



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze  
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN SCIENZE  
GEOLOGICHE

**Analisi elementi maggiori e S in augiti  
di basalti del paraná:  
implicazioni paleoambientali**

*Relatore: Prof. Andrea Marzoli*  
*Correlatore/i: Prof. Fabrizio Nestola*

*Laureando: Andrea Piccolo*

ANNO ACCADEMICO 2011 / 2012



# Indice

Abstract	5
Introduzione	7
1. Implicazioni ambientali delle emissioni di SO <sub>2</sub> da parte dei CFB	9
2. Provincia magmatica del Paranà- Etendeka	11
2.1 Inquadramento geologico	11
2.2 Contesto geodinamico	12
2.3 Età e durata del magmatismo	13
2.4 Tipologie di basalti	13
3. Sezioni analizzate: descrizione petrografica	15
4. Analisi chimica delle augiti	17
4.1 Microsonda elettronica e sincrotrone	17
4.2 Composizione chimica augiti	18
4.3 Analisi elementi maggiori	20
5. Conclusioni	25
Ringraziamenti	27
Bibliografia	29
Appendice	31



## **Abstract**

CFB events are temporally associated to the greatest paleoenvironmental events of the last 300 Myr. SO<sub>2</sub> is considered the main cause of environmental change during CFB events. Paranà-Etendeka province is not associated to any environmental perturbation. In order to understand the role of SO<sub>2</sub> is necessary to quantify the SO<sub>2</sub> emitted during the Paranà- Etendeka magmatism. A new method has been proposed for determining the pre-eruptive S content of Parana lavas, hinging on augites. Several augites from Paranà basalts have been selected and analyzed with electronic microprobe and synchrotrone. In this work, electron microprobe results are described and discussed.



# Introduzione

È necessario introdurre una definizione preliminare per poter meglio comprendere il problema su cui si focalizza il seguente lavoro:

*“Large Igneous Provinces (LIPs) are magmatic provinces with areal extents  $>0.1 \text{ M Km}^2$ , igneous volumes  $> 0.1 \text{ M Km}^2$  and maximum lifespans of 50 Ma that have a intraplate tectonic settings or geochemical affinities and are characterized by igneous pulse(s) of short duration (1-5 Ma), during which a large portion ( $>75\%$ ) of the total igneous volume has been emplaced”*

*[Bryan & Ernst, 2007]*

Come si nota dalla definizione riportata, le Large Igneous Province sono eventi magmatici effusivi caratterizzati dalla produzione di un grande volume di lava, eruttata in un piccolo intervallo temporale. Le CFBPs (Continental Flood Basalt Provinces) sono un sottogruppo di LIP, caratterizzate da eruzioni subaeree continentali di basalti.

La maggior parte dei CFB sono contemporanei agli eventi di estinzioni di massa. A causa di questa correlazione temporale si è ipotizzato un legame causale tra CFB e estinzioni di massa [Wignall, 2001; Courtillot & Renne, 2003]. Per giustificare quest'ipotesi bisogna comprendere quale sia l'impatto ambientale dei CFBPs. L'impatto ambientale è causato principalmente dai gas contenuti nel magma eruttato. La letteratura si è focalizzata soprattutto sulla produzione di biossido di zolfo ( $\text{SO}_2$ ), dimostrando la marginalità della produzione del biossido di carbonio ( $\text{CO}_2$ ) in questa tipologia di eventi [Self *et al.* 2005]. Il biossido di zolfo o è contenuto in soluzione nel magma, con solubilità crescente in funzione dello stato ossidativo, in particolare quando la fugacità dell'ossigeno è superiore al tampone NNO(Nickel-Nickel-Ossido), oppure può formarsi a causa del rilascio di solfo ridotto che si ossida in atmosfera. L' $\text{SO}_2$  è un gas estremamente reattivo che modifica la chimica dell'atmosfera, divenendo una delle cause principali di mutamenti climatici (causando, per esempio, raffreddamento globale).

Per dimostrare gli effetti di SO<sub>2</sub> legato ai CFB è di fondamentale importanza comprendere e quantificare lo zolfo rilasciato dal magma. A tal fine, è necessario stimare la sua concentrazione pre-eruttiva e post-eruttiva, dove la differenza tra i due valori fornisce il quantitativo di S rilasciato nell'atmosfera. La difficoltà della quantificazione è collegata alla natura delle rocce eruttate, la maggior parte delle colate dei CFB presentano una tessitura e struttura tali da non poter sempre essere utilizzate, con i metodi attuali, per determinare il contenuto di S. Nello specifico i basalti del Paranà e della CAMP sono privi di olivina e per tanto non possono essere analizzate inclusioni vetrose eventualmente contenute in questi minerali. Per queste ragioni si è proposta una nuova metodologia di lavoro per determinare lo zolfo pre-eruttivo: determinando attraverso analisi chimiche il contenuto di zolfo nelle fasi mineralogiche (soprattutto clinopirosseni) e poi, a partire dal coefficiente di distribuzione di S fra il magma e la fase mineralogica usata, determinare la concentrazione iniziale nel magma. La fase mineralogica scelta è l'augite: minerale comune nelle successioni basaltiche tholeiitiche come quelle tipiche delle CFB.

Nel seguente lavoro si prenderà in considerazione la provincia magmatica del Paranà-Etendeka, la quale non è associata ad alcuna estinzione di massa e cambiamento climatico. La determinazione del contenuto di S permetterà di far luce sull'impatto ambientale legato al magmatismo del Paranà-Etendeka ed eventualmente per verificare se lo S ha un ruolo determinante sulle estinzioni di massa e sui cambiamenti climatici. Principalmente verranno descritte le composizioni chimiche delle augiti selezionate e si discuteranno alla luce di quanto è stato detto precedentemente.



# 1. Implicazioni ambientali delle emissioni di SO<sub>2</sub> da parte dei CFB

Le eruzioni vulcaniche possono modificare la composizione chimica dell'atmosfera, influenzando significativamente sulle proprietà fisiche e sulla dinamica. I gas vulcanici sono composti da H<sub>2</sub>O, gas sulfurei (SO<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>S), CO<sub>2</sub>, HF e HCl. I gas sulfurei sono i più reattivi poiché interagiscono con l'atmosfera modificandone la composizione chimica e, di conseguenza, anche la capacità di trasmettere, riflettere e assorbire la luce solare. Nei magmi, S, si trova sia come H<sub>2</sub>S, che come SO<sub>2</sub>, in funzione del grado di ossidazione. H<sub>2</sub>S viene ossidato dall'atmosfera rapidamente in SO<sub>2</sub> [Self *et al.*, 2005].

SO<sub>2</sub> è molto reattivo e tende a ossidarsi facilmente in H<sub>2</sub>SO<sub>2</sub>, consumando OH, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> e O<sub>3</sub>; l' H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> ha una bassa tensione di vapore e tende a legarsi con le particelle in sospensione nell'atmosfera, aumentandone la dimensione e favorendo lo sviluppo dell'aerosol vulcanico [Self *et al.*, 2005]. L'aerosol aumenta l'opacità dell'atmosfera riflettendo e assorbendo parte della radiazione solare, questo produce non solo un raffreddamento della superficie terrestre, ma anche un'inibizione delle reazioni foto-sintetiche che permettono la produzione di ioni OH e di O<sub>3</sub> [Ward, 2009]. Un'ulteriore conseguenza diretta della modificazione della concentrazione di SO<sub>2</sub> nell'atmosfera sono le piogge acide, le quali danneggiano la vegetazione, interferendo con la biosfera.

La concentrazione delle specie chimiche OH, H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> e O<sub>3</sub> determina la capacità ossidante dell'atmosfera. Le reazioni di ossidazione permettono all'atmosfera di auto-pulirsi ed eliminare gas (CH<sub>4</sub> e CO<sub>2</sub>) formando molecole più pesanti che vengono eliminate con le precipitazioni. Questa capacità viene notevolmente ridotta quando vengono immesse grandi quantità di SO<sub>2</sub>, inibendo, di conseguenza, la capacità rigenerativa dell'atmosfera. La principale conseguenza di questo processo è l'accumulo di gas serra, che produce un aumento della temperatura [Ward, 2009].

La caratteristica principale delle LIP, e nello specifico dei CFB, è la produzione di ingenti quantità di magma in un intervallo di tempo limitato [Bryan & Ernst, 2007]. Ciò comporta una notevole produzione di  $\text{SO}_2$  che non potendo essere eliminato efficacemente dall'atmosfera tende ad accumularsi e causare un impatto ambientale a scala globale. Sono stati ipotizzati due meccanismi:

- Raffreddamento globale: a causa dell'accumulo di aerosol vulcanico la superficie subisce un raffreddamento. Il perdurare di questo fenomeno è causato dall'inibizione della circolazione atmosferica, che aumenta di conseguenza il tempo di residenza del  $\text{H}_2\text{SO}_4$  [Self *et al.*, 2005]. Un' ulteriore conseguenza della presenza di  $\text{H}_2\text{SO}_4$  è l'acidificazione degli oceani.
- Riscaldamento globale: al di là del periodo di raffreddamento indotto dall'aerosol, a causa dell'enorme quantità di  $\text{SO}_2$  immessa nell'atmosfera si ha la quasi totale eliminazione della capacità ossidante di quest'ultima. Ciò produce un accumulo di gas serra, che aumentano la temperatura del pianeta rapidamente e soprattutto per un intervallo di tempo sufficientemente ampio da danneggiare sensibilmente la biosfera [Ward, 2009].

## 2. Provincia magmatica del Paranà- Etendeka

La messa in posto del Paranà-Etendeka non appare associata a nessuna crisi biotica [Courtillot & Renne 2003]. Questa sua peculiarità, quasi unica nei CFB, induce a effettuare ulteriori indagini sul quantitativo di S emesso durante l'eruzione. Prima di procedere con la descrizione delle analisi, è opportuno descrivere la provincia magmatica in questione.

### 2.1 Inquadramento geologico

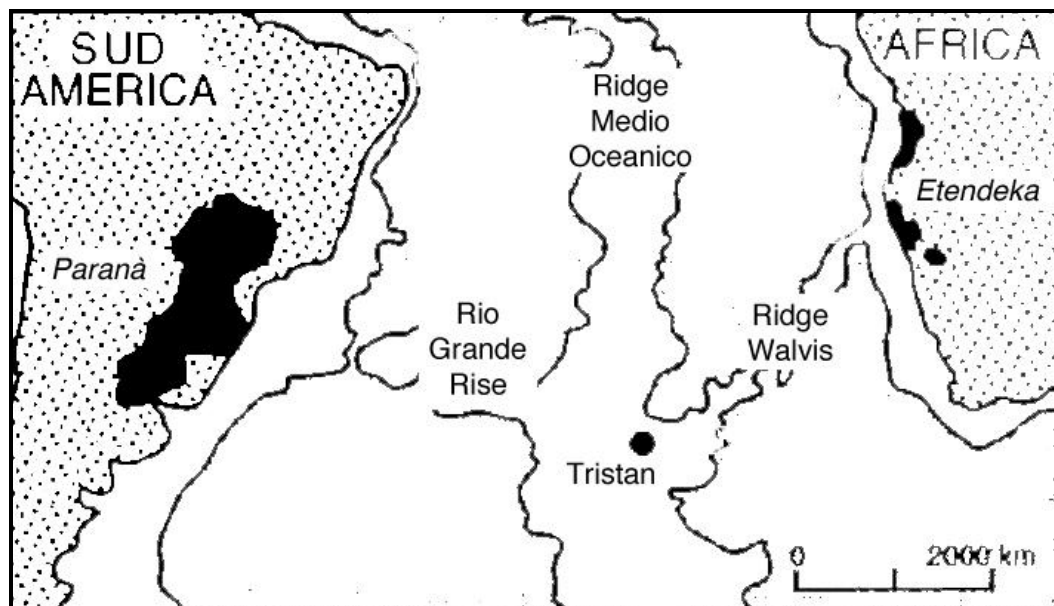


Fig. 1: Mappa dell'Oceano Atlantico Meridionale, modificato da Peate (2000) "The Paranà-Etendeka Province".

La provincia magmatica del Paranà-Etendeka è composta da due regioni principali: il Paranà e l'Etendeka, rispettivamente ubicate nel Sud America orientale e nell'Africa sud occidentale. La distesa lavica del Paranà, distribuita nel Brasile meridionale, Argentina settentrionale, Uruguay e Paraguay orientale, ha un'estensione di  $1.2 \times 10^6$  Km<sup>2</sup> e uno spessore medio di 700 m. L'Etendeka ha un'estensione minore, circa  $0.8 \times 10^5$  Km<sup>2</sup> nel Nord-Ovest della Namibia sud-ovest dell'Angola (Fig. 1) [Peate, 2000]. Principalmente qui si tratterà delle distese laviche del Paranà.

La geologia regionale del Paraná è complessa. Il basamento è composto da diversi cratoni in cui sono state rinvenute rocce d'età archeana e proterozoica: il cratone di Luis Alves, il cratone di San Francisco e i massicci di Curitiba e Transamazzone, circondati dalla cintura mobile di Ribeira. Il bacino sedimentario sovrastante, allineato approssimativamente lungo i principali lineamenti strutturali [Peate *et al.* 1992], si è sviluppato durante il tardo Ordoviciano. I sedimenti paleozoici sono marini e silicoclastici, mentre quelli mesozoici sono prevalentemente continentali e culminano con depositi eolici che costituiscono la formazione giurassica di Botucatu. [Peate, 2000]. Le lave del Paraná poggiano direttamente sui sedimenti eolici e vi è la presenza di intercalazione tra le due formazioni.

## **2.2 Contesto geodinamico**

Il magmatismo del Paraná è associato spazialmente e cronologicamente all'apertura dell'oceano Atlantico Meridionale e alla presenza del Tristan mantle plume. L'apertura dell'oceano è iniziata 125 Ma, si è sviluppata da Sud a Nord [Peate, 2000].

Non si è ancora riusciti a ricostruire perfettamente il ruolo del mantle plume nella generazione dei magmi del Paraná. Inizialmente si pensava di aver identificato la posizione del plume, durante la messa in posto delle successioni laviche, analizzando le direzioni degli sciami di dicchi, ma poi quest'idea è stata abbandonata perché i dicchi presentavano delle orientazioni riconducibili alla riattivazione delle strutture proterozoiche del basamento, indotte da uno stato distensivo causato dalla rotazione in senso orario del Sud America [Peate, 2000]. Il magmatismo del Paraná si inserisce in un contesto geodinamico complesso, in cui si ha l'interazione di tre fenomeni distinti: l'apertura dell'Oceano Atlantico Meridionale, il Tristan mantle plume e una distensione indotta dalla rotazione in senso orario del Sud America.

## **2.3 Età e durata del magmatismo**

Si è molto dibattuto sull'età del magmatismo del Paranà e sulla sua relativa durata. Le successioni sedimentarie sono poco fossilifere e non permettono una definizione precisa dell'età del vulcanismo.

Originariamente si è pensato che il magmatismo fosse iniziato approssimativamente  $133 \pm 1$  Ma, con una durata di 1 Ma e, un tasso di eruzione di  $1.5 \text{ Km}^3 \text{ yr}^{-1}$  [Peate, 2000; Renne *et al.*, 1992], successivamente, però queste stime furono messe in discussione e si ipotizzò che il magmatismo fosse iniziato 137 Ma e fosse durato 10 Ma [Peate, 2000]. Alla luce di questi fatti, sono state fatte nuove analisi e si arrivò ad una nuova stima della durata, 3 Ma, e una nuova età per il magmatismo,  $134 \pm 1$  Ma, seppur vi siano le evidenze di un magmatismo precedente e posteriore [Renne *et al.*, 1996]. Recentemente si è data una nuova stima della durata del magmatismo sulla base di una revisione delle analisi isotopiche e del paleomagnetismo. Tale nuova stima di 1.3 Ma [Thiede *et al.*, 2010] conferma la prima stima data da Renne *et al.* (1994). Allo stato attuale delle conoscenze si può concludere che vi sia stata una rapida estrusione delle lave e che il maggiore picco dell'evento magmatico del Paranà sia iniziato  $134 \pm 1$  Ma.

## **2.4 Tipologie di basalti**

Il magmatismo del Paranà è fortemente bimodale [Peate *et al.*, 1992]. Il 90% delle litologie campionate sono basalti e andesiti basaltiche tholeiitici, il restante sono rocce marcatamente acide (riodaciti e rioliti). Di seguito verranno descritte le varie tipologie di basalti.

Inizialmente si era ideata una classificazione basata principalmente sul quantitativo di  $\text{TiO}_2$  e i basalti furono distinti in High  $\text{TiO}_2$  e basalti Low  $\text{TiO}_2$ . In seguito questa distinzione fu affinata, in base ad un'analisi più approfondita degli elementi in traccia (Y, Zr) [Peate *et al.*, 1992]. Furono distinti sei gruppi principali, i quali, seppur con una certa sovrapposizione, potevano essere ricondotti alla classi-

ficazione precedente: Urubici, Pitanga, Ribeira e Paranapanema ( tutti High TiO<sub>2</sub>);  
Gramado, Esmeralda ( Low TiO<sub>2</sub>).

### 3. Sezioni analizzate: descrizione petrografica

Le augiti selezionate per determinare il contenuto di S, provengono da sei campioni appartenenti a diverse tipologie di basalti: B257, Urubici; 9020, Espinacio; B72, Parapanema; 2071, Pitanga; B189, Ribeira; B68, Ribeira-Esmeralda.

Prima di procedere con l'analisi chimica delle fasi mineralogiche viene riportata una breve descrizione delle rocce.

**B257:** Le principali fasi mineralogiche presenti all'interno del campione sono plagioclasio, clinopirosseno. La maggior parte dei clinopirosseni presenti sono augiti. È una roccia porfirica, i fenocristalli di plagioclasio spiccano su una pasta di fondo microcristallina in cui sono presenti i minerali sopraccitati (Fig. 2).

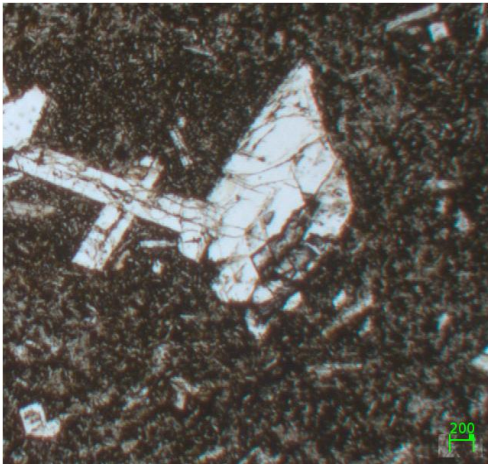
**9020:** La roccia presenta un'alterazione evidente, che interessa la maggior parte dei fenocristalli di plagioclasio. La composizione mineralogica è dominata da plagioclasio, clinopirosseni (augiti) e minerali opachi. Sono presenti relitti di fasi mineralogiche, molto probabilmente pirosseni. I cristalli preservati in modo migliore sono le augiti. (Fig. 3).

**B72:** Presenta approssimativamente una tessitura ofitica, le fasi mineralogiche più evidenti sono i plagioclasti. L'alterazione delle fasi mineralogiche è eterogenea, alcune zone della sezione sono più alterate di altre (Fig. 4).

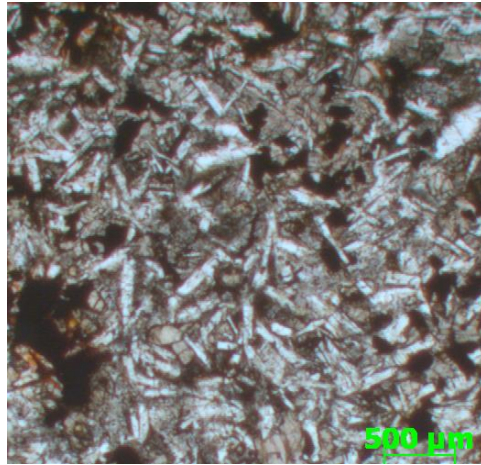
**2071:** La sezione presenta un'evidente tessitura ofitica, le fasi mineralogiche maggiormente presenti sono plagioclasti, clinopirosseni e fasi opache. La roccia presenta una leggera alterazione (Fig. 5).

**B189:** La roccia è porfirica, i fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno, spiccano su una pasta microcristallina. L'alterazione è pervasiva. Nella sezione si notano concrescimenti tra plagioclasio e clinopirosseno (Fig. 6).

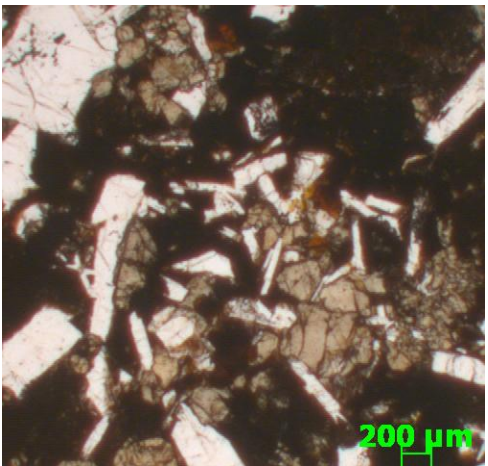
**B68:** Le fasi mineralogiche predominanti sono plagioclasio e clinopirosseno. Il plagioclasio si presenta esclusivamente idiomorfo. Il clinopirosseno si presenta con un abito sub-euedrale. Vi sono molte fasi opache, molto probabilmente ossidi di ferro o titanio (Fig. 7).



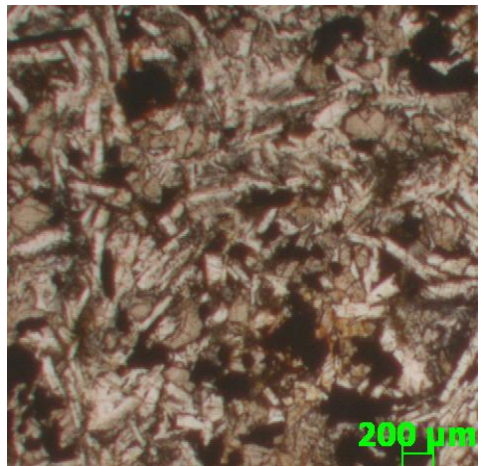
**Fig. 2: B257, 1X, NP**



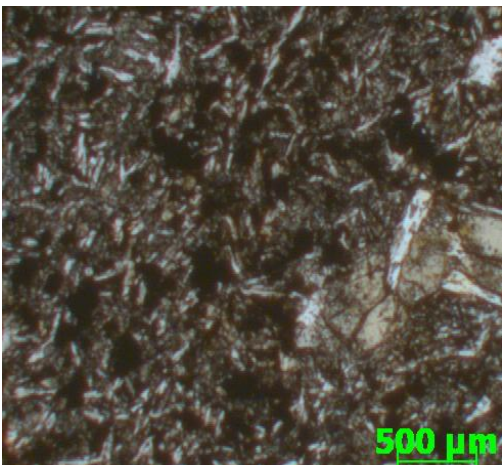
**Fig. 3: 9020, 1X, NP**



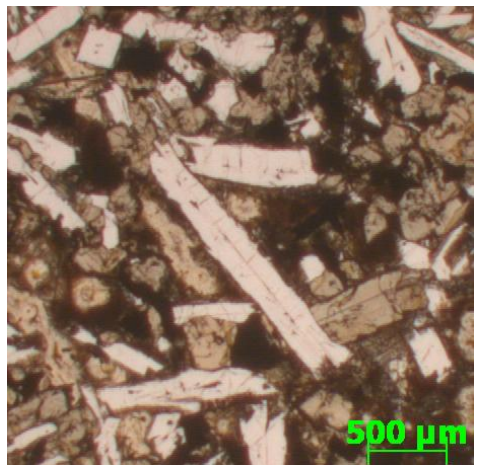
**Fig. 4: B72, 1X, NP**



**Fig. 5: 2071, 1X, NP**



**Fig. 6: B189, 1X, NP**



**Fig. 7: B68, 1X, NP**



## 4. Analisi chimica delle augiti

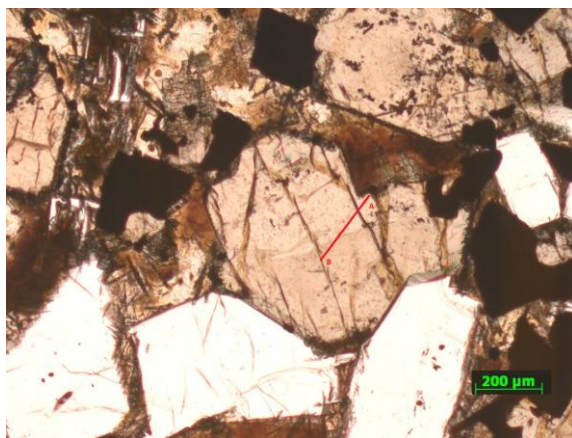
### 4.1 *Microsonda elettronica e sincrotrone*

Per valutare il contenuto di S all'interno delle augiti, è necessario effettuare analisi chimiche al sincrotrone. In questo lavoro non verranno trattati specificatamente i risultati delle analisi del contenuto di S, per completezza se ne farà un accenno nelle conclusioni.

Le analisi in Microsonda Elettronica (EMPA) sono state effettuate presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova con una Microsonda CA-MECA modello SX50 dotata di quattro spettrometri verticali WDS dedicati all'analisi quantitativa ed uno spettrometro EDS per l'analisi qualitativa.

Per le analisi chimiche in microsonda elettronica e al sincrotrone sono state selezionate le augiti che presentavano minori discontinuità possibili, minori inclusioni e i cristalli meglio preservati all'interno di ciascuna sezione sottile. I criteri sono necessari per garantire meno ambiguità possibili sul contenuto di S all'interno dei cristalli.

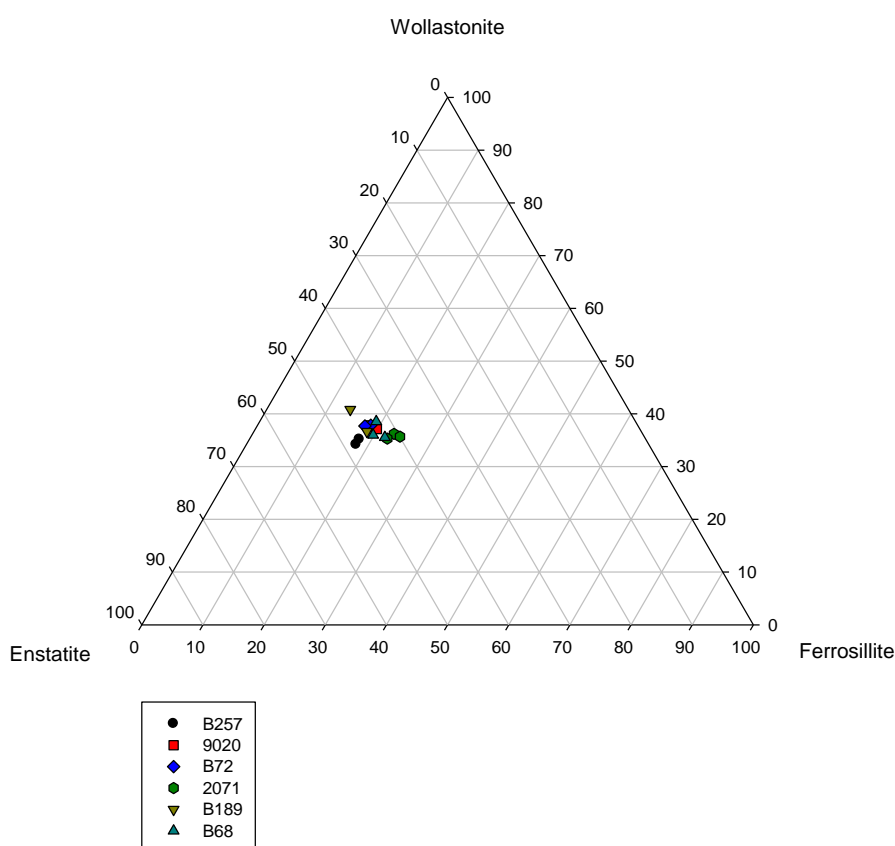
Si è preferito valutare la variazione composizionale dei clinopirosseni. Sono state effettuate analisi puntuali, allineate lungo un segmento che collega il bordo dei cristalli al loro nucleo (Fig. 8).



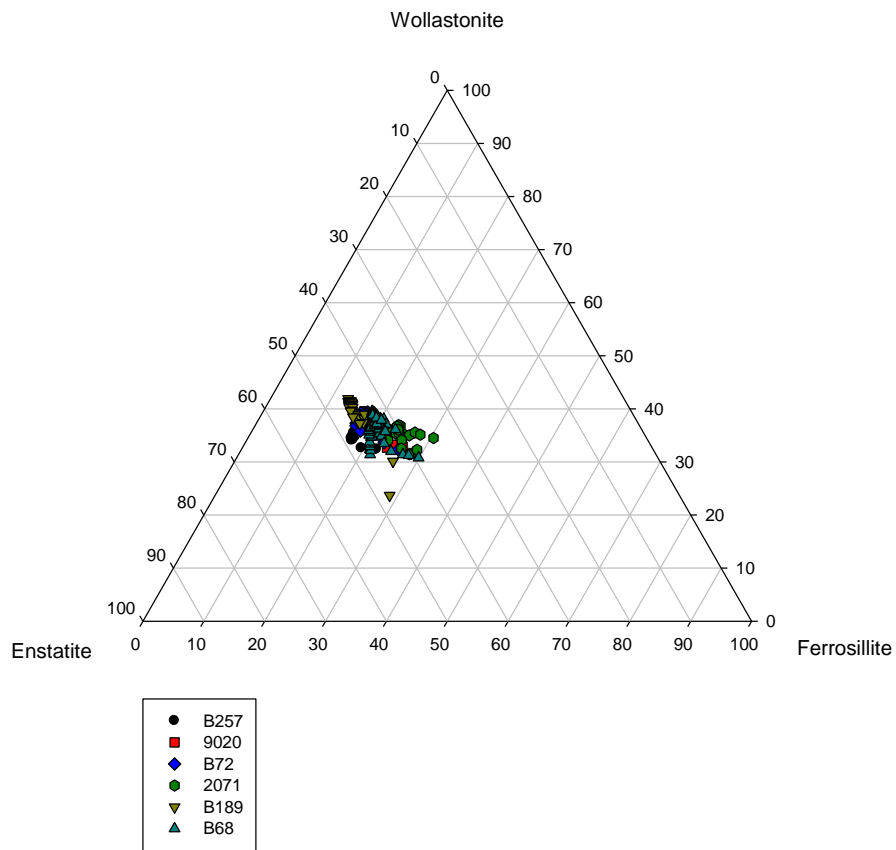
**Fig. 8:** B68, 5X, NPA-B è il segmento lungo il quale sono state effettuate le analisi.

## 4.2 Composizione chimica augiti

Per valutare quali componenti predominino nelle augiti si è fatta una media delle composizioni puntuali, per poter rendere più agevole la lettura del grafico. Le composizioni dei cristalli analizzati presentano differenze relativamente importanti. Il valore del componente enstatite è compreso tra 40% e 47%, il componente wollastonite varia tra 35% e 40%, mentre la ferrosillite varia tra 17% e 21% (Fig. 9). Dalle analisi si evince che i clinopiroseni considerati sono ricchi in Mg. Separatamente è stato redatto un grafico ternario in cui vengono presi in considerazione tutti i punti analizzati per poter meglio evidenziare la presenza di un possibile trend evolutivo. Come si nota dal grafico, le augiti tendono ad arricchirsi in Fe e a decrescere leggermente in Ca al diminuire di Mg seguendo il tipico trend Thoeliitico (Fig. 10).



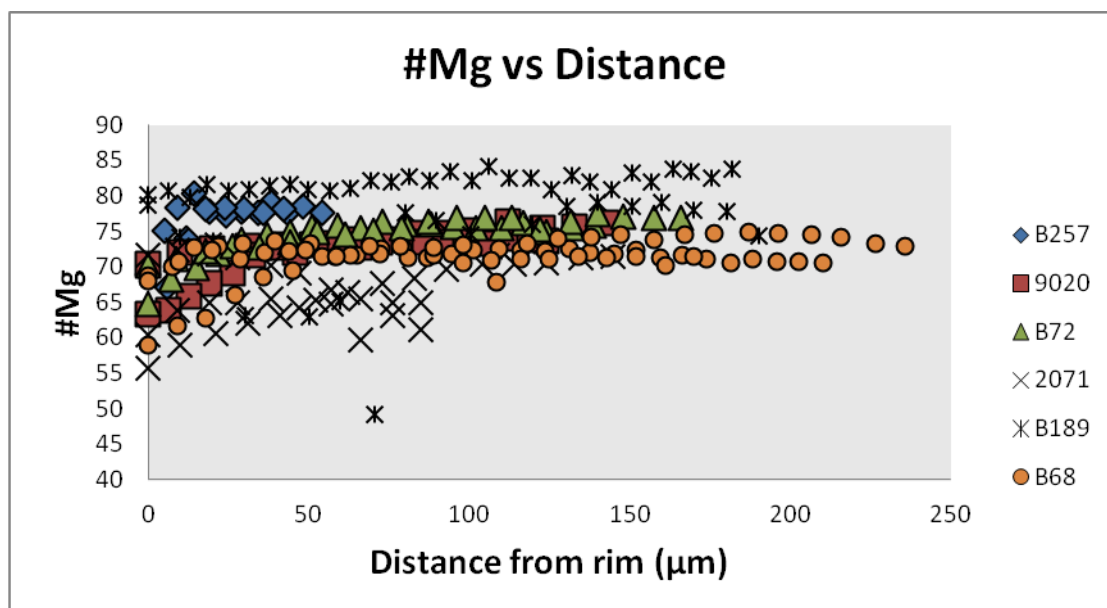
**Fig. 9:** Grafici ternari enstatite-wollastonite-ferrosillite. La composizione dei pirosseni analizzati viene descritta in funzione della percentuale delle tre componenti. I punti, suddivisi in base al sezione di provenienza, rappresentano la composizione media delle augiti.



**Fig. 10:** Sono stati rappresentati tutti i punti analizzati, suddivisi in base alla sezione di provenienza. Al diminuire delle componenti enstatite e wollastonite, il componente ferrosillite aumenta.

### 4.3 Analisi elementi maggiori

In tutte le augiti #Mg [ $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ] presenta un valore costante nelle regioni più interne per poi decrescere lentamente verso i bordi (Fig. 11).



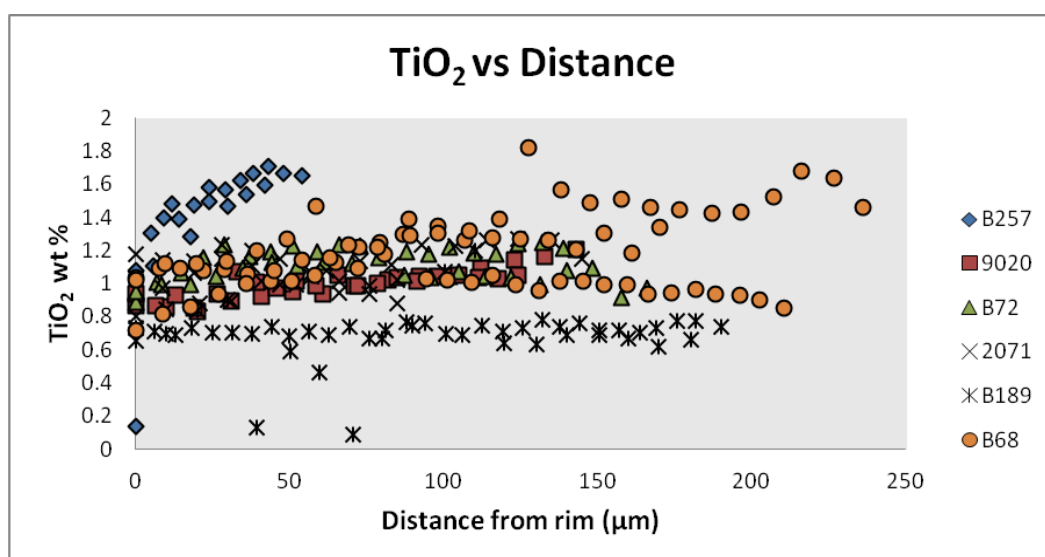
**Fig. 11: Grafico #Mg vs Distanza. I punti analizzati sono stati suddivisi in funzione dal campione di provenienza. La maggior parte delle augiti presenta un valore costante di #Mg all'interno del cristallo, per poi diminuire progressivamente man mano che ci si avvicina al bordo. In generale c'è una diminuzione di #Mg dal nucleo verso il bordo.**

Tutti le augiti presentano un aumento di  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  dal nucleo verso il bordo (V. Appendice 1). Vi è una correlazione lineare tra diminuzione del #Mg e l'aumento del  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  (vedi Appendice 2).

Non è possibile definire un trend generale tra la distanza e la variazione di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Solamente nei pirosseni contenuti nelle sezioni B257, B89 e B72 è possibile identificare una variazione precisa del  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  con la distanza e con il #Mg (vedi Appendice 3 e Appendice 4). Il quantitativo di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  diminuisce dal nucleo verso i bordi, presenta un andamento che simula approssimativamente un braccio di iperbole la cui concavità è rivolta verso i valori minori di #Mg. Presumibilmente,

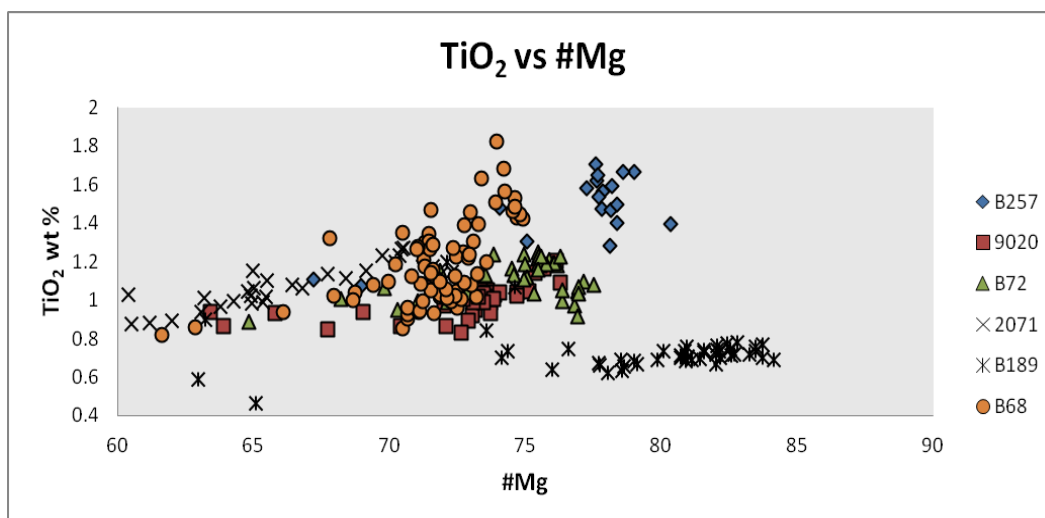
durante le fasi iniziali della cristallizzazione c'è stata una diminuzione di  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  a  $\#Mg$  costante.

Le augiti di norma presentano un contenuto di  $\text{TiO}_2$  compreso tra 0.5% wt % e 0.8 wt %. Le augiti analizzate presentano un contenuto medio di  $\text{TiO}_2$  che varia da 0.4 wt % a 1.6 wt %. In generale, ad eccezione dei cristalli della sezione B189, vi è una diminuzione progressiva in  $\text{TiO}_2$  a partire dal nucleo (in cui i valori sono approssimativamente costanti) verso i bordi (Fig. 12). Le augiti più ricche in Ti provengono dalle sezioni sottili B257 e B68, quelle meno arricchite provengono dalla sezione B189.



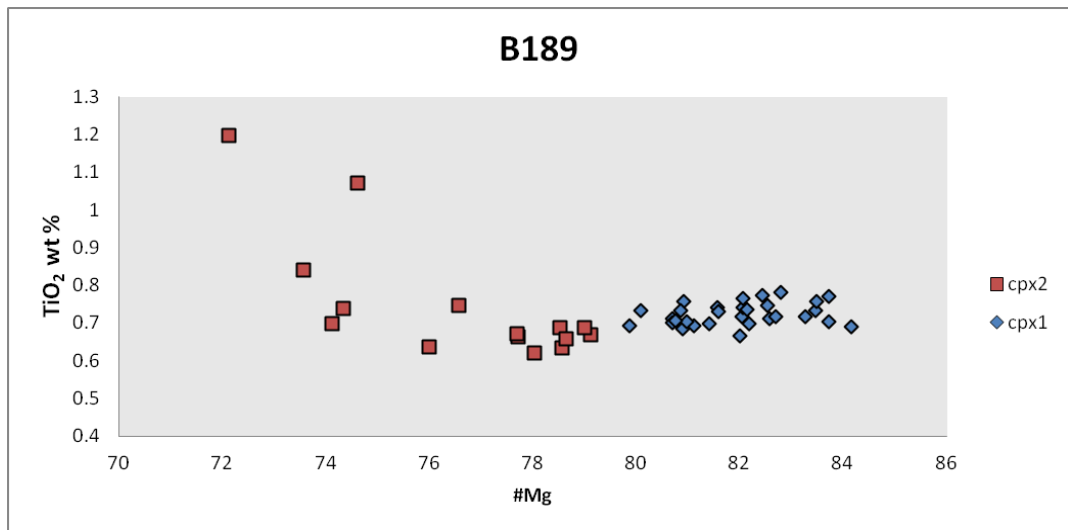
**Fig. 12: Grafico  $\text{TiO}_2$  vs Distanza.** I punti analizzati sono stati suddivisi in funzione dal campione di provenienza. Le augiti della sezione B189 si distinguono sia per il basso contenuto in Ti, sia per la scarsa variazione del Ti dal nucleo verso i bordi.

Bisogna soffermarsi maggiormente sulla presenza di  $\text{TiO}_2$ . La variazione di concentrazione del Ti è in generale caratterizzata da una diminuzione al diminuire del  $\#Mg$  (Fig. 13).

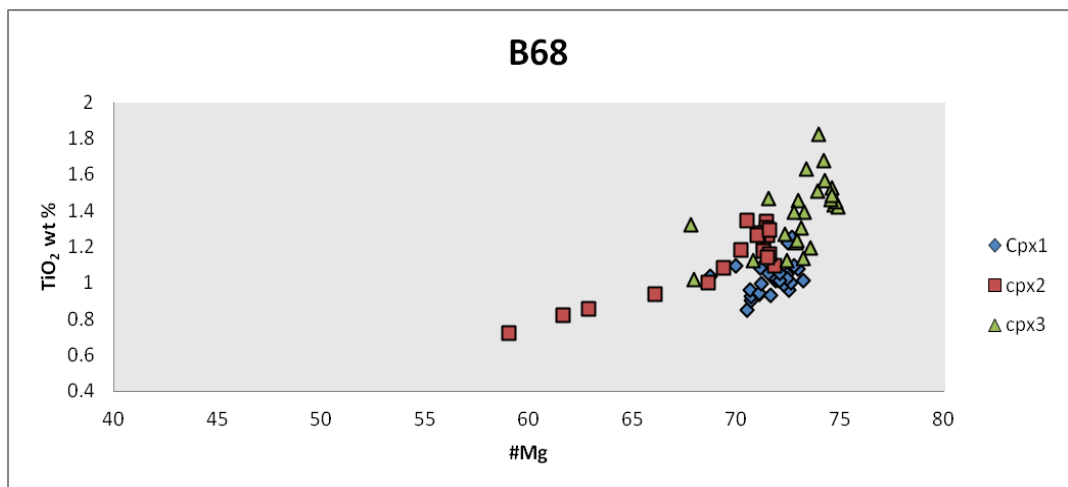


**Fig. 13: Grafico  $\text{TiO}_2$  vs #Mg. I punti sono stati raggruppati in base al loro campione di origine. La concentrazione di Ti all'interno delle augiti tende a diminuire insieme al #Mg. Le uniche augiti che presentano un comportamento anomalo, sono contenute nella sezione B189.**

Alcuni pirosseni mostrano un comportamento diverso rispetto al trend generale. I pirosseni della sezione B189 presentano variazioni antitetiche, come si può notare dalla Fig. 14, il Cpx2 presenta un impoverimento con l'aumentare con #Mg, mentre il Cpx1, seppur con una variazione notevolmente minore rispetto alle altre augiti, presenta l'andamento generale. L'andamento del Cpx2 può essere dovuto alla presenza di alcuni errori analitici, molto probabilmente legati a delle microinclusioni non individuate durante l'analisi petrografica, oppure a causa di problemi tecnici. I pirosseni delle sezioni B257 e B68 presentano andamenti particolari, seppur nel primo questa tendenza sia solo abbozzata: i punti si allineano lungo un braccio di iperbole con la concavità rivolta verso sinistra (Fig. 15). C'è una diminuzione del Ti a #Mg quasi costante. Molto probabilmente durante le fasi iniziali della cristallizzazione, sono state segregate fasi mineralogiche che minerali opachi. Nelle altre augiti il  $\text{TiO}_2$  diminuisce linearmente con #Mg.



**Fig. 14: Grafico  $\text{TiO}_2$  vs #Mg. augiti provenienti dalla sezione B189.**



**Fig. 15: Grafico  $\text{TiO}_2$  vs #Mg. augiti contenute nella sezione B68.**





## 5. Conclusioni

I profili composizionali mettono in luce il trend tholeiitico. Si possono distinguere due gruppi distinti di augiti in base al contenuto di Ti e alla variazione di quest'ultimo: augiti alte in Ti che presentano una variazione del contenuto in Ti dal nucleo verso il bordo; augiti basse in Ti, che presentano una concentrazione di Ti approssimativamente costante. È rilevante notare come il Ti diminuisca con il numero di magnesio e molto probabilmente con l'evoluzione del magma. Questa diminuzione è causata dal frazionamento di ossidi. A riprova di ciò in alcune augiti, (in particolare quelle contenute nella sezione B68 e B257), vi è una diminuzione del Titanio a #Mg costante; anche l'andamento del  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ove era possibile determinarlo, permette di arrivare a queste conclusioni.

Le analisi al Sincrotrone hanno rilevato la presenza di S sull'ordine di ppm (circa 20-200 ppm). Vi è una correlazione tra il quantitativo di  $\text{TiO}_2$  e S: i clinopiroseni più ricchi in S sono quelli aventi il più alto quantitativo di Ti.

Le augiti del Paranà presentano un quantitativo maggiore di S rispetto alle augiti delle altre CFBPs analizzate (Deccan, Central American Magmatic Province). Il Paranà non è associato a nessun evento di estinzione di massa e, allo stato attuale delle conoscenze, a nessun danno ambientale rilevante. La correlazione causale tra le CFBPs e le estinzioni di massa non viene messa in discussione dai risultati, tuttavia i dati rendono necessaria una rivalutazione del ruolo di S. Le indagini successive dovranno mettere alla luce quali sono stati i meccanismi di eruzione e rilascio di gas da parte del Paranà.



## Ringraziamenti

Un doveroso ringraziamento va al Prof. Andrea Marzoli e alla Dott.ssa Sara Callegaro per la pazienza e l'aiuto datomi durante questi mesi e, per avermi dato l'opportunità di intraprendere questo percorso di lavoro. Altri ringraziamenti significativi vanno a Filippo Lorenzin, Chiara Masiero, Marco Donato, Silvia Elena Piovan e Davide Scot che mi hanno aiutato nella realizzazione tecnica insegnandomi i trucchi del mestiere. Ringrazio, infine, tutti coloro che hanno portato pazienza e mi hanno sostenuto durante questo periodo, soprattutto i miei famigliari.



## Bibliografia

Bryan S. E & Ernst R. E. (2007). Revise definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Sciences Reviews*, 86, 174-202.

Courtillot V.E. & Renne P. R. (2003). On the ages of flood basalt events. *C. R. Geoscience*, 335, 113-140.

Peate D. W. (2000). The Paranà-Etendeka Province. In: John J. Mahoney & Millard F. Coffin (eds.) *Large Igneous Provinces Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism*, 217-245.

Peate D. W., Hawkesworth C. J. & Mantovani M. S. M. (1992). Chemical stratigraphy of the Paranà Lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bull. Volcanol.*, 55, 119-139.

Renne P. R., Deckart K., Ernesto M., Féraud G., Piccirillo E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Paranà flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letter*, 144, 199-211.

Renne P. R., Ernesto M., Pacca I. G., Coe R. S., Glen J. M., Prévot M., Perrin M. (1992). The Age of Paranà Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic- Cretaceous Boundary. *Science*, 258, 975-978.

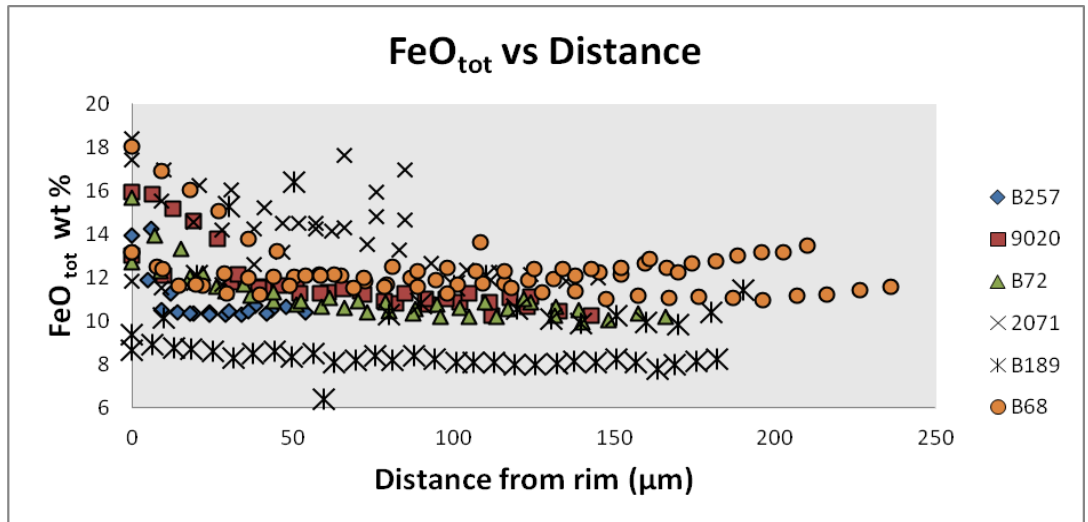
Self S., Thordarson. T., Widdowson M. (2005). Gas Fluxes from Flood Basalt Eruption. *Elements*, 1, 283-287.

Thiede D. S. & Vasconcelos P. M. (2010). Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  results. *Geology*, 38 n. 8, 747-750.

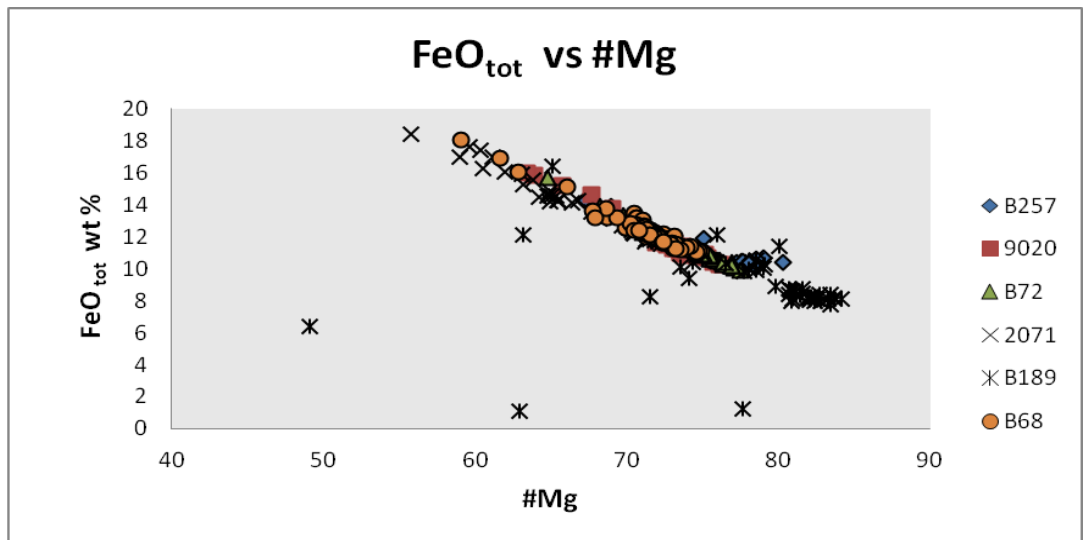
Ward P. L. (2009). Sulfur dioxide initiates global climate change in four ways. *Thin Solid Films*, 517, 3188-3203.

Wingnall P. B. (2001). Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53, 1-33.

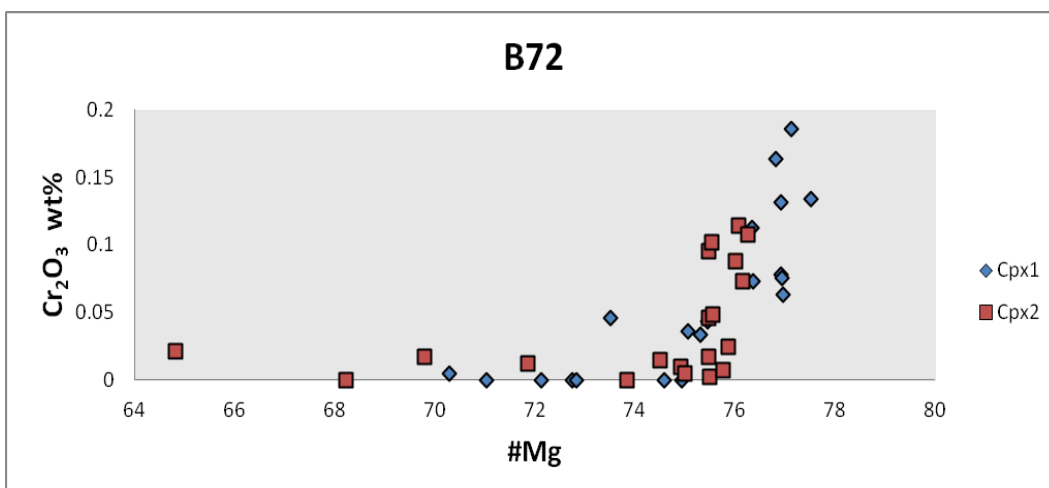
## Appendice



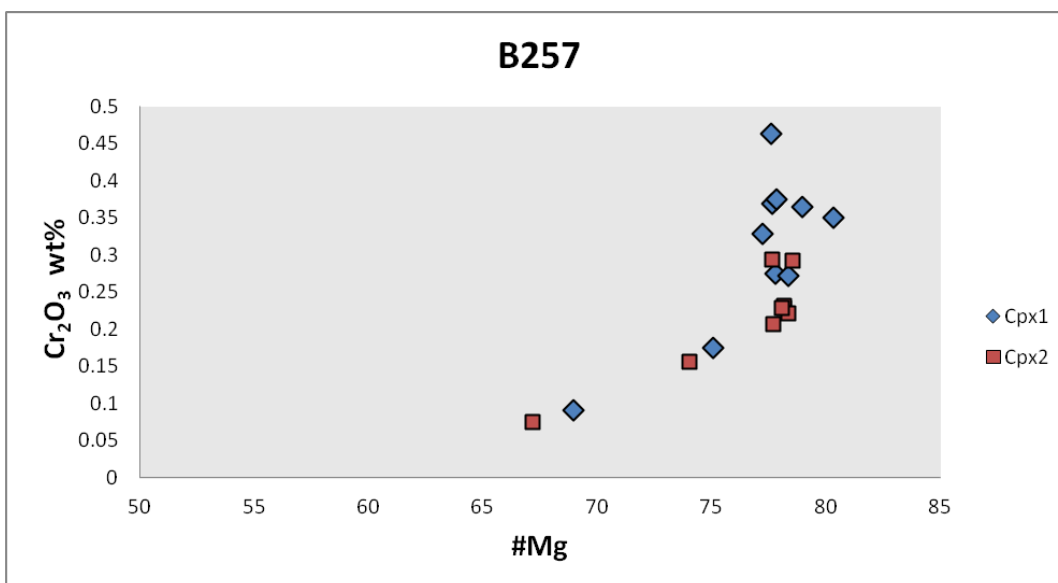
**Appendice 1: Grafico FeO<sub>tot</sub> vs Distanza. Aumento del FeO<sub>tot</sub>, dal nucleo verso il bordo. Le augiti provenienti dalla sezione B189 non presentano una variazione sensibile con la distanza dal bordo.**



**Appendice 2: Grafico FeO<sub>tot</sub> vs #Mg. Il FeO<sub>tot</sub> aumenta al diminuire #Mg. Le augiti che presentano un andamento anomalo, e sembrano concentrate in unica regione.**



**Appendice 3: Grafico Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs #Mg. augiti sezione B72. Le augiti presentano all'incirca lo stesso andamento e formano un braccio d'iperbole con concavità rivolta verso sinistra.**



**Appendice 4: Grafico Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs #Mg augiti sezioni B257. Le augiti presentano all'incirca lo stesso andamento e formano un braccio d'iperbole con concavità rivolta verso sinistra.**