolamento binario tra la componente di mantello impoverita (DM, *Zindler & Hart, 1986*) e la componente di mantello arricchita di tipo EM1 (*Hart et al., 1992*). I rapporti isotopici dei basalti di Gademsa, con alto MgO, possono essere spiegati con circa il 12% della sorgente arricchita. Le equazioni per il mescolamento sono riportate da *Faure (1986)*. Per i dati della plume dell'Afar vedi fig. 4.5.

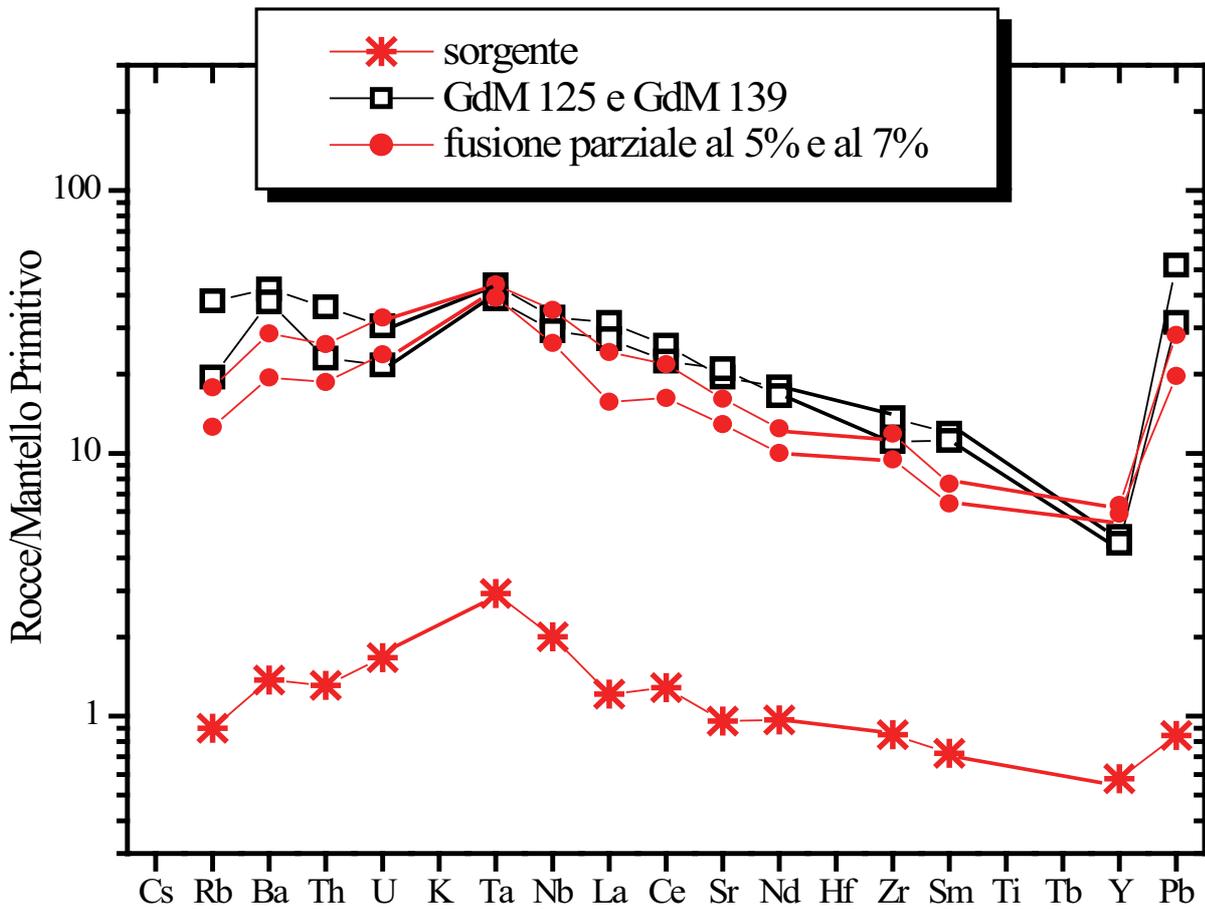


Fig 4.8 Distribuzione degli elementi in traccia, normalizzati al Mantello Primitivo (PM) (McDonough *et al.*, 1992), dei basalti GdM 125 e GdM 139, della sorgente mantellica calcolata e del liquido prodotto dalla sua fusione parziale al 5 % e al 7 %. La composizione (elementi in traccia incompatibili, v. tabella 3) della sorgente è il risultato del mixing tra il 12% del mantello litosferico continentale (McDonough *et al.*, 1990) e l'88% del mantello impoverito (DM, *Salters & Strake*, 2004); le equazioni per il mescolamento sono riportate da *Faure* (1986). Vedi testo per ulteriori discussioni.

Tabella 1. Risultati dei calcoli del bilancio di massa per rocce vulcaniche del Gadmsa e del Fantale.

<i>FC</i>			<i>FC</i>			<i>FC</i>					
Magma iniziale		Magma finale	Magma iniziale		Magma finale	Magma iniziale		Magma finale			
Gadmsa		Gadmsa	Gadmsa		Gadmsa	Gadmsa		Gadmsa			
GdM 121 basalto		GdM 102a basalto	Gdm 102a basalto		GdM 149 hawaiiite	GdM 149 hawaiiite		GdM 115 trachite			
Minerali sottratti %			Minerali sottratti %			Minerali sottratti %					
Ol	7.67		Ol	3.82		Cpx	25.95				
Cpx	37.57		Cpx	18.05		Pl	29.35				
Pl	48.03		Pl	71.19		Mg	17.76				
Mg	4.28		Mg	3.85		Apt	1.28				
Ilm	2.44		Ilm	2.79		Af	25.65				
F	0.46		F	0.58		F	0.26				
Σr^2	0.04		Σr^2	0.10		Σr^2	0.03				
Contenuti elementi in traccia			Contenuto elementi in traccia			Contenuto elementi in traccia					
	oss.	oss.	oss. - calc.	oss.	oss.	oss. - calc.	oss.	oss.	oss. - calc.		
Rb	7.32	21.70	-0.11	Rb	21.73	26.70	-0.65	Rb	26.70	61.84	-1.80
Sr	463.00	526.00	3.50	Sr	526.00	548.70	1.60	Sr	548.70	336.10	1.09
Sm	4.15	6.56	-0.62	Sm	6.56	8.90	-0.90	Sm	8.90	13.21	-0.85
Zr	105.60	183.50	-2.80	Zr	183.50	209.50	-1.40	Zr	209.50	503.70	-2.74
La	15.10	26.90	2.10	La	26.92	32.70	1.05	La	32.70	66.68	2.56
Th	1.50	3.00	-0.60	Th	3.00	3.40	-0.49	Th	3.4	8.56	-0.8
Yb	1.50	2.40	0.10	Yb	2.40	3.00	0.26	Yb	3	5.43	1.08
Nb	17.40	26.70	-1.50	Nb	26.71	35.20	-1.10	Nb	35.2	71	-2.1

Tabella 1. (segue)

<i>FC</i>				<i>FC</i>			<i>AFC</i>					
Magma iniziale		Magma finale		Magma iniziale		Magma finale		Magma iniziale		Magma finale		
Gadmsa		Gadmsa		Fantale		Fantale		Gadmsa		Gadmsa		
GdM 115 trachite		GdM 119b pantellerite		Fn 15b basalto		Fn 23a pantellerite		GdM 121 basalto		GdM 102a basalto		
Minerali sottratti%				Minerali sottratti%			Minerali sottratti %					
Ol	3.55			Ol	4.95		Ol	7.67				
Cpx	11.31			Cpx	23		Cpx	37.57				
Aen	8.88			Pl	22.98		Pl	48.03				
Ap	0.83			Ap	2.68		Mg	4.28				
Af	75.42			Af	31.52		Ilm	2.44				
				Mg	14.85							
F	0.08			F	0.18		F	0.46				
Σr^2	0.35			Σr^2	0.02		Σr^2	0.04				
Contenuto elementi in traccia				Contenuto elementi in traccia			Contenuti elementi in traccia					
	oss.	oss.	oss. - calc.		oss.	oss.	oss. - calc.		oss	oss.	oss. - calc.	Assimilante
Rb	61.84	131.5	-2.07	Rb	14.36	110.45	1.6	Rb	7.32	21.70	0.91	76.00
Sr	336.1	6.47	0.33	Sr	474.14	21.53	2.8	Sr	463.00	526.00	1.9	614.00
Sm	13.21	19.23	-0.14	Sm	7.79	21.72	-0.15	Sm	4.15	6.56	-0.15	3.50
Zr	503.7	796.7	-3.41	Zr	165	1024.12	3.73	Zr	105.60	183.50	2.71	171.00
La	66.68	112.1	1.85	La	29.4	132.63	-2.55	La	15.10	26.90	1.29	45.30
Th	8.56	17.03	-1.5	Th	2.11	16.85	-0.91	Th	1.50	3.00	-1.01	19.00
Yb	5.43	9.67	1.2	Yb	2.94	13.94	1.04	Yb	1.50	2.40	0.31	0.39
Nb	71	117.1	-2.9	Nb	27.55	144.45	-2.9	Nb	17.40	26.70	1.27	7.33

Ol: olivina; Cpx: clinopirosseno; Pl: plagioclasio; Mg: magnetite; Ilm: ilmenite; Ap: apatite; Af; alcali feldspato; Aen: Aenigmatite; F: frazione di magma residuale rispetto al magma iniziale (pari a 1); Σr^2 : somma degli scarti al quadrato. I coefficienti di partizione sono stati compilati da dati di letteratura: *Lemarchand et al.*, (1987); *Mahood & Stimac*, (1990); *Caroff et al.*, (1993); *Peccerillo et al.*, 2003. Le composizioni chimiche relative ai minerali sono state compilate da *Civetta et al.*, (1998); *Peccerillo et al.*, (2003).

Table 2. Parametri termici e geochimici utilizzati nella simulazione EC-AFC.

	t_m	1280	degC		
	t_{0m}	1280	degC		
	t_a	1200	degC		
	ta₀	800	degC		
	t_s	950	degC		
	C_{pm}	1484	J/kg K		
	C_{pa}	1388	J/kg K		
	hcry	396000	J/kg		
	hfus	354000	J/kg		
		Sr	Nd	Pb	Th
Magma:	conc.	463	17	1.68	1
	D₀ totale	0.5	0.25-0.35	0.05	0.05
	isotopi	0.703878	0.512877	18.95	
Assimilante:	conc.	600	27	22	10
	D₀ totale	0.08	0.05	0.03	0.03
	isotopi	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	
		0.7161	0.511128	17.34	

I dati della crosta inferiore sono stati compilati da *Davidson & Wilson* (1989); i dati termici sono stati compilati da *Bohrson & Spera* (2001), e da *Annen & Sparks* (2002). hcry: entalpia di cristallizzazione; hfus: entalpia di fusione; C_{pm} e C_{pa}: calore specifico a pressione costante del magma e dell'assimilante rispettivamente. Per gli altri parametri vedi testo.

Tab. 3 Concentrazioni degli elementi maggiori, calcolate per i magmi parentali di GdM 125 e GdM 139, e concentrazioni degli elementi in traccia, per la sorgente mantellica utilizzata nel modello di fusione.

	<i>mag. Parentale GdM 125</i>	<i>mag. Parentale GdM 139</i>		
SiO₂	48.08	46.64		
TiO₂	1.65	1.72		
Al₂O₃	13.21	13.62		
Fe₂O₃	1.20	1.23		
FeO	9.24	9.76		
MnO	0.13	0.14		
MgO	14.00	14.79		
CaO	8.50	9.02		
Na₂O	2.67	2.23		
K₂O	1.01	0.50		
P₂O₅	0.32	0.35		
<i>Sorgente Mantellica Calcolata</i>				
Rb	0.57 ± 0.91	Ce	2.35 ± 1.95	
Ba	9.60 ± 6.44	Sr	20.20 ± 4.45	
Th	0.11 ± 0.15	Nd	1.32 ± 1.88	
U	0.04 ± 0.09	Zr	9.50 ± 2.20	
Ta	0.12 ± 0.20	Sm	0.32 ± 0.97	
Nb	1.43 ± 1.2	Y	2.64 ± 1.55	
La	0.86 ± 0.77	Pb	0.06 ± 0.11	

Per gli elementi maggiori si considerano gli errori di misura delle analisi delle rocce (cap. 3); gli errori sulle concentrazioni degli elementi in tracce sono riportati come 1 deviazione standard, e sono calcolati con il metodo della propagazione degli errori considerando gli errori sulle stime dei contenuti degli elementi in tracce riferiti al DM e al SCLM (Salters & Strake, 2004; McDonough, 1990)

CONCLUSIONI

Il problema principale che riguarda i vulcani Gedemsa e Fantale, e più in generale i vulcani silicici quaternari centrali al rift, è riuscire a spiegare l'origine delle rocce siliciche peralcaline, la loro relazione con le rocce basaltiche e il motivo della scarsa presenza dei termini a composizione intermedia, nelle sequenze vulcaniche. Due classi di ipotesi sono state proposte per tali problematiche. La prima suggerisce la continua cristallizzazione frazionata di un liquido basaltico transizionale accompagnata da una possibile interazione con la crosta (es. *Barberi et al.*, 1975; *Gasparon et al.*, 1993; *Geist et al.*, 1995; *Mungall & Martin* 1995). La seconda suggerisce che le rocce peralcaline e basalti associati rappresentano due fusi geneticamente indipendenti, con i basalti provenienti dal mantello e i liquidi silicici prodotti nella crosta per fusione o della vecchia crosta o di quella giovane "underplated" di origine basaltica (es. *Davies & MacDonald*, 1987; *Lightfoot et al.*, 1987; *Mahood et al.*, 1990; *Blak et al.*, 1997; *Trua et al.*, 1999).

Dalle analisi eseguite e dalla loro interpretazione si delinea che il processo principale che meglio spiega le variazioni geochemiche ed isotopiche osservate nei prodotti del vulcano Gademsa e del Fantale, è una cristallizzazione frazionata dal magma basaltico fino ai prodotti differenziati (trachiti e rioliti). I magmi basaltici, probabilmente, possono subire processi di cristallizzazione a sistema chiuso e a sistema aperto, quest'ultimo caratterizzato da assimilazione di piccole quantità (< 2%) di crosta inferiore Pan-Africana di composizione granodioritica. È possibile, inoltre, che i magmi trachitici si siano evoluti a quelli pantelleritici in camere magmatiche superficiali, come suggerito dai modelli di frazionamento presentati; i magmi pantelleritici possono aver subito un processo di alterazione post-eruttivo da parte di acque superficiali, modificandone la composizione isotopica di Sr. L'evoluzione a bassa pressione per i magmi più evoluti è ulteriormente

suggerita dalla presenza, nelle zone centrali del rift, di larghe caldere, le quali richiedono la presenza di camere magmatiche superficiali (2-3 km).

Il Gademsa ed il Fantale sono situati su zone di anomalie gravimetriche positive che suggeriscono la presenza di corpi intrusivi ad alta densità, probabilmente rappresentati da cumulati mafici ed ultramafici; per di più, distribuzioni di anomalie gravimetriche positive sono state trovate lungo tutto il Main Ethiopian Rift, e molte delle quali coincidono con i vulcani silicici quaternari. Questo supporta l'ipotesi che grandi vulcani centrali e silicici si sono sviluppati sopra grosse intrusioni di magma mafico; alcune di queste intrusioni, risalendo verso la superficie, possono formare camere magmatiche crostali in cui il magma si evolve fino alla composizione pantelleritica. Questa, meno densa dei prodotti intermedi, e risiedente al top della camera, è stata preferenzialmente eruttata.

Evidenze geochimiche ed isotopiche, inoltre, suggeriscono che il basalto isotopicamente meno radiogenico (campionato a Gademsa), ma non il meno evoluto, possa essere derivato per cristallizzazione frazionata da un magma parentale basaltico generato dalla porzione più giovane della plume dell'Afar. In più, i basalti con minore grado evolutivo (MgO ~ 8-9% in peso) sono stati originati tra 15 e 20 kbar (~ 50 km di profondità) per fusione parziale del 5 - 7 % di una sorgente mantellica arricchita di composizione peridotitica a spinello.

Appendice 1. SPETTROMETRIA DI MASSA.

La spettrometria di massa ha come obiettivo la separazione e l'analisi di atomi e molecole cariche sulla base delle loro masse; ciò permette di determinare le relative proporzioni tra le differenti molecole, elementi o specie isotopiche in un campione, analizzando il risultato sia graficamente, come spettro di massa, sia numericamente, come rapporti diretti tra le differenti masse.

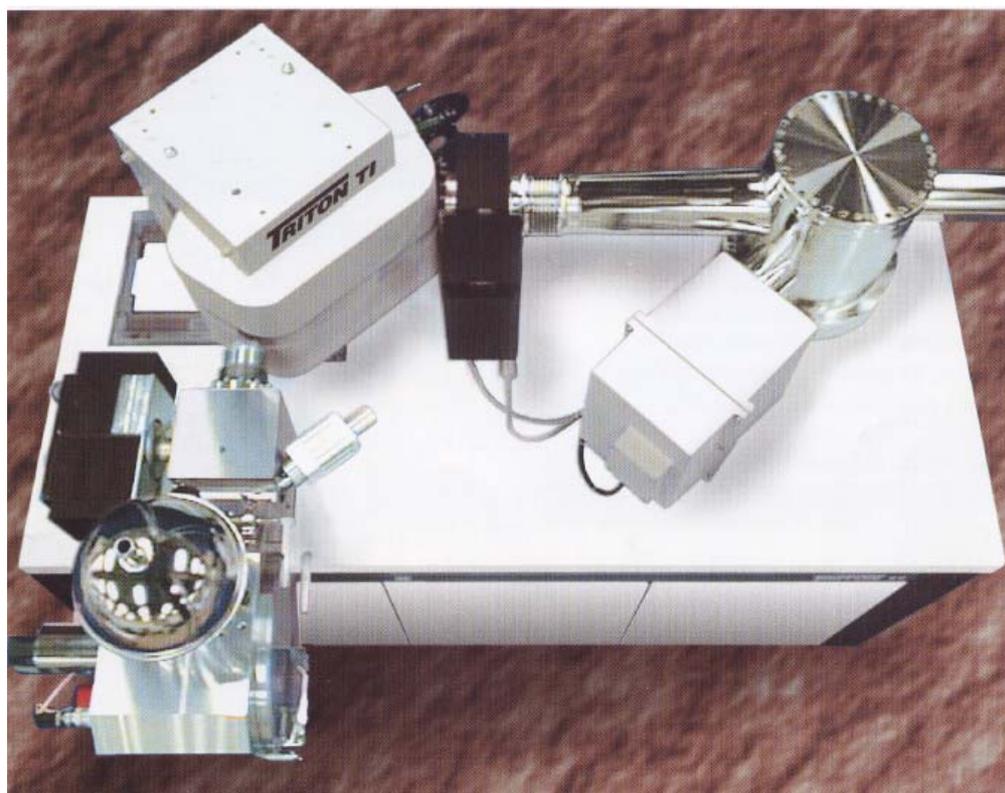


Fig. 1 Modello TRITON TI, in uso presso l' Osservatorio Vesuviano.

Gli spettrometri di massa (Fig. 1) sono costituiti da una sorgente di ioni, un analizzatore ed un sistema di raccolta di ioni; si differenziano per il tipo di sorgente che utilizzano e le varie componenti differiscono a seconda del tipo di

campione e dell'analisi da eseguire. In particolare, lo spettrometro di massa a termo-ionizzazione (a sorgente solida) è usato per la misura di rapporti isotopici di vari elementi per determinare sia l'età di campioni di rocce e minerali, sia l'origine di materiali geologici riferendosi a riserve di composizione isotopica nota.

Sorgente di ioni.

La sorgente è costituita da un vano sotto vuoto (10^{-7} mbar), ottenuto mediante una pompa ionica o turbomolecolare. All'interno del vano viene posizionata una torretta contenente 21 campioni da analizzare, ciascuno posto su un filamento di un metallo a bassa volatilità (Re). L'analita è sotto forma di sale dell'elemento di interesse (nitrato), separato dal campione di roccia o minerale e purificato chimicamente, ed è depositato sul filamento per evaporazione. Ciascun filamento viene portato ad elevata temperatura da una corrente elettrica che lo attraversa ed emette elettroni per effetto termoionico; il numero N di elettroni emessi per unità di tempo e di superficie è dato da:

$$N = AT^2 e^{-W/kT}$$

dove A è una costante, T è la temperatura espressa in Kelvin, k è la costante di Boltzmann e W è la funzione lavoro della superficie emittente, che dipende dalla natura chimica del filamento. Stabilitesi tali condizioni, gli atomi dell'elemento di interesse evaporano, ma di questi solo alcuni sono ionizzati, mentre i restanti risultano neutri; il rapporto tra il numero di atomi ionizzati n^+ e il numero di atomi neutri n_0 è dato da:

$$n^+/n_0 = e^{(W-I)/kT}$$

dove I è il potenziale di ionizzazione dell'elemento da analizzare. Tale rapporto è detto "efficienza di ionizzazione" e rappresenta il maggior limite di sensibilità di un'analisi TIMS. Infatti, gli elementi volatili con energie di ionizzazione minori della funzione lavoro del filamento producono molti ioni a basse temperature (700°C), mentre gli elementi con energie di ionizzazione maggiori (U e REE) hanno una efficienza molto bassa che può essere migliorata solo con l'aumento della temperatura del filamento, provocando, però, una rapida perdita del campione. Ciò può essere evitato con l'uso di sistemi a due o tre filamenti; un filamento privo di campione è portato a temperature elevate ed emette elettroni; l'altro filamento, su cui è montato il campione, è riscaldato a temperature più basse ma sufficienti all'evaporazione degli atomi dell'elemento in esame, che collidono con gli elettroni e vengono ionizzati. Gli ioni così prodotti sono accelerati da una differenza di potenziale (10 kV) applicata tra la sorgente ed una fenditura che porta all'analizzatore, e collimati in un sottile fascio applicando piccoli potenziali ad una serie di lenti ottiche elettrostatiche.

Analizzatore

Il tubo analizzatore, detto anche tubo di volo, è largo circa 14mm, con un raggio di curvatura di circa 27 cm, e in esso viene praticato, tramite pompe ioniche, un vuoto molto spinto (10⁻¹⁰ mbar) per minimizzare le collisioni degli ioni con particelle residue di gas. Il tubo di volo è situato tra i poli di un elettromagnete che crea un campo magnetico di intensità B, con linee di

campo perpendicolari al piano che contiene la traiettoria del fascio. Gli ioni del fascio sono particelle di carica q e massa m con energia cinetica dovuta all'accelerazione con tensione V e pari a:

$$E = \frac{1}{2} m v^2 = qV \quad \text{da cui} \quad v^2 = 2qV/m$$

dove v è la velocità della particella. Quando il fascio attraversa il campo magnetico B , gli ioni sono soggetti alla forza di Lorentz $F = qvB$ e deviano secondo una traiettoria curvilinea di raggio r per l'equilibrio tra la suddetta forza e la forza centripeta mv^2/r . Dall'equazione di equilibrio delle forze e dall'espressione della velocità degli ioni prima determinata si avrà: $2qV/m = B^2 q^2 r^2 / m$. Esprimendo il rapporto m/q in termini dell'intensità del campo magnetico B , della tensione di accelerazione V e del raggio di curvatura r , si avrà:

$$m/q = B^2 r^2 / 2V$$

da cui si deduce come il campo magnetico sia in grado di discriminare ioni con diversi rapporti massa-carica.

Sistema di raccolta di ioni

Il sistema di raccolta del fascio ionico è costituito da più collettori, che accolgono la carica e la convertono in un segnale elettrico, e da un insieme di amplificatori che rende tale segnale processabile. I collettori sono gabbie di Faraday, costituite da una scatola metallica rivestita di carbone con all'interno un elettrodo metallico inclinato: il fascio ionico entra nella gabbia attraverso una fenditura e colpisce l'elettrodo, generando in esso un eccesso di cariche

positive; queste vengono neutralizzate grazie ad un flusso di corrente da terra attraverso una grossa resistenza (10^{11} ohm). La differenza di potenziale ($V=RI$) ai capi della resistenza rappresenta il segnale che verrà successivamente amplificato e processato per dare il rapporto isotopico d'interesse, essendo questo proporzionale alla carica depositata dal fascio ionico sull'elettrodo.

Procedure di misura

Con un TIMS a collettori multipli è possibile effettuare misure in condizioni statiche o dinamiche: la prima procedura impiega più collettori contemporaneamente per la misura di tutti gli isotopi di un dato elemento mantenendo costante il campo magnetico, mentre la seconda procedura prevede l'impiego di un collettore alla volta con cui vengono misurati tutti gli isotopi dell'elemento variando il campo magnetico.

Correzioni del calcolo del rapporto isotopico

Il calcolo dei rapporti isotopici di un dato elemento richiede delle opportune correzioni per la baseline, l'interferenza isobarica e il frazionamento.

La **baseline** è costituita sia dagli ioni dell'analita scatterati, l'intensità dei quali aumenta con l'aumentare dell'intensità del fascio, sia dal noise elettronico del detector, che è presente anche in assenza del fascio di ioni. Il primo tipo di baseline è causato dalle collisioni anelastiche tra gli ioni e le molecole di gas residuo all'interno del tubo di volo, e determina una coda evidente nell'analisi dei picchi degli elementi di interesse. Il “noise”, invece, è in funzione del

sistema di indagine e determina il valore minimo dell'intensità del fascio che può essere riconosciuta e misurata da uno specifico collettore.

L'interferenza isobarica è dovuta all'esistenza di isotopi di altri elementi con lo stesso numero di massa degli isotopi dell'elemento di interesse. L'interferenza è largamente determinata dalla correttezza delle procedure di separazione chimica del campione, anche se molto spesso gli elementi con masse che possono interferire con quelli di interesse durante una misura hanno efficienze di ionizzazione molto alte. In altri casi se l'elemento che causa interferenza ha una relativamente bassa energia di ionizzazione, può essere volatilizzato prima di procedere con la misura, riducendo in questo modo l'interferenza. La correzione di solito è fatta monitorando anche un elemento che interferisce, per esempio il Rb nel caso di misure di rapporti isotopici dello Sr, attraverso l'equazione: $^{87}\text{Sr}_{\text{corr}} = ^{87}\text{Sr}_{\text{mis}} - (^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}) ^{85}\text{Rb}_{\text{mis}}$.

Il **frazionamento di massa** si osserva quando il campione è portato ad elevate temperature per tempi lunghi, a causa della preferenziale ionizzazione termica delle masse leggere presenti nel filamento che comporta un impoverimento di tali masse nel campione. Per la correzione di tale effetto, nel caso dello Sr bisogna considerare che uno degli isotopi (^{87}Sr) è radiogenico, per cui è necessario normalizzare il suo rapporto con l'isotopo stabile ^{86}Sr ad un valore assunto per un rapporto tra isotopi non radiogenici (ad es. $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$) se si conosce quanto il grado di frazionamento cambia con la differenza di massa. Gli spettrometri TIMS attuali prevedono delle correzioni automatiche per il frazionamento e per le interferenze isobariche durante la misura dei rapporti isotopici, giungendo a precisioni di 10^{-6} .

Errori casuali.

L'intensità di un fascio ionico è soggetto ad una incertezza casuale e la deviazione standard σ , di un numero elevato di determinazioni dello stesso rapporto isotopico, può essere calcolato dalla radice quadrata delle intensità dei fasci ionici; a può essere ridotta aumentando l'intensità o i tempi di integrazione (tempo in sec. Durante cui viene acquisito il segnale). Tuttavia le misure di rapporti isotopici sono usualmente delle medie di un gran numero (100-200) di misure individuali di rapporti isotopici per i quali a è costante. Un gran numero n di singole misure ci da una ulteriore confidenza sull'attendibilità del valore medio e questa confidenza è espressa dall'errore standard della media (a_m) uguale a σ/\sqrt{n} . L'errore analitico (precisione interna) è in genere riportato come $2\sigma_m$. Questo può essere previsto dalla conoscenza dell'intensità del fascio ionico, dal rumore di fondo dei collettori e dal numero di rapporti misurati; se il valore osservato su n misure del $2\sigma_m$ è sostanzialmente più grande dell'errore predetto, si possono avere problemi con le correzioni dell'interferenza o la stabilità del fascio ionico.

APENDICE 2. METODI SPERIMENTALI PER ANALISI DI Sr E Nd

Per l'analisi isotopica dello Sr e del Nd è necessaria la loro separazione dal campione di roccia o minerale in cui sono contenuti. Questa procedura prevede la dissoluzione della polvere del campione attraverso una serie di opportuni attacchi acidi e la successiva separazione degli elementi mediante tecniche cromatografiche su colonna.

Dissoluzione del campione.

La dissoluzione delle polveri dei campioni contenenti Sr e Nd consiste nella trasformazione delle fasi costituenti insolubili (essenzialmente silicati) in fasi solubili quali fluoruri, cloruri e nitrati. Tale trasformazione si ottiene sottoponendo una aliquota di campione polverizzato ad una serie di attacchi chimici utilizzando acidi con elevato grado di purezza.

Inizialmente sono stati pesati con una bilancia analitica circa 200 mg di polvere di ogni campione all'interno di beakers di teflon sterilizzati. Sulle polveri dei feldspati e dei campioni che non è stato possibile pulire perfettamente (cioè eliminare completamente la porzione alterata di roccia), è stato eseguito un leaching a caldo preliminare, che consiste nel ricoprire la polvere di acido HCl 6N, tenere il beaker su piastra a circa 80°C per pochi minuti, togliere l'acido e sciacquare il campione con acqua bidistillata, il tutto ripetuto tre volte. Successivamente sono stati fatti tre attacchi acidi a caldo; il primo aggiungendo al campione 5ml di HF più 1ml di HNO₃ e facendo evaporare gli acidi su piastra a circa 80°C fino alla completa essiccazione del campione; per il secondo e il terzo attacco, eseguiti allo stesso modo del primo, sono stati utilizzati rispettivamente di 2ml di HNO₃ e di 8ml di

HCl 6N. Una volta essiccato, il campione risulta in gran parte solubile: dopo averlo disciolto in 2ml di HCl 2.5N, si è eliminato l'eventuale residuo insolubile sottoponendo il campione per circa 10 minuti a centrifugazione a 5000 rpm.

Separazione cromatografica.

Per separare lo Sr e il Nd dai campioni solubilizzati si utilizzano tecniche di cromatografia su colonna, che consistono nell'isolare le quantità rappresentative di Sr e REE mediante l'uso di colonne a scambio cationico e successivamente isolare il Nd dalle REE tramite colonne cromatografiche a fase inversa.

Le colonne per la separazione dello Sr e delle REE sono in quarzo, hanno un diametro interno di circa 5mm e un'altezza pari a circa 30 cm, e sono fornite di una piccola ampolla sommitale. All'interno vi è una resina scambiatrice di cationi fermata al fondo da una piccola quantità di lana di vetro. Si è introdotta nella colonna una aliquota (0.5 ml) della soluzione acida in cui è stato disciolto il campione. Sono stati eseguiti due risciacqui delle colonne con 0.5 ml di HCl 2.5N. Per la separazione dello Sr è stato utilizzato come eluente acido HCl 2.5N: si è introdotta una aliquota di eluente per lo scarto ed una per la raccolta dello Sr, diverse a seconda della colonna e stabilite durante un preventivo lavoro di calibrazione. La soluzione di acido contenente Sr così raccolta è stata scaldata su piastra fino alla completa essiccazione. Allo stesso modo sono state separate le REE, utilizzando come eluente acido HCl 6.3N nelle quantità stabilite durante la calibrazione. Dopo l'utilizzo, le colonne sono state lavate con opportune quantità di acido HCl 6N, 3ml di H₂O bidistillata e ricondizionate con 10 ml di HCl 2.5N.

Le colonne per la separazione del Nd dalle REE differiscono dalle precedenti in quanto la funzione di scambiatore ionico non è svolta da una resina, bensì da un acido organico (Di-(2-etilexil)acido fosforico, HDEHP) assorbito su polvere di teflon che fa da supporto. Il campione di REE, separato precedentemente, è stato disciolto in 0.3 ml di HCl 0.25N e inserito nella colonna. L'eluente utilizzato è ancora HCl 0.25N nelle quantità stabilite durante la calibrazione. Al termine della raccolta della soluzione contenente Nd, questa è stata scaldata su piastra fino alla completa essiccazione. Dopo l'utilizzo, le colonne sono state lavate con 1 l di HCl 6N e ricondizionate con 7ml di HCl 0.25N. Ai campioni di Sr e Nd così separati è stata aggiunta una piccola quantità di acido nitrico; la soluzione ottenuta è stata asciugata su piastra per ottenere i sali dei due elementi ($\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$ e NdHNO_3). Questi sono stati sciolti in acido nitrico e montati sul filamento metallico, precedentemente degassato, assieme a reagenti (TaCl_5 e acido fosforico per lo Sr, solo acido fosforico per il Nd); il tutto è stato portato ad evaporazione riscaldando il filamento con il passaggio di una debole corrente elettrica. A questo punto i filamenti sono stati inseriti nella torretta, all'interno del vano della sorgente di ioni dello spettrometro, per procedere alla misura dei rapporti isotopici di Sr e Nd.

Procedura di misura.

I valori dei rapporti isotopici di Sr e Nd sono stati determinati utilizzando lo spettrometro di massa multicollettore a sorgente solida TRITON TI della Finnigan MAT (Fig. 19), in dotazione all'Osservatorio Vesuviano, sezione di Napoli dell'INGV (per una descrizione dettagliata dello strumento, vedi Appendice 3). Nelle tabelle 2 e 3 sono mostrati i valori di alcuni parametri forniti dalla casa costruttrice dello spettrometro, ed utilizzati in questo lavoro per misurare i rapporti isotopici di Sr e Nd.

Tabella 1: parametri per le misure di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Composto:	$\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$
Corrente del filamento:	500-3300 A
Tensione di misura:	7-8 V
<u>Acquisizione dati:</u>	
Ioni misurati:	Sr^{4+} : 84, (85, Rubidio), 86, 87, 88
Quantità di campione:	100-500 ng
ACQ:	Condizioni statiche; 5 collettori, con rotazione
Correzione Interferenza:	^{87}Rb è monitorato tramite la misura del ^{85}Rb ($^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb}$ naturale = 0.386)
Correzione Frazionamento:	Rapporto interno standard $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$

Tabella 2: parametri per le misure di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Composto:	NdHNO_3
Corrente del filamento:	2000-2500 A (eva) 4000-4300 A (ion)
Tensione di misura:	3-4 V

Acquisizione dati:

Ioni misurati:	Nd^{4+} : 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150, ^{147}Sm
Quantità di campione:	200-300 ng
ACQ:	Condizioni statiche; 8 collettori, senza rotazione
Correzione Frazionamento:	Rapporto interno standard $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$

RINGRAZIAMENTI

Desidero ringraziare coloro che hanno permesso la realizzazione di questo lavoro di tesi, il prof. Massimo D'Antonio, la prof.essa Lucia Civetta, il prof. Giovanni Orsi. Voglio ringraziare, inoltre, il dott. Mauro Di Vito per la collaborazione nel lavoro svolto in campagna e per i suoi consigli geologici e stratigrafici, il prof. Leone Melluso per i suoi preziosi suggerimenti petrografici e geochimici, i professori nonché amici dell'università di Addis Abeba D. Ayalew e G. Yirgu per il supporto logistico offerto durante la campagna del Fantale, il dott. Antonio Carandente per il suo aiuto nella preparazione delle rocce campionate, il dott. Roberto Tesoro per la sua collaborazione, le amiche nonché colleghe Valeria e Ilenia per il loro amorevole sostegno. Un ringraziamento particolare va a mia moglie Ines il cui conforto ed incoraggiamento sono stati per me sempre determinanti.

BIBLIOGRAFIA

- Acocella , V. and Korme,** (2002). Holocene extension direction along the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Terra Nova* 14, 191-197.
- Acton, G., Tessema, A., Jackson, M., and Bilham, R..** (2000). The tectonic and geomagmatic significance of paleomagnetic observations from volcanic rocks from Central Afar. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 225-241.
- Adamson, D. A. and Williams, M. A. J.** (1987). Geological setting of Pliocene rifting and deposition in Afar depression of Ethiopia. *Journal of Human Evolution* 16, 597-610.
- Albarede, F.** (1992). How deep do common basaltic magmas form and differentiate?. *Journal of Geophysical Research* 97 (B7), 10997-11009.
- Ayalew D., Yirgu, G. and Pik, R.** (1999). Geochemical and isotopic (Sr, Nd and Pb) characteristics of volcanic rocks from south-western Ethiopia. *Journal of Africa Earth Science* 29, 381-391.
- Ayalew D., Di Vito M. A., Isaia R., Orsi G. and Yirgu G.** (2002). Interplay among regional tectonism, volcanism and volcano-tectonics: evidence from Gedemsa Caldera (Main Ethiopian Rift). *IAVCEI General Assembly, Martinique* 12 –16 Maggio 2002.
- Annen, C., Sparks, R. S. J.** (2002). Effects of repetitive emplacement of basaltic intrusions on thermal evolution and melt segregation in the crust. *Earth. Planet. Sci. Letters* 203, 937-955.
- Baker, B. H., Mohr, P. and Williams, L. A. J.** (1972). Geology of the eastern rift system of Africa. *Special Paper Geological Society of America* 136, 1-67.
- Baker, M. B. and Stolper E. M.** (1994). Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 2811-2827.
- Baker, J., Snee. L., and Menzies M.** (1996). Oligocene period of flood volcanism in Yemen. *Earth and Planetary Science Letters* 138, 39-49.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacroce, R., Treuil, M. and Varet** (1975). A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar Rift, Ethiopia). *Journal of Petrology* 16, 22-56.
- Barberi, F. and Santacroce, R.** (1980). The Afar Stratoid series and the magma evolution of the East African rift System. *Bul. Soc. Géol. Fr. Ser 7, XXII*, 891-899.
- Barberi, F., Santacroce, R. and Varet J.** (1982). Chemical aspects of Rift Magmatism. In: Continental and Oceanic Rift- Geodynamics Series. *American Geophysics Union* 8, 223-258.
- Barberio, M. R., Donati, C., Danato, P., Yirgu, G., Peccerillo, A., and Wu, T. W.** (1999) Petrology and geochemistry of Quaternary magmatism in the northern sector of the Ethiopian Rift between Debre Zeit and Awash Park. *Acta Volcanologica* 11, 69-81.
- Barberio, M. L., Orlando, A. and Peccerillo A.** (2001). Magmatismo bimodale acido-basico del rift etiopico: indicazione dall'uso del software MELTS. *Congresso Geoitalia 2001, Chieti. 5-8 Settembre 2001.*
- Batiza, R.** (1996). Magmatic segmentation at mid-ocean ridges: A review, in MacLeod, C., et al., eds., Tectonic, magmatic, hydrothermal, and biological segmentation of mid-ocean ridges. *Geological Society (London) Special Publication* 118, 103-130.
- Behere, S. and Kazmin, V.** (1978). Nazret sheet NC37-15: Addis Ababa, Ethiopian Institute of Geological Surveys, scale 1: 250000.
- Benoit, M. H., Nyblade, A. A. and VanDecar, J. C.** (2006). Upper mantle P-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot. *Geological Society of America* 34, 329-332.

- Betton, P. J. and Civetta, L.** (1984). Strontium and Neodymium isotopic evidence for the heterogeneous nature and development of the mantle beneath Afar (Ethiopia). *Earth Planetary Science Letters* 51, 59-70.
- Bilham, R., Bendick, R., Larson, K., Mohr, P., Braun, J., Tesfaye, S., and Asfaw, L.,** (1999). Secular and tidal strain across the Main Ethiopian Rift. *Geophysical Research Letters* 26, 2789-2792.
- Black, S., MacDonal, R., and Kelley, M. R.** (1997). Crustal origin of peralkaline rhyolite from Kenya: evidence from U-series disequilibria and Th-isotopes. *Journal of Petrology* 38, 277-297.
- Boccaletti, M., Getaneh, A., Mazzuoli, R., Tortrici, L. and Trua T.** (1995). Chemical variations in a bimodal magma system: the Plio-Quaternary volcanism in the Dera Nazret area (main Ethiopian Rift, Ethiopia). *Africa Geosciences Review* 2, 37-60.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Mazzuoli, R., Abebe, B., Piccardi, L., and Tortrici, L.** (1998). Quaternary oblique extensional tectonics in the Main Ethiopian Rift. *Tectonophysics* 287, 97-116.
- Boccaletti, M., Mazzuoli, R., Bonini, M., Trua, T., and Abebe, B.,** (1999). Plio-Quaternary volcanotectonic activity in the northern sector of the Main Ethiopian Rift: relationships with oblique rifting. *Journal of African Earth Science* 29, 679-698.
- Bohrson, W. A., Spera, F. J.** (2001). Energy-Constrained Open-System magmatic process II: application of Energy-Constrained Assimilation and Fractional Crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems. *Journal of Petrology* 42, 1019-1041.
- Bonini, M., Souriot, T., Boccaletti, M. and Brune, J.-P.** (1997). Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone: laboratory experiments with application to the Ethiopian rift. *Tectonics* 16, 347-363.
- Carlson, R. W. and Hart, W. K.** (1988). Flood basalt volcanism in the north-western United States. In: *Continental Flood Basalts, Macdougall J.D.* ed. pp.35-62, Kluwer, Dordrecht.
- Caroff, M., Maury, R. C., Leterrier, J., Joron, J. L., Cotten, J. and Guille, G.** (1993). Trace element behaviour in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos* 30, 1-22.
- Chernet, T., Hart, W. K., Aronson, J. L. and Walter R. C.** (1998). Constraints on the timing of volcanism and tectonism in the northern Main Ethiopian Rift-southern Afar transition zone (Ethiopia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80, 267-280.
- Chernet, T., and Hart W. K.** (1999). Petrology and geochemistry of volcanism in the northern Main Ethiopian Rift-southern Afar transition region. In: *The Ethiopian Rift System*, Boccaletti and Peccerillo Eds., *Acta Vulcanologica* 11, 21-41.
- Chu, D. and Gordon, R. G.** (1998). Current plate motions across the Red Sea. *Geophysical Journal International* 135, 313-328.
- Chu, D. and Gordon, R. G.** (1999). Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian ridge. *Nature* 398, 64-67.
- Cioni, R., Cristiani, C., De Rosa, R., Marianelli, P., Mazzuoli, R., Ayalew, D., Yirgu, G. and Bompresi E.** (2001). Trachyte- pantellerite syn-eruptive magma mixing evidence from the caldera-forming ignimbrites at Gademsa (Main Ethiopia Rift). In: *GEOITALIA 2001. 3rd Earth Science Forum, Abstract Volume*. Chieti: Federazione Italiana Scienze della Terra, pp. 711-712.
- Civetta, L., D'Antonio, M., Orsi, G. and Tilton, G. R.** (1998). The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Journal of Petrology* 39, 1453-1491.
- Cohen, R. S., O'Nions, R. K. and Dawson J. B.** (1984). Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa: implications for development of mantle reservoirs and their interaction. *Earth and Planetary Science Letters* 68, 209-220.

- Corti, G., Bonini, M., Conticelli, S., Innocenti, F., Manetti, P. and Sokoutis D.** (2003). Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma. *Earth Science Review* 63, 169-247.
- Craig, H., Lupton, J. E., Welhan, J. A. and Poreda, R.** (1978). Helium isotope ratios in Yellowstone and Lassen Park Gases. *Geophysic Research Letters* 5, 897-900.
- Davidson, J. P. and Wilson, R.** (1989). Evolution of an alkali basalt-trachyte suite from Jebel Marra volcano, Sudan, through assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 141-160.
- Davies, J. R. and MacDonald, R.** (1987). Crustal influence in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: combinative trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *Journal of Petrology* 28, 1009-1031.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M.** 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂-diagram and major-element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183-210.
- Deniel, C., Vidal, P., Coulon, C., Vellutini, Pierre-Jean and Piguët, P.** (1994). Temporal evolution of mantle sources during continental rifting : the volcanism of Djibouti (Afar). *Journal of Geophysical Research* 99, 2835-2869.
- De Paolo, D. J.** (1981). Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189-202.
- Di Paola, G. M.,** (1972). The Ethiopian Rift Valley (between 7.00' and 8.40' lat. North). *Bulletin of Volcanology* 36, 317-560.
- Dixon, T. H., Ivins, E. R. and Franklin, B. J.** (1989). Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: constraints on rift models. *Tectonics* 8, 1193-1493.
- Dugda, T. M., Nyblade, A. A., Jordi, J., Langston, C. A., Ammon, C. J. and Simiyu, S.** (2005). Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver function analysis: implications for rift development in eastern Africa. *Journal of Geophysical Research* 115, B01303, doi: 10.1029/2004JB003065.
- Duyverman, H. J., Harris, N. B. W. and Hawkeswrth, C. J.** (1982). Crustal accretion in the Pan African: Nd and Sr isotope evidence from the Arabian Shield. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 315-326.
- Ebinger, C. J. and Sleep, N. H.** (1998). Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature* 395, 788-791
- Ebinger, C. J. and Casey M.** (2001). Continental break-up in magmatic provinces: an Ethiopian example. *Geology* 29, 527-530.
- Faure, G.** (1986). Isotope geology, Wiley and Sons.
- Fraser, K. J., Hawkeworth, C. J., Erlank, A. J., Mitchell, R. H. and Scott-Smith, B. H.** (1985). Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 57-70.
- Furman, T., Bryce, J. G., Karson, J. and Iotti, A.** (2004). East African Rift System (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya. *Journal of Petrology* 45, 1069-1088.
- Furman, T., Kaleta, K., Bryce, J. G. and Hanan, B. B.** (2006). Tertiary Mafic lavas of Turkana, Kenya: constraints on East African plume structure and the occurrence of high- μ volcanism in Africa. *Journal of Petrology* 47, 1221-1244.
- Gasparon, M., Innocenti, F., Manetti, P., Peccerillo, A. and Tsegaye, A.** (1993). Genesis of the Pliocene to recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeyt area, Central Ethiopia: volcanological and geochemical constraints. *Journal of Africa Earth Science* 17, 145-165.

- Geist, D., Howard, K. A. and Larson, P.** (1995). The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the Basalt-rhyolite association at Volcano Alcedo, Galapagos Archipelago. *Journal of Petrology* 36, 965-982.
- George, R., Rogers, N., and Kelley, S.,** (1998). Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province. *Geology* 26, 923-926.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O.** (1995). Chemical transfer in magmatic processes: IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic system at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 197-212.
- Gibson I. L.** (1969). The structure and volcanic geology of an axial portion of the Main Ethiopian Rift. *Tectonophysics* 8, 561-565.
- Gibson I. L.** (1970). A pantelleritic welded ash-flow tuff from the Ethiopian rift valley. *Contr. Mineral. And Petrol.* 28, 89-111.
- Gibson I. L.** (1972). The chemistry and petrogenesis of a suite of pantellerites from the Ethiopian rift. *Journal of Petrology* 13, 31-44.
- Gibson I. L.** (1974a). Blister caves associated with an Ethiopian volcanic ash-flow tuff. *Studies in Speleology* 2, 225-232.
- Hart, W., Woldegrabel, G., Walter, R. and Mertzman, S.** (1989). Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interaction. *Journal of Geophysical Research* 94, 7731-7748.
- Hart, S. R., Hauri, E. H., Oschmann, L. A. and Whitehead J. A.** (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256, 515-519.
- Hegner, E. and Pallister, L. S.** (1989). Pb, Sr, and Nd isotopic characteristics of Tertiary Red Sea rift volcanics from the central Saudi Arabian coastal plain. *Journal of Geophysical Research* 94, 7749-7755.
- Hofmann, C., Courtillot, V., Feraud, G., Rochette, P., Yrgu, G., Ketefo, E. and Pik, R.** (1997). Timing of Ethiopian flood basalts event and implication for plume birth and global change. *Nature* 389, 838-841.
- Honda, M., McDougall, I. and Paterson, D. B.** (1993). Solar noble gases in the Earth: the systematic of helium-neon isotopes in mantle-derived samples. *Lithos* 30, 257-265.
- Jentzsch, G., Mahatsente, R. and Jahr, T.** (2000). Three dimensional inversion of gravity data from the Main Ethiopian Rift. *Phys. Chem. Earth* 25, 365-373.
- Jestin, F., Huchon, P., and Gaulier, J.M.** (1994). The Somalia plate and the East African Rift System: Present-day kinematics. *Geophysical Journal International* 116, 637-654.
- Johnson, K. T. M.** (1998). Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures. *Contribution to Mineral Petrology* 133, 60-68.
- Kazmin, A., Berhe, S. M., Nicoletti, M. and Petruccianic** (1980a). Evolution of the northern part of the Ethiopian Rift. In: *Geodynamic Evolution of the Afro-Arabian Rift System, Atti dei Convegni Lincei* 47, 275-292.
- Kazmin, A., Berhe, S. M. and Walsh J.** (1980b). Report on the Geological Map of the Ethiopian Rift Valley. *Ethiopian Institute of Geological Survey*, Addis Ababa, Ethiopia.
- Kieffer, B., Ardnt, N., Lapierre, H., Bastien, F., Bosch, D., Pecher, A., Yirgu, G., Ayalew, D., Weis, D., Jerram, D., Keller, F. and Meugniot, C.** (2004). Flood and shield basalts form Ethiopia: magmas from the African Superswell. *Journal of Petrology* vol. 45, 4, 793-834.
- Korenaga, J.** (2004). Mantle mixing and continental breakup magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 218, 463-473.
- Kushiro, I.** (1996). Partial melting of a fertile mantle peridotites at high pressure: an experimental study using aggregates of diamond. In *Earth Processes: Reading the isotope code* (eds. A. Basu and Hart S.), pp. 109-122. *Geophysical Monography* 95, AGU.

- Langmuir, C. H., Klein, E. M. and Plank, T.** (1992). Petrological systematic of mid-ocean ridge basalt: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In : *Morgan, J. p., Blackman, D. K., Sinton, J. M.* (eds). Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges. Geophysics Monography, AGU 71, 183-281.
- Les Bas, M. J., Le Maitre, R. W. Strekeisen, A. and Zanettin, B.** (1986). A chemical classification of volcanic rocks based an the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
- Lemarchand, F., Villemant, B. and Calas, G.** (1987). Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 51, 353-369.
- Lighfoot, P. C., Hawksworth, C. J. and Setna, S. F.** (1987). Petrogenesis of rhyolites and trachytes from Deccan Trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 44-54.
- Lustino M.** (2005). How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth Science Review* 72, 21-38.
- MacDonald, R., Rogers, N. W., Fitton J. G., Blak, S. and Smith M.** (2001). Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya Rift, East Africa. *Journal of Petrology* 42, 877-900.
- Mahatsente, R., Jentzsch, G., and Jahr, T.** (1999). Crustal structure of the Main Ethiopian Rift from gravity data: 3D modelling. *Tectonophysics* 313, 363-382.
- Mahood, G. A., Halliday, A. N. and Hildreht, W.** (1990). Isotopic evidence for the origin of pantellerites in a rift-related alkaline suite: Pantelleria, Italy. In: *IAVCEI Abstract, International Volcanological Congress, Mainz.*
- Mahood, G. A. and Stimac, J. A.** (1990). Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 54, 2257-2276.
- Marty, B., Pik, R. and Yirgu G.** (1996). Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic source and limit on lower mantle contribution. *Earth and Planetary Science Letters* 144, 223-237.
- McDonough, W. F.** (1990). Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1-18.
- McGuire, A. V. and Stern R. J.** (1993). Granulite xenoliths from western Saudi Arabia: the lower crust of the late Precambrian Arabian Nubian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 395-408.
- McKenzie, D. P., Davies, D. and Molnar, P.** (1970). Plate tectonics of the Red Sea and East Africa. *Nature* 226, 243-248.
- McKenzie, D. and O’Noins R. K.** (1995). The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 36, 133-159.
- Menzies, M., Baker, J., Bosence, D., Dart, C., Davison, I., Hurford, A., Al’Kadasi, M., McClay, K., Nichols, G., Al’Subbary, A. and Yelland A.** (1992). The time of magmatism, uplift and crustal extension: preliminary observation from Yemen. In: Storey, B.C., Alabaster, T. and Pakhurst, R. J. eds., *Magmatism and the causes of continental break-up. Geological Society of America Special Paper* 68, 293-304.
- Merla, G., Abatte, e., Azzaroli, A., Bruni, P., Mazzuoli, M., Segri, M. and Tacconi, P.** (1979). *Comments and geological Map of Ethiopia and Somalia. Scale 1 : 2,000,000.* Florence: Consiglio Nazionale delle Ricerche, 89 pp.
- Mohr, P. A.** (1960). Report on a geological excursion through southern Ethiopia. *Bull. Of Geophys. Observatory of Addis Ababa* 11, 1-65.
- Mohr, P. A. and Wood, G.** (1976). Volcano spacing and lithospheric attenuation in the Eastern Rift of Africa. *Earth Planetary Science Letters* 33, 126.
- Mohr, P. A., Girnius, A., and Rolff, J.,** (1978). Present-day strain rates at the northern end of the Ethiopian Rift valley. *Tectonophysics* 44, 141-160.

- Mohr., P. A.** (1987). Patterns of faulting in the Ethiopian rift Valley. *Tectonophysics* 143, 169-179.
- Mohr., P. A. and Zanettin, B.** (1988). The Ethiopian flood basalt province. In: MacDougall, J., D. (ed) *Continental Flood Basalts*. Dordrecht: Kluwer Academic, pp. 63-110.
- Mohr, P. A.** (1992). Nature of the crust beneath magmatically active continental rifts. *Tectonophysics* 213, 269-284.
- Morton, W. H.,** (1973). Caves of the Rift Valley and volcanic regions of Ethiopia. In: *The Caves of Ethiopia: Report of the 1972 British Speleological Expedition to Ethiopia Transactions of the Cave Research Group of Great Britain* 15, 153-162.
- Mungall, J. E. and Martin, R. F.** (1995). Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terceira, Azores, and some implications for the origin of oceanic rhyolites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 43-55.
- Pan, M., Sjoberg, L.E., Asfaw, L.M., Asenjo, E., Alemu, A. and Hunegnaw, A.** (2002). An analysis of the Ethiopian Rift Valley GPS campaigns in 1994 and 1999. *Journal of Geodynamics* 33, 333-343.
- Pearce, T. H.** (1978). Olivine fractionation equations for basaltic and ultrabasic liquids. *Nature* 276, 771-774.
- Peccerillo, A., Yirgu, G.,** (1997). The bimodal basic to acid magmatism associated with rifting in Ethiopia. In: Symposium "Flood basalts, rifting and paleoclimates in Ethiopia Rift and Afar depression", Addis Ababa, 3-14-1997.
- Peccerillo, A., Barberio, M. R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., Wu, T.W.** (2003). Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology* 44, 2003-2032.
- Piccirillo, E. M., Justin-Visentin, E., Zattenin, B., Jioron, J. K., Treuil, M.** (1979). Geodynamic evolution from plateau to rift : major and trace elements geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics. *Neus Jahrbuch Fur Geologie und Palaontologie* 258, 139-179.
- Piguet, P and Vellutini, P. J.** (1991). Données nouvelles sur le volcan Moussa Ali (République de Djibouti). *C. R. Acad. Sci. Paris* 313, Ser. II, 1611-1618.
- Pik, R., Deniel, C., Coulon, C., Yirgu, G. and Marty, B.** (1999). Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interaction. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 63, 2263-2279.
- Roeder, P. L. and Emslie, R. F.** (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contribution to Mineral Petrology* 29, 275-289.
- Rogers, N. W., MacDonald, R., Fitton, J. G., Geroge, R. M., Smith, M. and Barreiro, B. A.** (2000). Two mantle plume beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 387-400.
- Rooney, T. O., Furman, T., Yirgu, G. and D. Ayalew** (2005). Structure of the Ethiopian lithosphere: xenolith evidence in the Main Ethiopian Rift. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 3889-3910.
- Salters, V. and Stracke, A.** (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5(5): doi: 10.1029/2003GC000597. issn: 1525-2027.
- Scarsi, P. and Craig, H.** (1996). Helium isotope ratios in Ethiopian rift basalts. *Earth and Planetary Science* 144, 505-516.
- Spera, F. J., Bohrsen, W. A.,** (2001). Energy-Constrained Open-System magmatic process I: general model and Energy-Constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *Journal of Petrology* 42, 999-1018.
- Skjerlie, K. P. and Johnston, A. D.** (1992). Fluid-absent melting behaviour of a F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of petrology* 34, 785-815.

- Stewart, K., Rogers, N.** (1996). Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia. *Earth and Planetary Science* 139, 195-211.
- Stormer, J. C. and Nicholls J.** (1978). XLRFAC: a program for the interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers and Geosciences* 4, 143-159.
- Strake, A., Hofmann, A. W. and Hart, S. R.** (2005). FOZO, HIMU and the rest of mantle zoo. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 6, Q05007, doi:10.1029/2004GC000824.
- Tesfaye, S., Harding, D. J. and Kusky, T. M.** (2003). Early continental breakup boundary and migration of the Afar triple junction, Ethiopia. *Geological Society of American Bulletin* v. 115, no. 9.
- Theilhard De Chardin, P. and Lamare, P.** (1930). Le Canon de l'Aouache et le volcan Fantale. *Mem. Soc. Geol. De Fr*, p. 283.
- Tommasini, S., Manetti, P., Innocenti, F., Abebe, T., Sintoni, M. F. and Conticelli S.** (2005). The Ethiopian subcontinental mantle domains: geochemical evidence from Cenozoic mafic lavas. *Mineralogy and Petrology* 84, 259-281.
- Trua, T., Deniel, C., and Mazzuoli, R.** (1999). Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian rift: geochemical and isotopic evidence. *Chemical Geology* 155, 201-231.
- Turner, J. S. and Campbell, I. H.** (1986). Convection and mixing in magma chambers. *Earth Science Reviews* 23, 255-352.
- Tylor and MacLennan** (1985). The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell, Oxford Uni. Press*.
- UCGS** (1999) : Understanding plate motions; historically active volcanoes, east Africa. *UCGS. 5 May 1999 – 15 June 2002.* - http://pubs.usgs.gov/publications/text/East_Africa.html
- Ukstins, J., Renne, P., Wolfenden, E., Baker, J., Ayalew D. And Menzies M. A.** (2002). Matching conjugate volcanic rifted margins: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronostratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen. *Earth and Planetary Science Letters* 198, 289-306.
- Vellutini, P. J.** (1990). The Mando-Inakir rift, Republic of Djibouti: a comparison with the Asala rift and its geodynamic interpretation. *Tectonophysics* 172, 141-153.
- Vidal, P., Deniel, C., Vellutini, P. J., Piguet, P., Coulon, C., Vincent, J. and Audin** (1991). Changes of mantle sources in the course of a rift evolution: the Afar case. *Geophysical Research Letters* 18, 1913-1916.
- Vielzeuf, D. and Holloway J. R.** (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the polybaric system, Consequences for crustal differentiation. *Contribution to Mineral Petrology* 98, 257-276.
- Weaver, S. D., Scea, G. S. C. and Gibson, I. L.** (1972). Trace element data relevant to the origin of trachytic and pantelleritic lavas in the East African Rift system. *Contribution to Mineral Petrology* 36, 181-194.
- Weaver, B. L.** (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace elements and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science* 104, 381-397.
- Williams, M. A. J., Assefa, G. and Adamson, D. A.,** (1986). Depositional context of Plio-Pleistocene hominid-bearing formations in the Middle Awash Valley, southern Afar Rift, Ethiopia. In: Frostick, L. E., Renaut, R. W., Reid, I., Tiercelin, J. –J. (Eds), *Sedimentation in the African Society Special Publication 25. Blackwell Scientific Publication*, 241-251.
- Williams, F.M., Williams, M. A. J., Aumento, F.,** (2004). Tensional fissures and crustal extension rates in the northern part of the Main Ethiopian Rift. *Journal of African Earth Science* 38, 183-197.
- Wilson, M.** (1989). *Igneous Petrogenesis*. Kluwer, Dordrecht.
- Woldegabriel G., Aronson J. L., Walter R. C.** (1990). Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopia Rift. *Geological Society of America Bulletin* 102, No. 4, pp. 439–458.

- Wolfenden, E., Ebinger, C., Yirgu, G., Deino, A., and Ayalew, D.** (2004). Evolution of the northern Main Ethiopian rift: birth of a triple junction. *Earth Planetary Science Letters* 224, 213-228.
- Wolff, J. A. and Storey, M.** (1984). Zoning in highly alkaline magma bodies. *Geological Magazine* 121, 563-575.
- Zen, E-an,** (1988). Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Ann. Rev. Planet. Sci.* 16, 21-51.
- Zindler A. and Hart, S. R.** (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 14, 493-571.