



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
GEOLOGIA

GEOCHIMICA E MINERALOGIA DEL
VULCANO SIROUA

Relatore: Prof. Andrea Marzoli
Co-relatore: Dott.ssa Lisa Santello

Laureando: Francesco Voltolini

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012

Indice

INTRODUZIONE	pg.3
CAPITOLO 1: ANALISI IN FLUORESCENZA	pg.7
1.1: ELEMENTI MAGGIORI	pg.7
1.2: ELEMENTI IN TRACCIA	pg.12
CAPITOLO 2: ANALISI IN MICROSONDA ELETTRONICA	pg.15
CAPITOLO 3: ANALISI ISOTOPICHE	pg.20
3.1: MODELLO AFC	pg.25
CAPITOLO 4: STUDIO DELLE TERRE RARE	pg.29
4.1: FUSIONE ALL'EQUILIBRIO NON MODALE	pg.31
CONCLUSIONI	pg.33
BIBLIOGRAFIA	pg.34

Alla mia famiglia e alla famiglia Uez,
Ai miei amici universitari,
per aver camminato con me sino a questo traguardo,
Ai miei amici di Trento,
Al mio relatore Andrea Marzoli e co-relatore Lisa Santello
per il loro interesse e la loro disponibilità,
grazie .

INTRODUZIONE

Il distretto vulcanico del Siroua copre un'area di 600 km² ed è situato nella porzione centrale del dominio dell'Anti Atlante (Marocco meridionale). L'allineamento vulcanico che si nota tra i complessi del Siroua e delle isole Canarie suggerisce una possibile linea genetica comune. Le strutture tettoniche, in particolare una faglia trascorrente a scala regionale, hanno controllato l'attività eruttiva degli edifici vulcanici.

Il vulcanismo, che ha prodotto l'edificio Vulcanico Siroua, è caratterizzato da colate laviche e colate piroclastiche di notevole estensione, le quali si sono messe in posto in un intervallo temporale compreso tra il Miocene e il Quaternario. Si riscontrano inoltre numerosi duomi, neck e dicchi che contraddistinguono la morfologia dei centri vulcanici principali.

Il massiccio del Siroua si inserisce all'interno di una zona a regime trans-tensivo dell'epoca neogenico-quadernaria, la quale avrebbe permesso la risalita magmatica che ha dato origine ai prodotti vulcanici (Aleotti 1996, Palombarini 1996).

La composizione delle rocce che costituiscono l'apparato vulcanico sono essenzialmente di natura trachitica e fonolitica. Nella fase terminale si impostano colate laviche di carattere più basico.

L'attività vulcanica del Siroua è contraddistinta da tre fasi eruttive principali. La prima fase è compresa tra 11 e 10 milioni di anni fa ed è caratterizzata dalla messa in posto di duomi isolati fonolitici e tufiti micacee.

La seconda fase comprende un lasso di tempo che va da 8 a 6,5 milioni di anni fa; in questo periodo si impostano trachititi nefelinifere e vengono eruttate ignimbriti di composizione varia.

Infine la terza fase, quella più recente, è compresa tra 6 e 3 milioni di anni fa, ed è caratterizzata da trachiti comenditiche, fonoliti, benmoreiti e mugeariti.

La litosfera cratonica Nord-Africana di norma spessa 160-180 km, si assottiglia e raggiunge spessori di 80 km nella zona dell'Atlante in seguito ad una brusca risalita dell'astenosfera (Terra Nova, 2005).

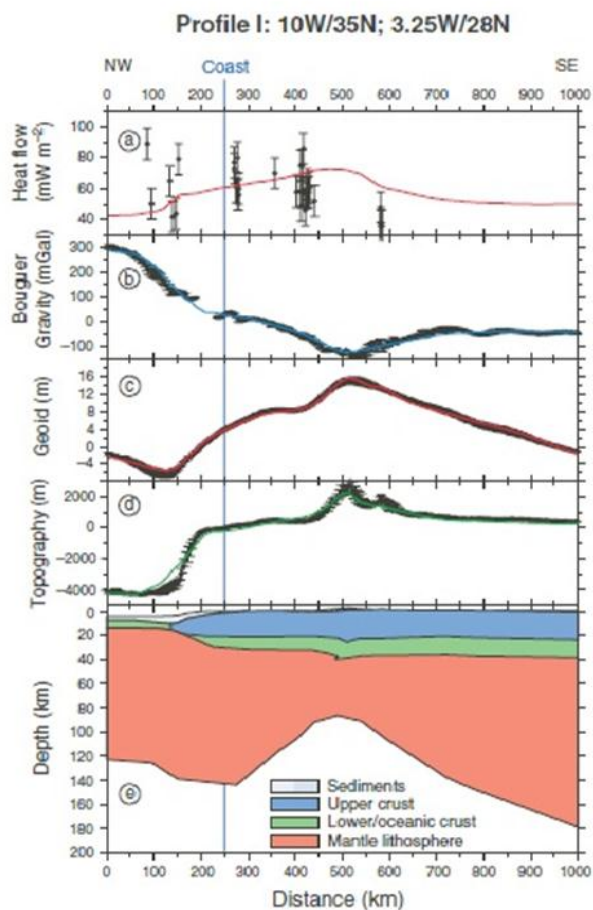


Figura 1

La presenza dell'astenosfera a profondità minori è stata determinata attraverso analisi geofisiche, basate sullo studio delle anomalie gravimetriche e sullo studio delle onde P (Seber et al. 1996). Nella zona dell'Atlante, inoltre, si riscontra un intenso flusso di calore.

Sono state analizzate nel dettaglio due sezioni sottili appartenenti alla serie magmatica del Siroua. Il campione LS48 rappresenta la roccia più basica all'interno della serie magmatica stessa, mentre il campione LS56 rappresenta una roccia più evoluta.

LS48

La roccia presenta struttura porfirica; i fenocristalli sono costituiti prevalentemente da olivina e clinopirosseno. Quest'ultimo mostra una zonatura piuttosto evidente; il centro del cristallo presenta solitamente una tonalità verde chiaro per poi sfumare in bianco verso il bordo.

Gli anfiboli (similmente a quelli del campione LS56) sono caratterizzati da un visibile bordo di reazione, ciò indica il fatto che i cristalli non erano in equilibrio chimico con il magma.

La matrice è composta da pirosseni e vetro vulcanico.

LS56

La roccia presenta una struttura porfirica dal momento che vi sono fenocristalli di clinopirosseno e feldspato immersi in una matrice ipocristallina.

Il plagioclasio presenta la tipica geminazione albite-karlsbad.

Si notano, inoltre, cristalli di orneblenda, talvolta zonati, i quali si distinguono chiaramente per la presenza di un bordo di reazione che li separa dalla matrice circostante.

La matrice è costituita prevalentemente da cristalli di pirosseno e vetro vulcanico, il quale è facilmente riconoscibile poiché è sempre in estinzione a nicols incrociati.

CAPITOLO 1: ANALISI IN FLUORESCENZA

I campioni della serie magmatica appartenente al Distretto del Siroua sono stati analizzati tramite il metodo della fluorescenza a raggi X. La sostanza da analizzare viene investita da una radiazione X e, a sua volta, diventa centro di diffusione di una radiazione X di fluorescenza composta da tutte le lunghezze d'onda caratteristiche degli elementi costituenti i campioni stessi. Tramite la fluorescenza si analizzano volumi relativamente grandi di materia, quindi l'analisi che si ottiene è un'analisi media del campione.

1.1 ELEMENTI MAGGIORI

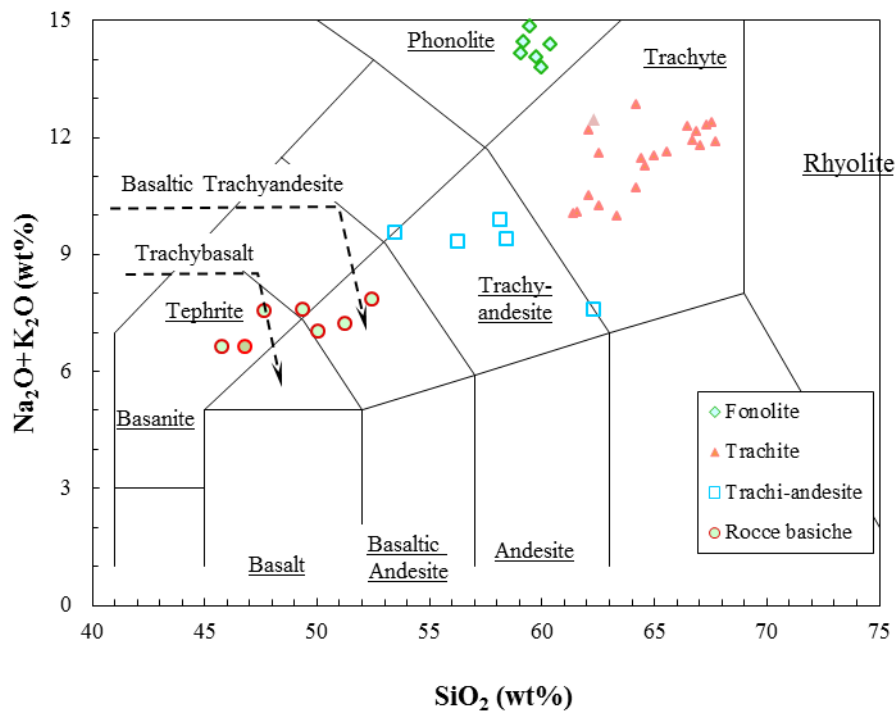


Figura 2

Il diagramma TAS mette in relazione il contenuto percentuale in SiO_2 (peso%) con quello in elementi alcalini ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) e rappresenta una classificazione complessiva delle rocce appartenenti alle diverse fasi eruttive del vulcano Siroua. E' riscontrabile un arricchimento in alcali e in silice durante la differenziazione magmatica.

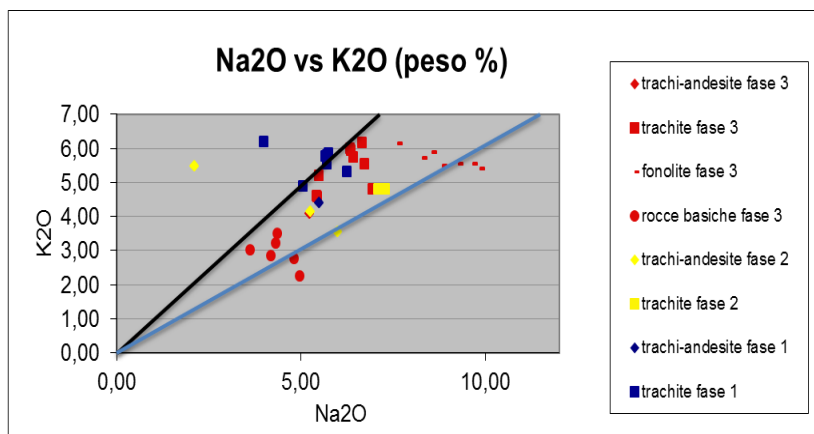


Figura 3

Dal grafico Na_2O vs K_2O (peso%) si osserva che la maggior parte dei campioni rientra nella serie alcalino-potassica poiché la differenza $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ è compresa fra i valori 0 e 2. Due campioni di trachite e di trachi-andesite rientrano nella serie ultrapotassica; la differenza $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ assume un valore maggiore di 0. Un numero più contenuto di campioni, tra i quali sono presenti rocce basiche e fonoliti, rientra nella serie sodica, pertanto la differenza $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ è maggiore di 2.

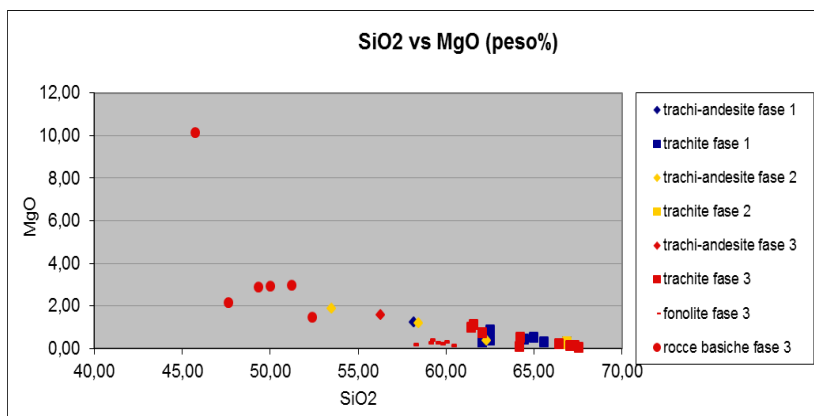


Figura 4

Il diagramma SiO_2 vs MgO (peso%) evidenzia che, nel complesso, i prodotti più differenziati sono le trachiti e le fonoliti appartenenti alla terza fase eruttiva. Tre dei quattro campioni che fanno parte della seconda fase mostrano composizione intermedia; i campioni più basici, i quali presentano un elevato contenuto in MgO , appartengono prevalentemente alla terza fase eruttiva.

Per quanto riguarda i singoli tipi di rocce, è utile notare che le trachiti della prima fase hanno, in generale, un contenuto minore in silice e maggiore in MgO

rispetto a quelle della seconda e della terza fase. Alle trachiti della terza fase appartengono i prodotti più acidi.

Le trachi-andesiti seguono un comportamento simile a quello delle trachiti, tuttavia la scarsità dei campioni non permette di formulare ipotesi attendibili.

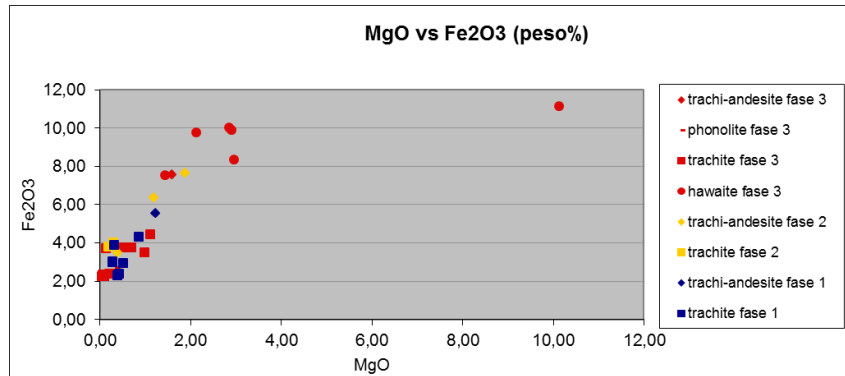


Figura 5

L'andamento del Fe_2O_3 è visibile nel grafico in fig.6. I campioni basici presentano un elevato contenuto in MgO e Fe_2O_3 ; il Fe_2O_3 raggiunge valori intorno al 10 peso%. Pertanto, l'elevato contenuto in tali elementi nel magma iniziale ha permesso il frazionamento di minerali femici, tra cui clinopirosseno (diopside) e olivina ricca in componente forsteritica (l'olivina è presente solo nei campioni meno differenziati di tefrite). I campioni più differenziati, trachiti e fonoliti in particolare, sono notevolmente impoveriti in MgO e Fe_2O_3 . Le trachi-andesiti presentano, invece, un comportamento intermedio.

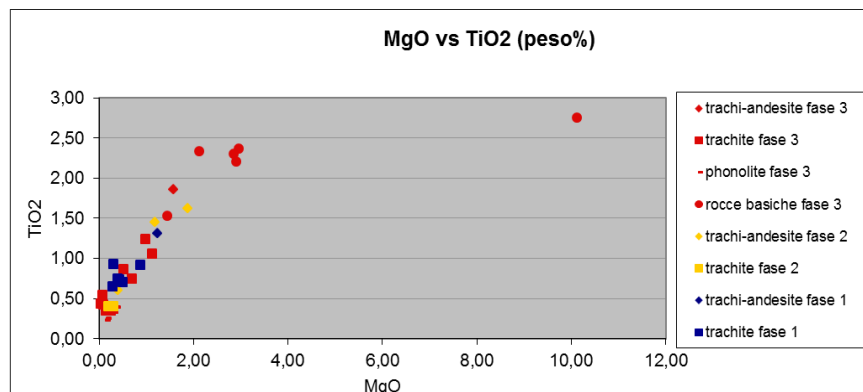


Figura 6

L'andamento del TiO_2 rispecchia, nel complesso, quello del Fe_2O_3 . Il contenuto percentuale in TiO_2 diminuisce con il procedere della differenziazione. Si nota

che le fonoliti presentano i valori più bassi in TiO_2 .

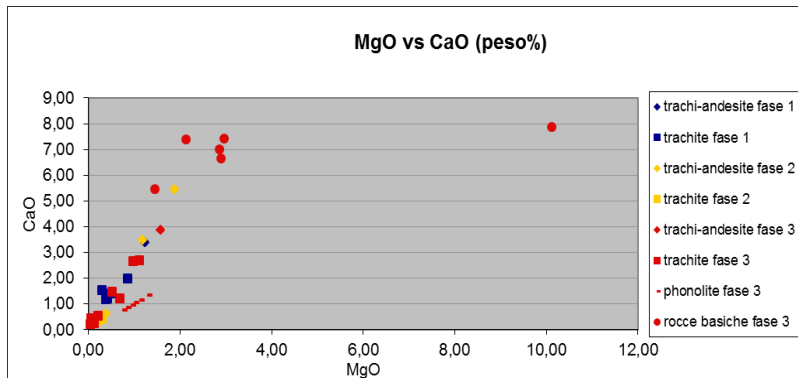


Figura 7

Il diagramma in fig.7 mostra che il contenuto in CaO delle rocce diminuisce al diminuire del contenuto in MgO.

Pertanto i campioni più ricchi in CaO sono quelli basici tanto che l'elevata quantità in tale elemento nel magma ha permesso la formazione di diopside.

Le trachiti, complessivamente, presentano una minore quantità di CaO poiché sono rocce alcaline più differenziate; il plagioclasio è prevalentemente ricco in componente albitica e il contenuto percentuale di minerali mafici nelle trachiti è decisamente basso. Tuttavia, si notano delle differenze nelle trachiti che appartengono alle diverse fasi eruttive: dalla prima alla terza fase è possibile osservare, infatti, che i campioni diventano meno ricchi in CaO.

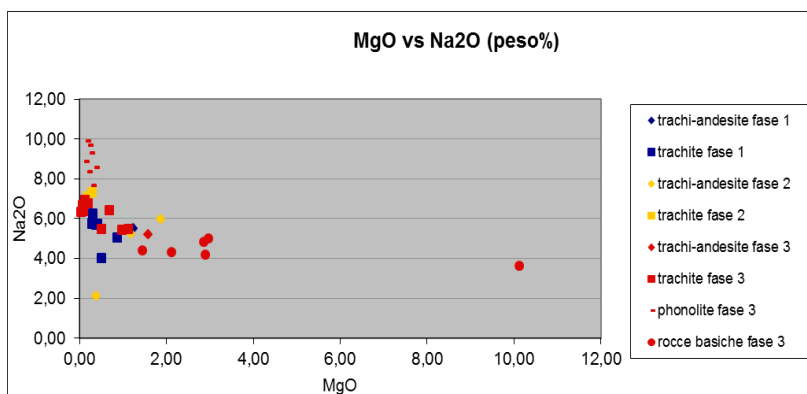


Figura 8

Il grafico in fig.8 mostra un graduale arricchimento in Na al diminuire della quantità di Mg.

Il contenuto in Na delle rocce basiche presenta valori elevati, per cui è lecito supporre che il magma da cui derivano fosse alcalino, prodotto, quindi, per bassi gradi di fusione.

Un ulteriore incremento in Na si verifica nelle trachi-andesiti, rocce che derivano dal progressivo frazionamento di prodotti più basici, come i basalti alcalini.

Le trachiti mostrano un contenuto in Na elevato. Le trachiti della seconda fase presentano i valori percentuali in Na più elevati, mentre le trachiti della fase 1 sono quelle che presentano i valori più bassi.

Le fonoliti sono le rocce più ricche in Na e insieme alle trachiti rappresentano il maggior grado di evoluzione all'interno della serie magmatica.

Il K è un elemento caratterizzato da un raggio ionico elevato e una carica bassa. Il raggio ionico dei LILE (large ion lithophile elements) è maggiore degli elementi che occupano i siti ottaedrici dei reticoli cristallini dei minerali silicatici. La presenza di tali elementi nel reticolo cristallino distorce quest'ultimo creando una situazione energetica sfavorevole. Queste caratteristiche rendono il K un elemento incompatibile.

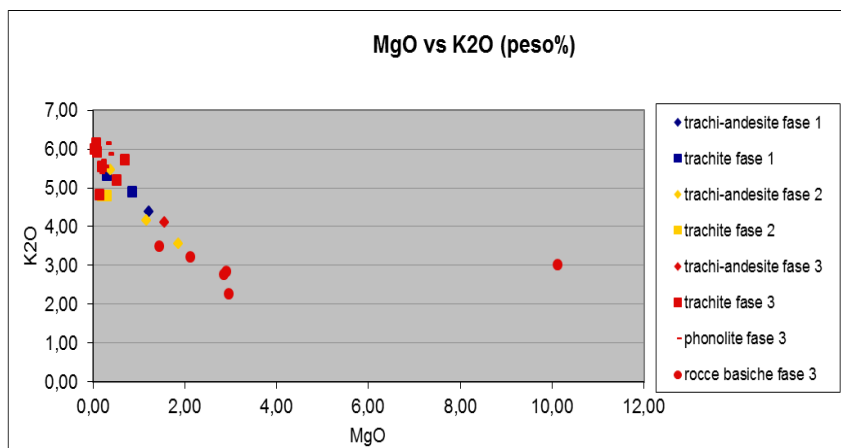


Figura 9

Il K₂O ha un andamento simile a quello del Na₂O, essendo anch'esso un metallo alcalino. Il diagramma mostra valori bassi per le rocce basiche, ed intermedi per le trachi-andesiti. L'elevato contenuto in K₂O nel magma che ha prodotto le trachiti ha permesso il frazionamento di feldspato potassico.

Le trachiti presentano, dalla prima alla terza fase, un aumento della quantità di K₂O.

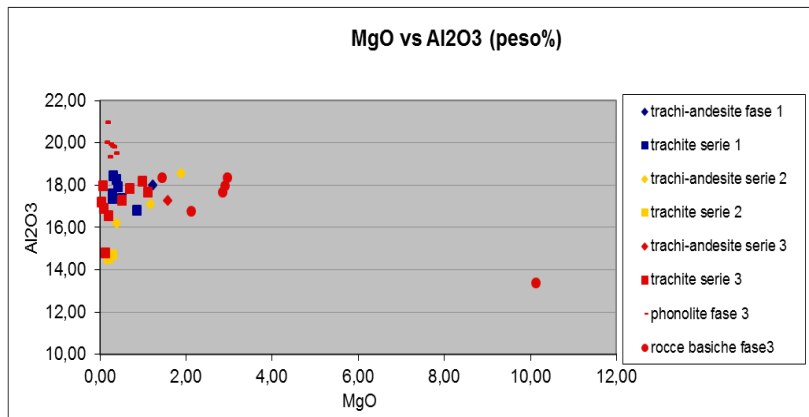


Figura 10

Il grafico in fig.10 mette in relazione il contenuto percentuale di Al_2O_3 con quello in MgO. Si nota che un campione delle rocce basiche e pochi campioni di trachite appartenenti alla seconda e alla terza fase presentano valori sotto il 15 peso%. All'interno della serie magmatica, le fonoliti sono le rocce più ricche in Al_2O_3 con alcuni campioni che superano il 20 peso%. La restante parte dei campioni mantiene valori costanti, compresi tra il 16 e 18 peso%.

1.2 ELEMENTI IN TRACCIA

Il Rb è generalmente incompatibile nei minerali silicatici; tuttavia ha un grado di compatibilità maggiore nelle miche e nei feldspati potassici. Lo Sr è compatibile nel plagioclasio, quindi può diminuire nelle serie magmatiche che frazionano elevate quantità di plagioclasio. Dunque, dal diverso comportamento geochimico del Rb e dello Sr si possono intuire le caratteristiche del magma iniziale.

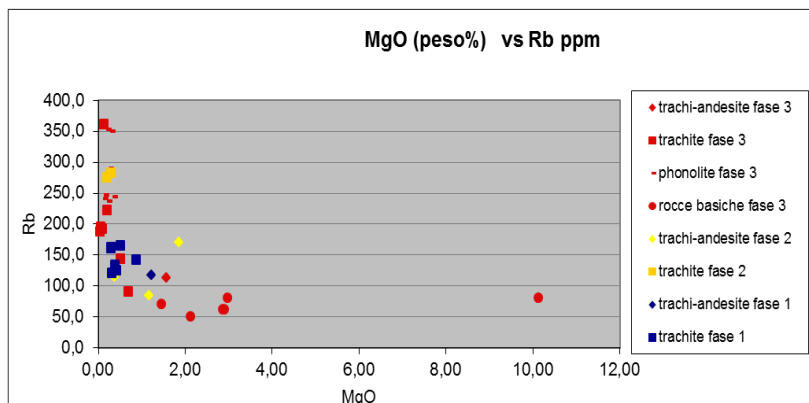


Figura 11

Il diagramma in fig.11 rispecchia quanto detto in precedenza: il Rb è presente in maggiori quantità nelle rocce acide piuttosto che nelle rocce basiche. Le trachiti della seconda fase sono le più ricche in Rb, mentre quelle della prima fase presentano i valori più bassi in tale elemento; le trachi-andesiti mantengono valori costanti in Rb compresi tra 100 e 150 ppm.

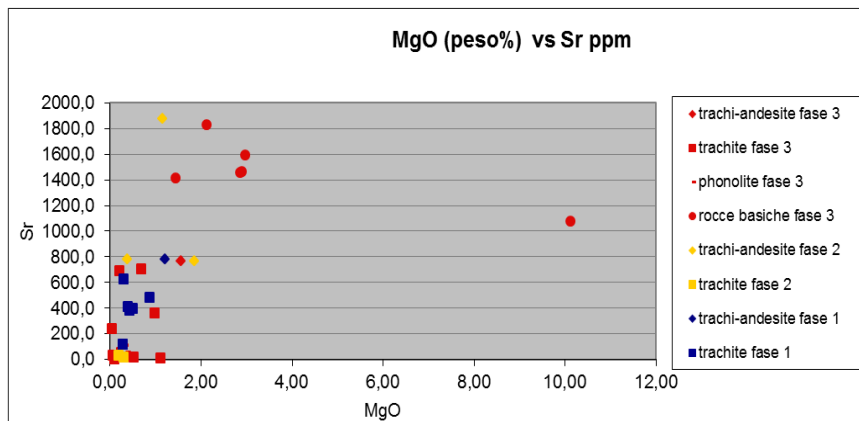


Figura 12

Lo Sr segue un andamento antitetico rispetto al Rb. È presente in maggiore quantità nelle rocce basiche, essendo queste ricche in plagioclasio anortitico, e diminuisce via via nelle trachi-andesiti, nelle trachiti e nelle fonoliti.

Si può osservare che nelle trachiti lo Sr ha un andamento antitetico rispetto a quello del Rb. Le rocce basiche e le trachi-andesiti, nel complesso, sono i campioni più ricchi in Sr; le trachiti della prima fase presentano valori elevati in Sr, mentre alcuni campioni di trachite, appartenenti alla seconda e alla terza fase, e di fonolite presentano valori pressoché nulli.

Lo Zr e il Nb sono elementi ad alta forza di campo, per cui hanno una carica elevata e un raggio ionico ridotto. La carica elevata impedisce la sostituzione di tali elementi con gli elementi maggiori presenti nei silicati, dato che vi è la necessità di compensare l'eccesso di carica provocato dallo Zr e dal Nb.

Questa caratteristica rende gli elementi ad alta forza di campo da moderatamente incompatibili a fortemente incompatibili.

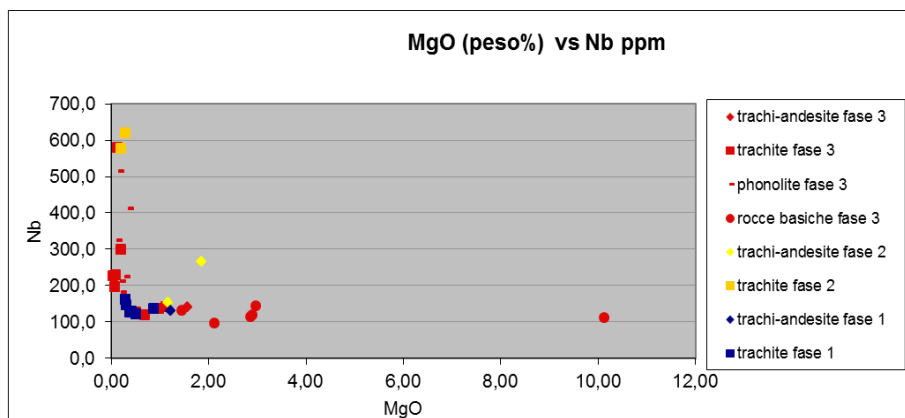


Figura 13

Il Nb, essendo un elemento molto incompatibile, si concentra maggiormente nei prodotti più differenziati. I valori si mantengono costanti per le rocce basiche e le trachi-andesiti, per poi crescere in maniera consistente per quanto riguarda le trachiti e le fonoliti. Anche qui si notano i valori più alti in Nb nelle trachiti della fase 2, mentre quelle della fase 1 sono le più impoverite in Nb.

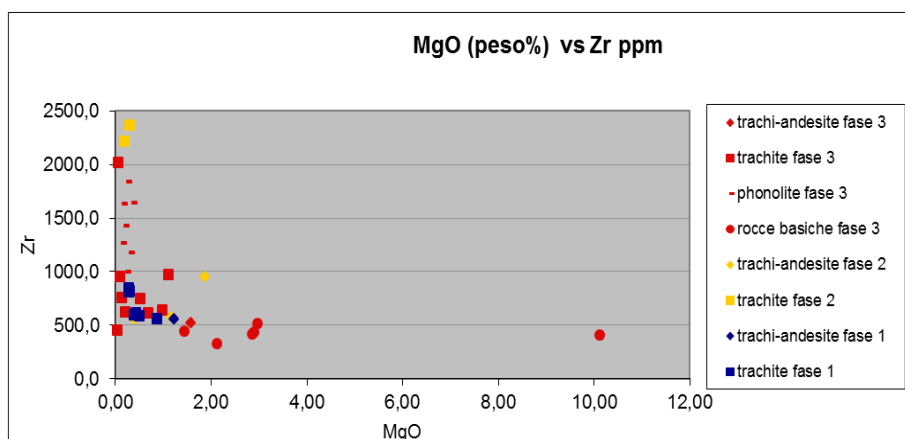


Figura 14

Lo Zr, analogamente al Nb, risulta più ricco nelle rocce acide rispetto a quelle basiche.

Considerando gli andamenti generali, è possibile osservare che l'elevato contenuto in MgO, Fe₂O₃, TiO₂ e CaO nelle rocce basiche e il basso contenuto di questi elementi nelle rocce evolute (trachiandesiti, trachiti e fonoliti) hanno permesso il frazionamento di clinopirosseno (diopside), kaersutite e Ti-magnetite. La forsterite è presente solo nei campioni meno differenziati. I prodotti più differenziati, quali le trachiti e le fonoliti, mostrano valori elevati in

Na_2O , K_2O e Al_2O_3 . In particolare le fonoliti sviluppano una composizione elevata in Na_2O e Al_2O_3 , ciò da un lato è legato allo scarso frazionamento di plagioclasio e dall'altro lato ha permesso la cristallizzazione di feldspatoidi. Le trachiti, invece, sono costituite principalmente da feldspati alcalini.

Per quanto riguarda le differenze tra le singole fasi, le trachiti della seconda fase sono quelle più evolute. Esse presentano, infatti, i valori più alti in elementi incompatibili (Rb, Zr, Nb) e più bassi in elementi compatibili (CaO, TiO_2 , Sr, Ba). La fase 2, inoltre, presenta i campioni più sodici.

Le trachiti della fase 1 sono, nel complesso, le meno evolute e le più potassiche.

Le trachiti della terza fase, dato l'elevato numero di campioni, sono caratterizzate da un alto tasso di variabilità.

Le trachi-andesiti sono anch'esse presenti in tutte le tre fasi eruttive, tuttavia il numero limitato di campioni non permette di fare osservazioni attendibili.

CAPITOLO 2: ANALISI IN MICROSONDA ELETTRONICA

La microsonda è uno strumento analitico che permette di determinare la composizione chimica dei minerali. Le analisi in microsonda consentono di ricavare il chimismo di porzioni molto piccole di materiale.

Il funzionamento è basato sulle radiazioni caratteristiche dei costituenti chimici dei minerali, che vengono emesse in seguito al bombardamento di un fascio di elettroni ad alta energia sul campione da analizzare.

Il cristallo da esaminare, dunque, nel momento in cui viene colpito da un fascio accelerato di elettroni emetterà un fascio policromatico di raggi x composto dalle lunghezze d'onda proprie degli elementi chimici costituenti la sostanza colpita. Scomponendo il fascio e analizzando le singole lunghezze d'onda λ sarà permesso di riconoscere gli elementi costituenti il minerale e misurarne la percentuale in peso.

Tale strumento, quindi, permette di operare un'analisi qualitativa, che consiste nel distinguere gli elementi chimici presenti, ed un'analisi quantitativa che permette di ricavarne le abbondanze relative. Le analisi quantitative vengono ottenute tramite l'ausilio di uno standard a composizione nota per ogni elemento, affinché le analisi effettuate con modalità differenti siano tra loro paragonabili. Per ogni elemento si esegue l'analisi dello standard a composizione nota C_s e si misurano gli impulsi I_s che giungono al contatore; inoltre, si esegue l'analisi del campione a composizione incognita C_c e si misurano gli impulsi I_c che arrivano al contatore. Si ricava infine C_c risolvendo la semplice proporzione $I_s/I_c = C_s/C_c$. Le analisi chimiche quantitative ottenute con la microsonda elettronica sono analisi puntuali poiché comprendono un'area di pochi μ^2 . L'analisi puntuale permette di evidenziare le variazioni del chimismo nello stesso campione; è possibile quindi seguire l'andamento delle zonature all'interno del cristallo.

I campioni LS48 e LS56 sono stati analizzati tramite la microsonda elettronica. Per la sezione LS48 sono stati analizzati due fenocristalli di olivina, due di clinopirosseno e uno di anfibolo mentre per la sezione LS56 due fenocristalli di clinopirosseno e due di anfibolo.

L'olivina appartenente al campione LS48 è una forsterite (la componente forsteritica, infatti, è pari all'83%).

Gli anfiboli fanno parte della serie sodico-calcica delle orneblende. Tuttavia, l'elevata quantità di Ca, che presenta valori costanti tra l'11 e il12 peso%, indica che appartengono della famiglia delle Kaersutiti.

I pirosseni analizzati in entrambi i campioni sono diopsidi.

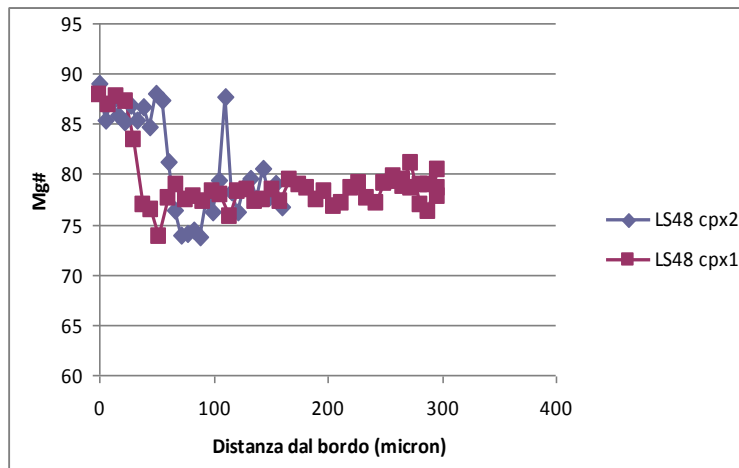


Figura 15

Il grafico in fig.15 mette in relazione il n° di Mg, ovvero il rapporto $Mg/Mg+Fe^{2+}$ (in atomi), con le analisi eseguite ad una distanza dal bordo (in micrometri) del cristallo via via crescente. Il cristallo di pirosseno presenta una zonatura piuttosto evidente; si nota, infatti, che vicino al bordo la quantità in Mg è maggiore rispetto al nucleo. Ciò sta a significare il fatto che il magma da cui ha cristallizzato la parte esterna del minerale è più basico rispetto a quello da cui ha cristallizzato la parte centrale del minerale.

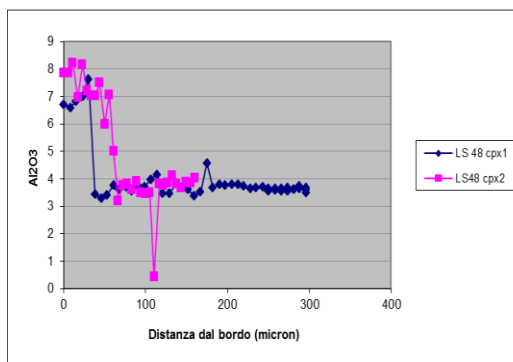


Figura 16

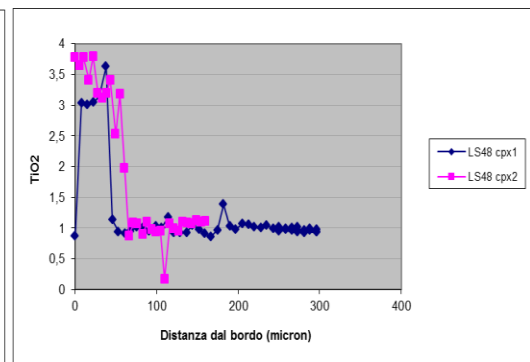


Figura 17

L'Al₂O₃ e il TiO₂ seguono un andamento simile a quello del MgO. La parte esterna del clinopirosseno presenta valori più alti in Al₂O₃ e TiO₂ rispetto al centro del cristallo.

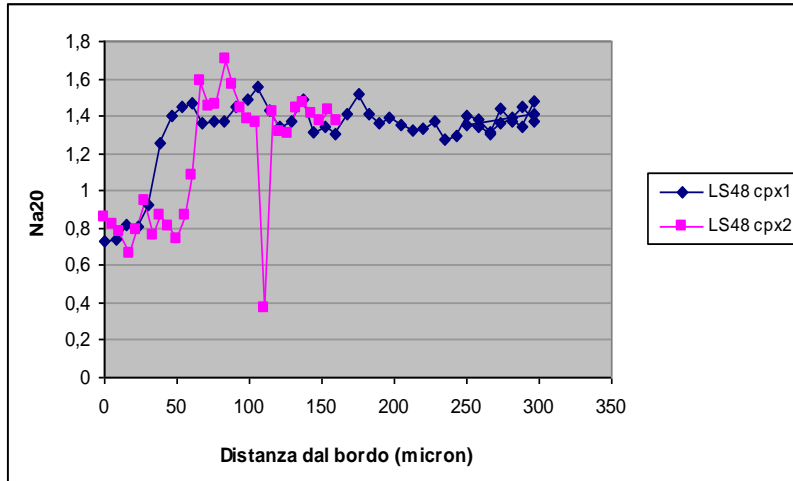


Figura 18

Il Na₂O ha un andamento opposto rispetto al MgO. Nella parte interna del cristallo, dove ha cristallizzato un magma più differenziato (caratterizzato da un contenuto in MgO minore), la quantità in Na₂O è maggiore.

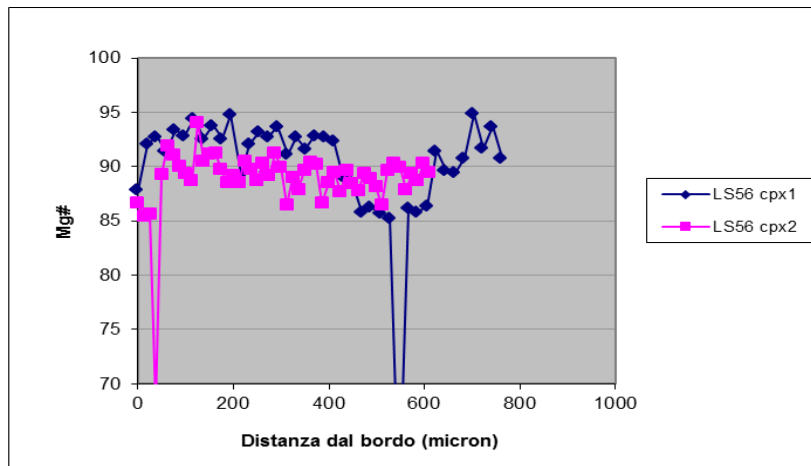


Figura 19

I pirosseni analizzati nel campione LS56 mostrano valori elevati in MgO. Essi sono caratterizzati da una variazione del n° di Mg piuttosto contenuta. Nel cpx1 il n° di Mg decresce verso il centro.

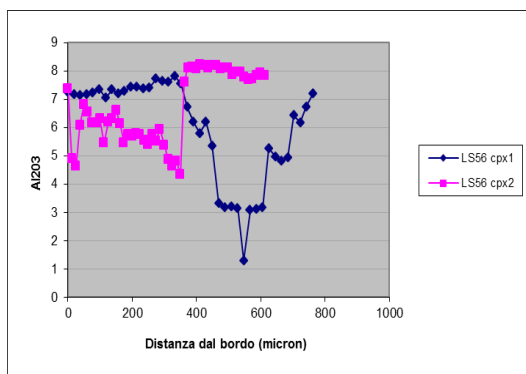


Figura 20

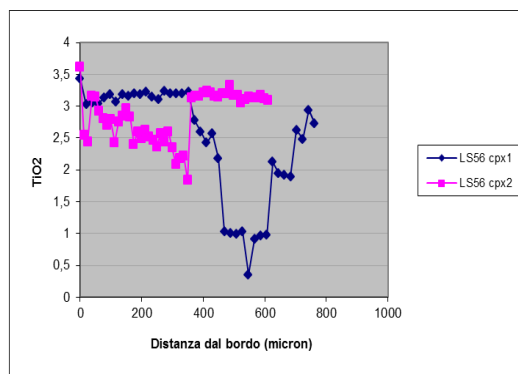


Figura 21

Nel clinopirosseno cpx-1 di LS56 l' Al_2O_3 e il TiO_2 presentano lo stesso andamento che caratterizza il pirosseno di LS48, descritto in precedenza. Tuttavia, il cpx 2 di LS56 mostra un andamento opposto rispetto al cpx 1.

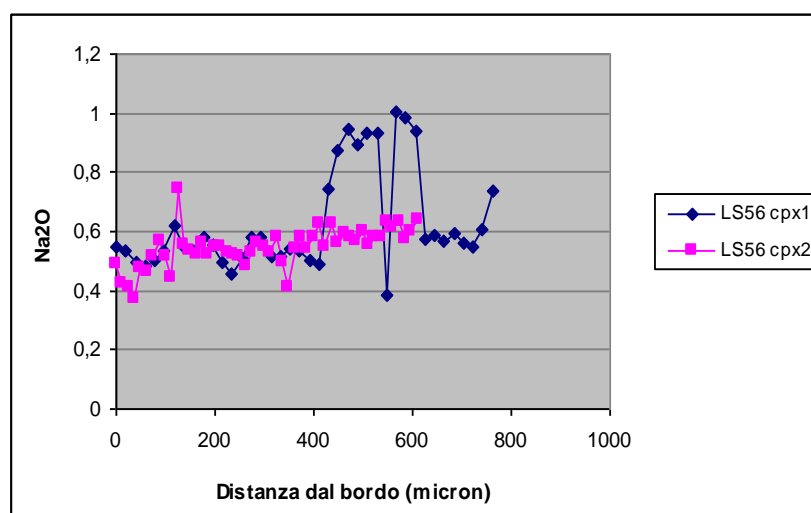


Figura 22

Il Na_2O mantiene valori costanti sia nella parte centrale sia nella parte esterna del cpx2.

Nel cpx1 si osserva un aumento del contenuto in Na_2O nella parte centrale del minerale.

Per il campione LS48 sono state calcolate le T ($^{\circ}\text{C}$) e P (kbar) di cristallizzazione dei clinopirosseni. I valori medi ottenuti sono di 1214 $^{\circ}\text{C}$ e 9.8 kbar. Questo indica che la tefrite LS48 ha cristallizzato in una camera magmatica ad una profondità di circa 30 km, prossima al limite crosta-mantello (MOHO).

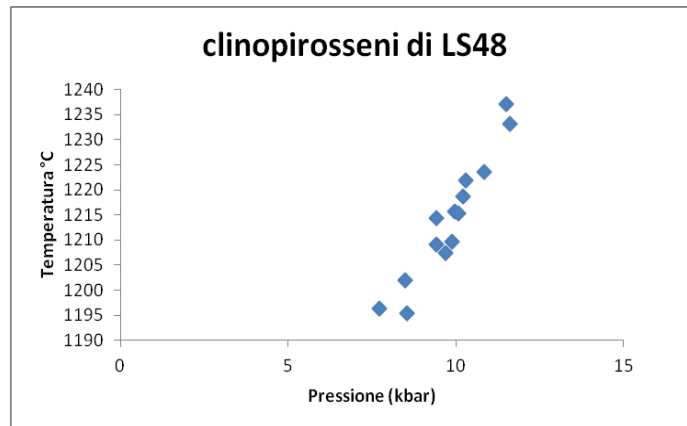


Figura 23

Nel complesso si osserva che i clinopiroseni presentano verso il bordo un contenuto in MgO, Al₂O₃ e TiO₂ elevato, mentre la parte centrale è più ricca in Na₂O. Pertanto il magma da cui ha cristallizzato la parte centrale del minerale è meno basico del magma da cui ha cristallizzato la parte esterna del minerale.

Il n° di Mg elevato convalida l'ipotesi che la roccia abbia cristallizzato in una camera magmatica situata ad una profondità pari alla Moho. La zonatura dei pirosseni indica che fosse un sistema magmatico attivo, caratterizzato dalla risalita di nuovo magma di composizione differente.

CAPITOLO 3: ANALISI ISOTOPICHE

Il Rb decade in ^{87}Sr tramite il decadimento β^- ; dunque, l'evoluzione del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è funzione del rapporto Rb/Sr iniziale nelle rocce silicatiche. Le rocce crostali assumono un rapporto Rb/Sr elevato, quindi con il passare del tempo un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevato, mentre le rocce che costituiscono il mantello residuo della fusione assumono un rapporto Rb/Sr basso e di conseguenza un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ basso.

Il ^{143}Nd è prodotto attraverso il decadimento α del ^{147}Sm . Il sistema di decadimento Sm/Nd è antitetico rispetto al sistema Rb/Sr. Il Sm è, in generale, poco meno incompatibile del Nd, perciò durante il processo di fusione il rapporto Sm/Nd aumenta nel solido residuo e diminuisce nel fuso prodotto.

Il rapporto Sm/Nd, che rappresenta la composizione media della terra silicatica, può essere considerato lo stesso presente nelle meteoriti condritiche. Diventa, in questo caso, più significativo esprimere le variazioni del rapporto Sm/Nd e del rapporto isotopico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ rispetto ai valori condritici; pertanto è stata introdotta la notazione ϵ_{Nd} , la quale rappresenta la variazione relativa rispetto alla composizione condritica.

$$\epsilon_{\text{Nd}} \equiv \frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{chon}}}{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{chon}}} \times 10^4$$

Dal momento che il Sm è poco più compatibile del Nd, durante il processo di fusione tende a restare nel solido. Il rapporto Sm/Nd presente nel mantello aumenta, quindi quest'ultimo assumerà valori positivi di ϵ_{Nd} , ovvero valori più alti rispetto a quelli condritici. La crosta, al contrario, risulta avere una composizione isotopica più bassa, poiché deriva dalla cristallizzazione dei magmi prodotti dalla fusione parziale del mantello superiore; la crosta assumerà quindi valori di ϵ_{Nd} negativi.

L'uso combinato degli isotopi dello Sr e del Nd fornisce importanti informazioni sulle caratteristiche dei magmi. I rapporti isotopici dello Sr e del Nd tendono ad essere anti-correlati nel mantello e nei magmi derivanti da quest'ultimo. Le

diverse correlazioni, infatti, riflettono le diverse compatibilità degli elementi chimici. I processi magmatici, dunque, influenzano in maniera opposta i rapporti Rb/Sr e Sm/Nd e di conseguenza, nel tempo, questo porta a una correlazione antitetica tra ϵ_{Nd} e il rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$.

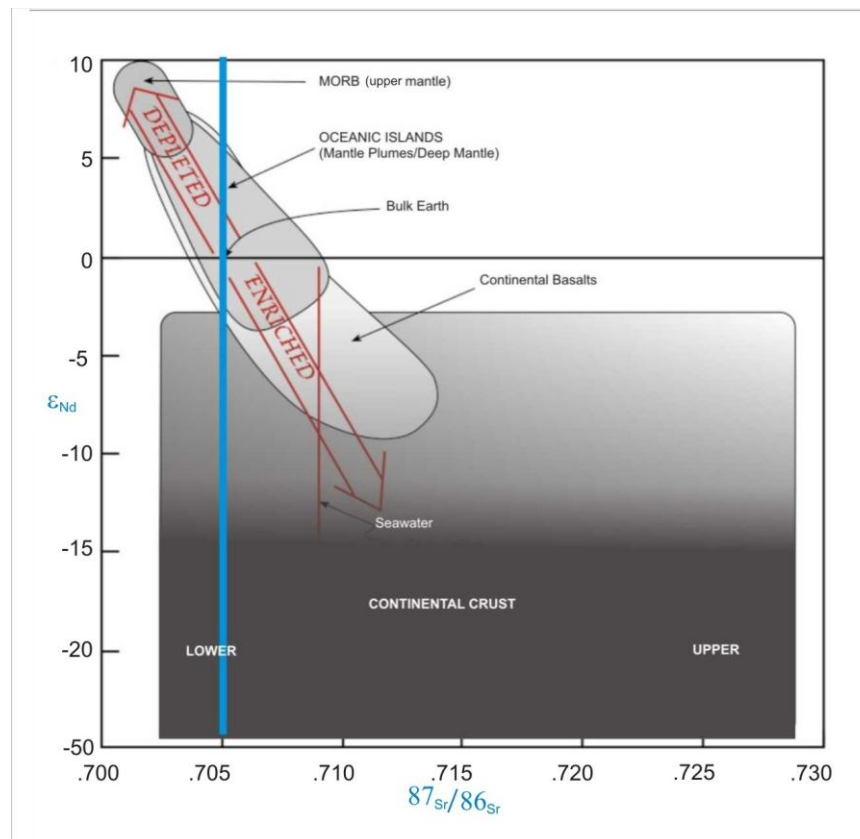


Figura 24

Il mantello, generalmente, presenta valori isotopici più elevati di ϵ_{Nd} e più bassi di $^{87}Sr/^{86}Sr$ rispetto alla crosta. Tuttavia, i magmi prodotti per fusione del mantello in diversi contesti geodinamici riflettono diverse composizioni isotopiche.

I basalti di dorsale oceanica (MORB), i quali si originano da un mantello che ha già subito processi di fusione, presentano composizioni isotopiche estreme; essi assumono, infatti, i valori più alti di ϵ_{Nd} e più bassi di $^{87}Sr/^{86}Sr$, poiché derivano da un mantello impoverito.

I basalti di isola oceanica, invece, derivano da un mantello più ricco in elementi incompatibili e presentano valori isotopici intermedi tra i MORB e la crosta continentale.

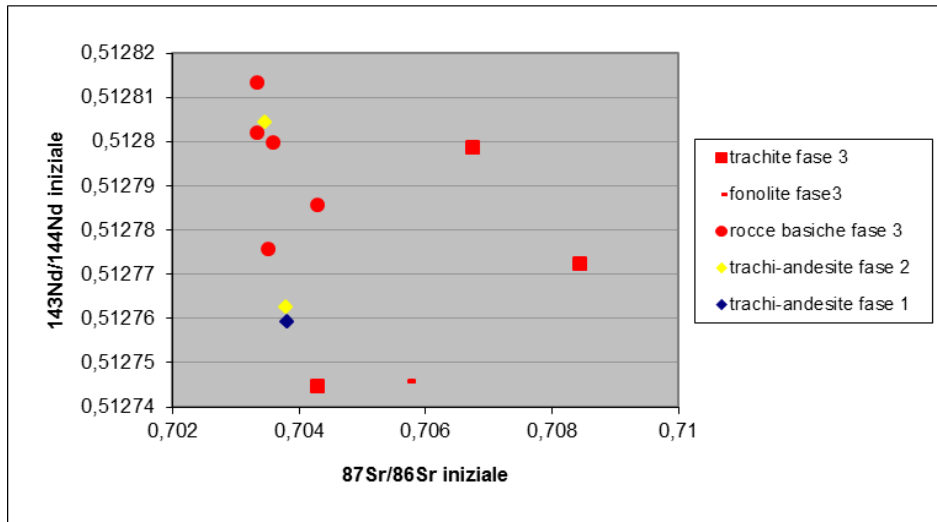


Figura 25

Il grafico in fig.25 mette in relazione il rapporto iniziale $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ con quello di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dei campioni del Siroua. Le rocce basiche presentano un rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ elevato e un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ basso. Con il procedere della differenziazione i valori in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calano, mentre quelli in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumentano.

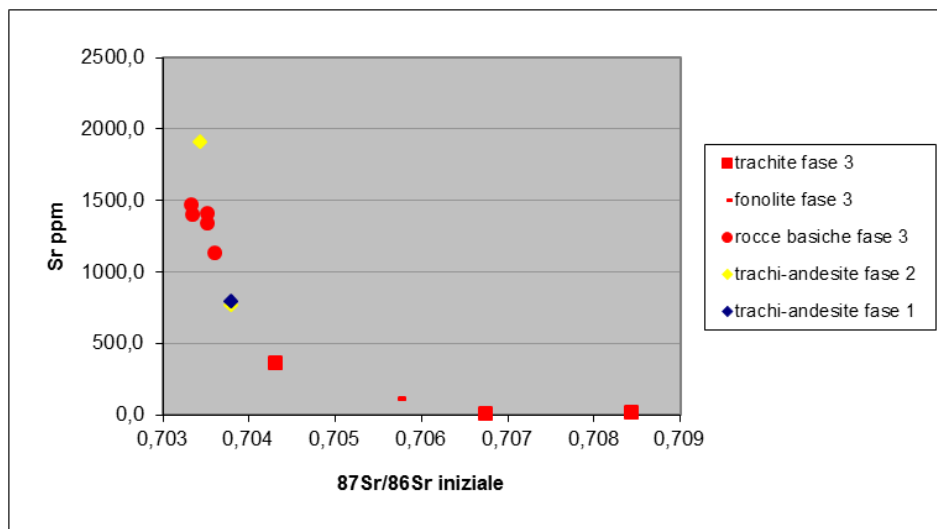


Figura 26

L'andamento del grafico in fig 26, che relaziona il contenuto in Sr con il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale, è significativo poiché le rocce basiche presentano valori in stronzio alti e conservano un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ basso, mentre le rocce più evolute si impoveriscono progressivamente di Sr e sono caratterizzate da un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ via via crescente.

Tale significativo andamento è spiegabile attraverso un processo di differenziazione magmatica e un processo di assimilazione crostale che coinvolge i prodotti più evoluti.

Le rocce basiche presentano valori elevati in Sr; a causa della mancata cristallizzazione e del successivo frazionamento di plagioclasio le trachiti e le fonoliti mostrano un contenuto basso in Sr. In particolare alcune trachiti hanno contenuti in Sr di poche ppm (< di 10 ppm).

Il processo di assimilazione crostale si riscontra principalmente nelle fonoliti e nelle trachiti perché presentano un elevato rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Il Rb è compatibile nelle miche, quindi un input di rocce cristali alza repentinamente tale rapporto.

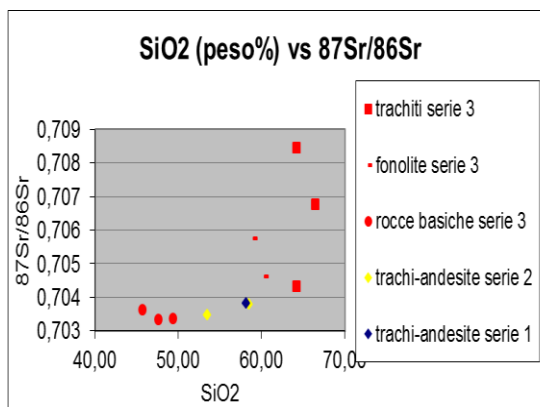


Figura 27

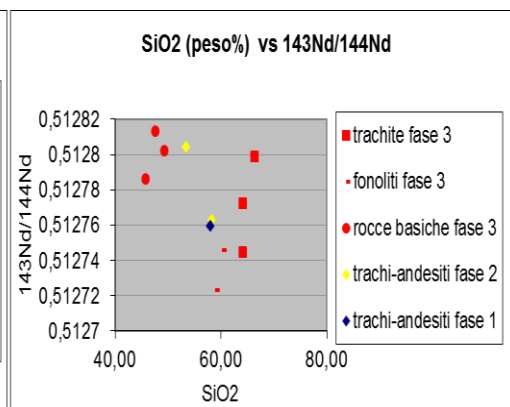


Figura 28

Il grafico in fig.27 mette in relazione la quantità in silice in peso percentuale con il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presente nei campioni. Le rocce basiche mostrano il contenuto più basso in silice ed un basso rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, quindi si posizionano nella parte in basso a sinistra del grafico. Le trachi-andesiti presentano valori intermedi in silice e mantengono un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ basso. I campioni più differenziati, ovvero le trachiti e le fonoliti, presentano valori alti nel rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Il grafico in fig.28, il quale mette in relazione il contenuto in silice (peso%) con il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ segue un andamento diverso. Le rocce basiche mostrano valori alti del rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Tuttavia, anche alcuni campioni di trachi-andesiti e di trachite presentano un rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ elevato. Le fonoliti sono i campioni che mostrano il contenuto isotopico più basso.

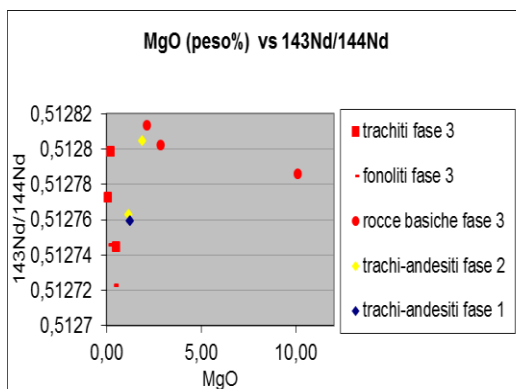


Figura 29

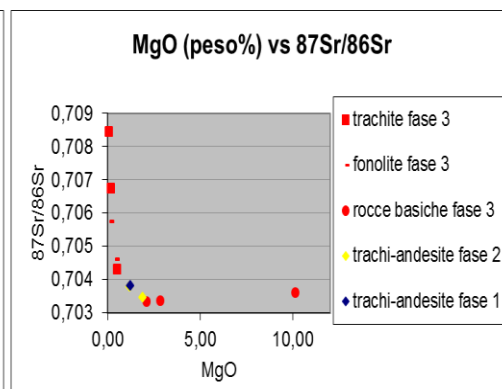


Figura 30

Dal grafico in fig.29, che relaziona il contenuto di MgO con il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, si può notare che i prodotti meno differenziati, come i campioni basici, presentano un rapporto isotopico basso. Le trachi-andesiti si mantengono in una posizione intermedia, mentre le rocce più differenziate, ovvero le fonoliti e le trachiti, sono caratterizzate da un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più elevato.

Il grafico in fig.30, che mette in relazione il contenuto percentuale in MgO con il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ presenta un andamento pressoché simmetrico al diagramma SiO_2 vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, visto in precedenza. Le rocce basiche e alcuni campioni di trachi-andesiti e di trachite presentano valori elevati nel rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, mentre i restanti campioni di trachi-andesite e trachite mostrano valori più bassi.

Si nota dai quattro diagrammi presentati che vi sono alcuni campioni, precisamente due di trachite e uno di fonolite, caratterizzati da valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più elevati e di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ più bassi rispetto alla media. Il processo di assimilazione crostale potrebbe aver influenzato, in particolare, il magma che ha prodotto tali campioni, innalzando il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e abbassando il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

3.1 MODELLO AFC

E' stato applicato il modello AFC (assimilation and fractional crystallization) per simulare e verificare la variazione degli elementi in traccia di un magma che cristallizza e allo stesso tempo assimila parte della crosta continentale.

Si è scelto di considerare una crosta continentale caratterizzata da un contenuto in Sr pari a 500 ppm ed un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pari a 0,710. La composizione del

magma iniziale è stata fissata per un valore alto dello Sr (1468,4) e basso del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, valori propri del campioni meno evoluto della serie magmatica del Siroua (LS48).

E' stato assunto un coefficiente di ripartizione D_{Sr} pari a 4 considerando che lo stronzio durante la cristallizzazione magmatica si comporta come elemento compatibile. R, ovvero il rapporto tra il tasso di massa di crosta assimilata e di massa frazionata, è stato fissato a 0,3.

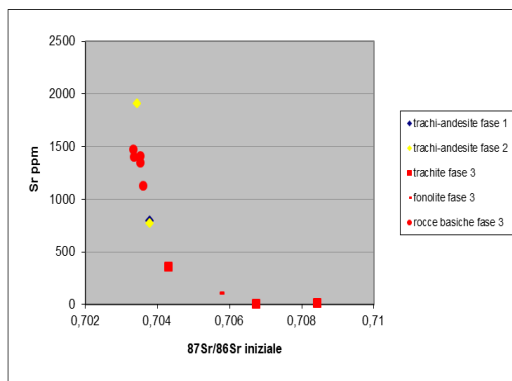


Figura 31

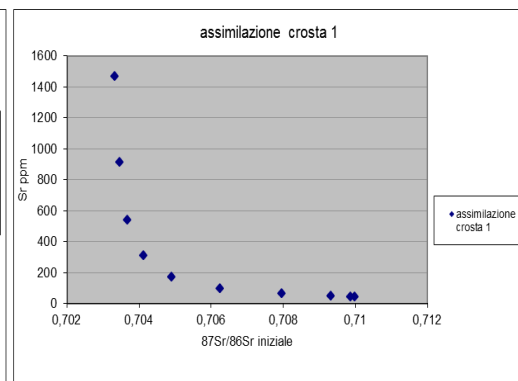


Figura 32

L'andamento dei grafici in fig.31 e in fig.32 è simile; il dato calcolato approssima l'evoluzione del contenuto in Sr confrontato con il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reale, studiato sui campioni. Quindi, durante il processo di cristallizzazione frazionata il magma, potrebbe aver assimilato una crosta con un contenuto in Sr di 500 ppm e un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pari a 0,710.

Lo stesso tipo di operazione è stato eseguito per quanto riguarda il Nd. Dal grafico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniziale vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale si intuisce che il magma dal quale sono cristallizzate le rocce più evolute, sia stato contaminato da due croste differenti poiché due campioni di trachite della terza fase presentano rapporti isotopici di Sr e Nd più elevati. Il magma, da cui hanno cristallizzato tali campioni, è caratterizzato da un basso contenuto in Sr, per cui anche l'assimilazione di una crosta che presenta valori piuttosto modesti in Sr, alza repentinamente il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

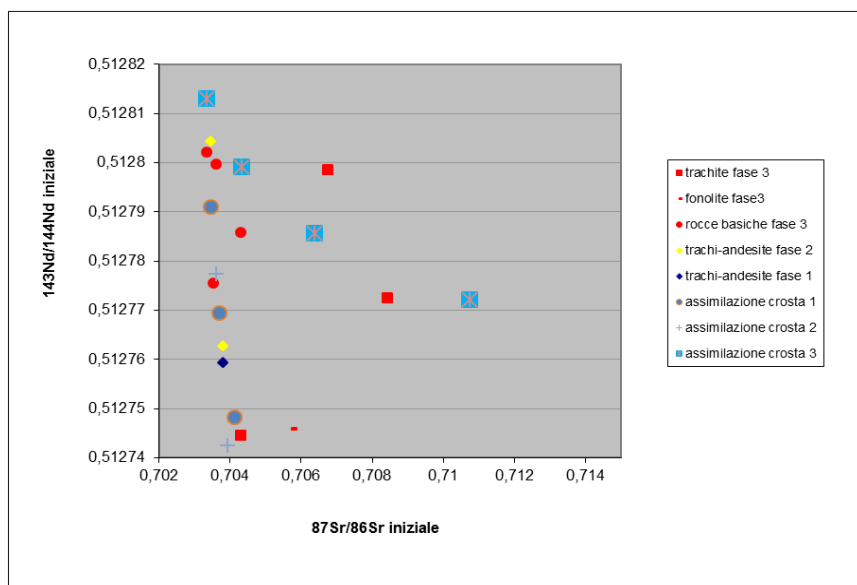


Figura 33

Per spiegare l'andamento dei campioni, che nel grafico in fig.33 presentano una variazione contenuta del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, è stata presa in considerazione la crosta 1, caratterizzata da un contenuto in Sr di 500 ppm e in Nd di 50 ppm. Il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è pari a 0,710 ed il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ è pari a 0,5120. Dal momento che è stata frazionata una notevole quantità di plagioclasio lo Sr si comporta come elemento compatibile ($D_{\text{Sr}}=4$) mentre il Nd è generalmente incompatibile. E' stato scelto, dunque, un valore di D_{Nd} pari a 0,2.

La cristallizzazione del plagioclasio è favorita da bassa pressione e sfavorita da un elevato contenuto d'acqua nel magma. Si presuppone, quindi, che il magma genitore stazionasse a bassa profondità e fosse povero in H_2O .

La crosta 2, che approssima meglio l'andamento dei campioni con un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ più elevato, presenta la stessa quantità in Sr e Nd della crosta 1 e un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pari a 0,720 e e un rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ è pari a 0,5150. Per lo Sr è stato scelto un coefficiente di distribuzione D di 1,2 e per il Nd di 0,2. Tuttavia, questo tipo di trend di assimilazione, non presenta un andamento simile a quello dei campioni di trachite della terza fase perché il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calcolato è troppo basso.

E' stato perciò introdotto un terzo tipo di crosta, caratterizzata da rapporti isotopici più elevati ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,750$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,5123$) e con un D_{Sr} pari a 5.

Considerando il grafico in fig.33 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniziale vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale) si

nota che la composizione delle croste assimilate rispecchia con buona approssimazione la composizione isotopica della crosta 1 e della crosta 3.

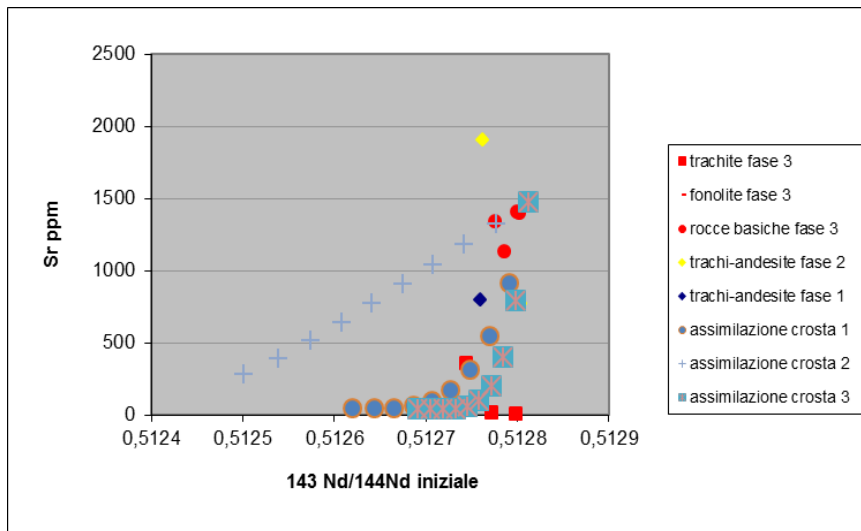


Figura 34

Il grafico in fig.34 ($\text{Sr ppm vs } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) conferma quanto detto prima.

Per quanto riguarda il magma che ha portato alla formazione delle rocce meno evolute della serie magmatica del Siroua, dal grafico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniziale vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale si intuisce che non ha subito contaminazioni crostale. Infatti, esso è caratterizzato da un rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ elevato ed un basso rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

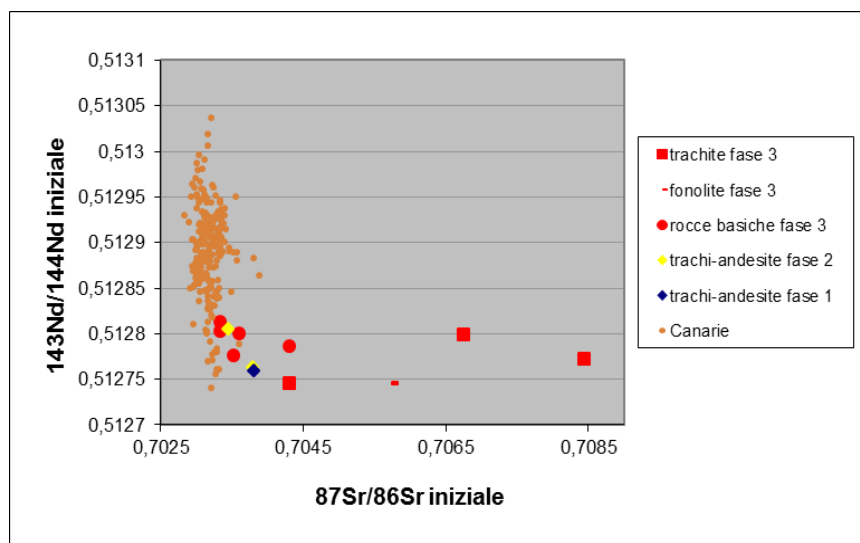


Figura 35

Le composizioni isotopiche delle rocce basiche del Siroua rispecchiano in parte quelle delle rocce delle isole Canarie caratterizzate da un basso rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

È certo che i magmi eruttati nelle isole Canarie non hanno subito contaminazione crostale. La crosta su cui si sono formate le Isole Canarie è una crosta oceanica di età mesozoica, pertanto risulta impoverita e refrattaria; per fondere tale crosta sono necessarie elevate temperature di fusione.

CAPITOLO 4: STUDIO DELLE TERRE RARE

I Lantanidi sono elementi generalmente incompatibili, quindi presenti in maggiore quantità nella crosta rispetto al mantello.

Il raggio ionico decresce dai lantanidi pesanti a quelli leggeri, questo genera una differenza di compatibilità dal La al Lu. Le Terre Rare pesanti sono meno incompatibili di quelle leggere.

La differenza di compatibilità delle Terre Rare fa sì che i magmi generati in contesti tettonici diversi abbiano composizioni diverse. I MORB, dal momento che si originano per fusione di un mantello già impoverito, sono impoveriti nelle REE leggere. I basalti di isola oceanica presentano un andamento contrario, poiché derivano da un mantello arricchito.

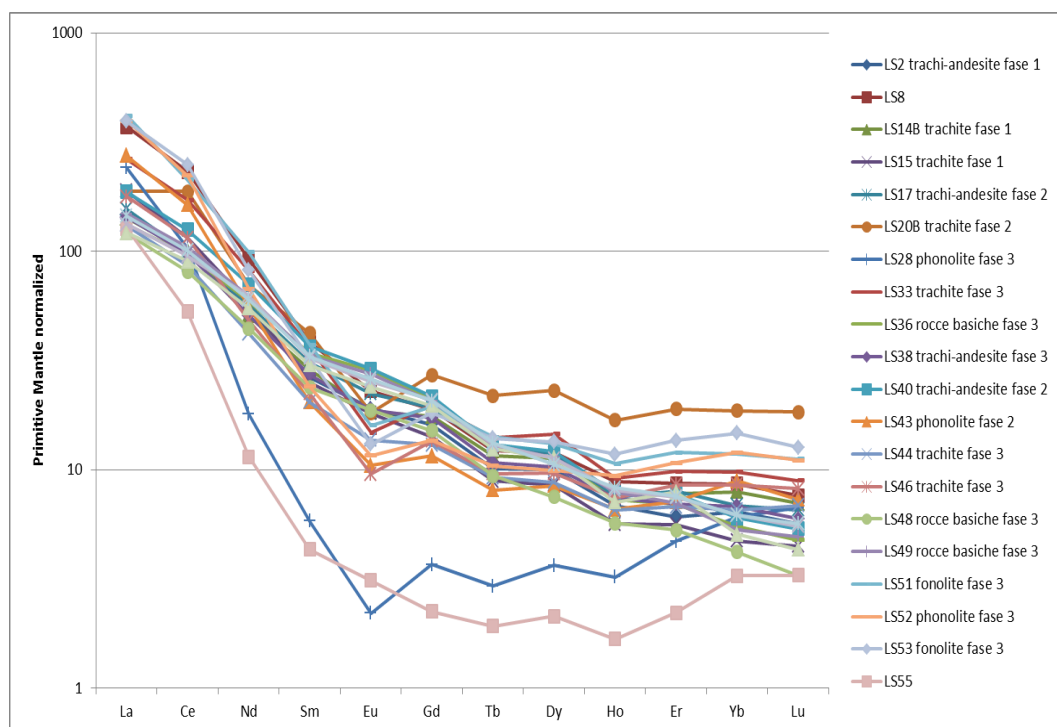


Figura 36

Il grafico in fig.36 rappresenta le composizioni delle Terre Rare della serie magmatica del Siroua normalizzate a valori condritici. Si osserva che le rocce presentano composizioni elevate e nel complesso vi è una notevole variazione del contenuto in Lantanidi pesanti rispetto a quelli leggeri. Dunque, le rocce derivano da un magma arricchito in elementi incompatibili.

Si osserva un'evidente anomalia in Eu in trachiti e fonoliti, causata dal frazionamento del plagioclasio. Le Terre Rare hanno come numero di ossidazione 3+, eccetto il Ce e l'Eu, che in funzione della fugacità di ossigeno possono avere numero di ossidazione rispettivamente 4+ e 2+. Pertanto se il magma è ridotto l'Eu può sostituire il Ca nel plagioclasio.

La rilevante variazione nel contenuto di Lantanidi è imputabile al fatto che il magma che ha generato la serie magmatica del Siroua derivi dalla fusione di un mantello costituito da peridotite a granato. I Lantanidi, infatti, avendo 3+ come n° di ossidazione possono sostituire l'Al all'interno del reticolo cristallino. Le Terre Rare pesanti, inoltre sono caratterizzate da un coefficiente di distribuzione elevato nel granato. Nel momento in cui la peridotite a granato fonde, il magma si arricchisce considerevolmente nei Lantanidi leggeri rispetto a quelli pesanti.

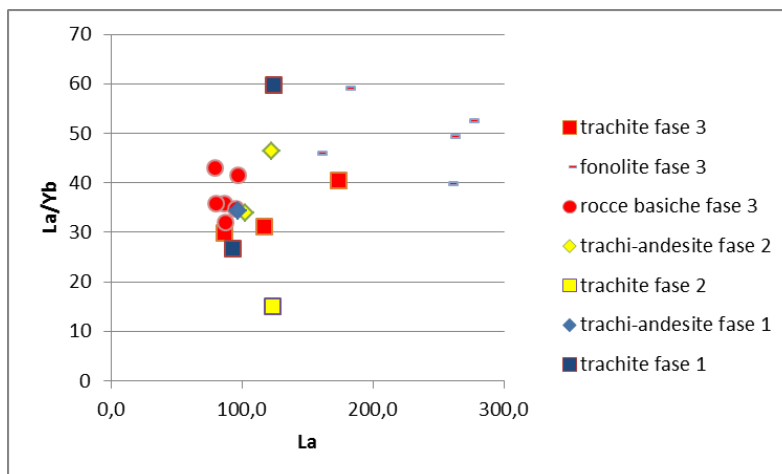


Figura 37

Dal grafico in fig.37 si nota che i campioni sono caratterizzati da un elevato contenuto in La a da un elevato rapporto La/Yb.

Le caratteristiche chimiche dei campioni, quindi, convalidano l'ipotesi che il magma da cui derivano fosse ricco di elementi incompatibili. Tale arricchimento può essere causato da bassi gradi di fusione del mantello.

4.1 FUSIONE PARZIALE ALL'EQUILIBRIO NON MODALE

Utilizzando l'equazione di fusione parziale all'equilibrio non modale, sono state calcolate le composizioni dei magmi prodotti per diversi step di fusione parziale

(0,1-0,5-1-2-3-4-5%) di una peridotite a spinello e di una a granato. E' stato preso in considerazione un mantello con un'elevata rapporto La/Yb.

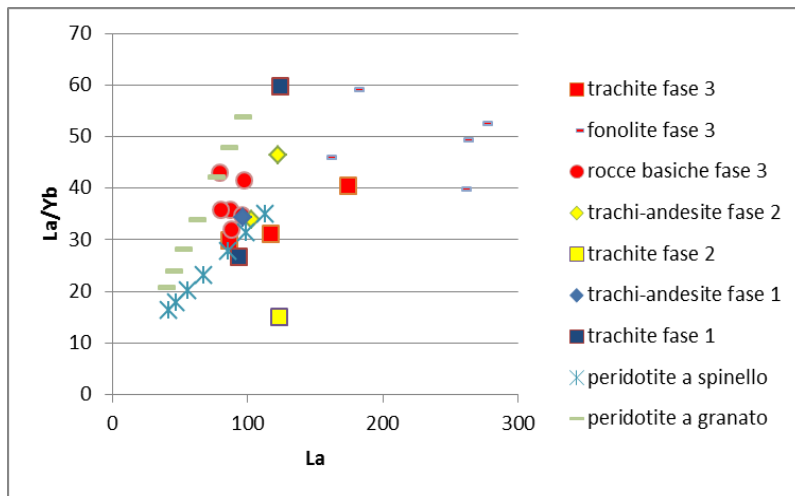


Figura 38

La composizione dei magmi calcolati per una fusione della peridotite a granato approssima la composizione dei campioni basici della serie magmatica del Siroua, in particolare per bassi gradi di fusione (<1%)

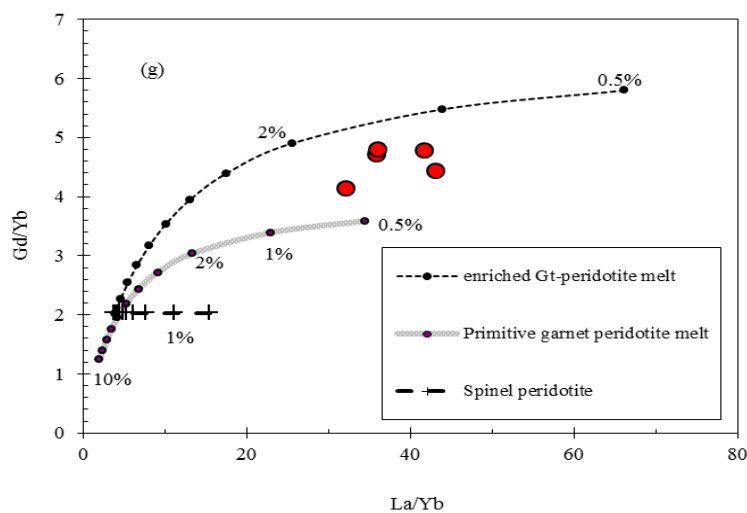


Figura 39

Il grafico in fig.39 convalida l'ipotesi il magma sia prodotto per fusione di una peridotite a granato. I campioni delle rocce basiche si mantengono fra le curve di un fuso prodotto da una peridotite a granato arricchita e impoverita.

CONCLUSIONI

Nel presente lavoro è stato analizzato il chimismo delle rocce appartenenti alle colate laviche del Distretto Vulcanico del Siroua.

I campioni che compongono la serie magmatica derivano da un magma alcalino, prodotto per bassi gradi di fusione. Attraverso lo studio dei Lantanidi è stato determinato che tale magma deriva dalla fusione parziale di un mantello composto da peridotite a granato. La fusione è stata prodotta ad una profondità maggiore di 80 Km; questo dato risulta compatibile con il profilo geofisico studiato nei pressi del complesso montuoso dell'Atlante.

Utilizzando le analisi isotopiche dello Sr e del Nd si è osservato che i prodotti più evoluti hanno cristallizzato da un magma che ha assimilato parte della crosta continentale. Analizzando più nel dettaglio la composizione isotopica si è stabilito che sono stati assimilati due diversi tipi di crosta, caratterizzati da un diverso rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

E' stato possibile stabilire, infine, che i campioni più basici non derivano da un magma che ha subito contaminazione crostale, ma sono caratterizzati da un chimismo simile ai prodotti vulcanici delle Isole Canarie.

BIBLIOGRAFIA:

Palombelli F., Rilevamento geologico (scala 1:25000) e caratterizzazione petrochimica dei prodotti dello stadio evolutivo iniziale del settore NW del distretto vulcanico Siroua (Marocco), tesi di laurea non pubblicata, Università di Bologna, A.A. 1995-1996, pp.171

Aleotti M., Rilevamento geologico (scala 1:25000) e caratterizzazione petrochimica dei prodotti dello stadio evolutivo finale del settore NW del distretto vulcanico Siroua (Marocco), tesi di laurea non pubblicata, Università di Bologna, A.A. 1995-1996, pp. 131

White W. M., Geochemistry, pp. 701

Antonio Teixell, Puy Ayarza, Hermann Zeyen, Manel Fernandez and Maria-Luisa Arboleya, Effects of mantle upwelling in a compressional setting: the Atlas Mountains of Morocco, 2005