

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI FERRARA



DOTTORATO DI RICERCA IN

“SCIENZE DELLA TERRA”

CICLO XXVI°

COORDINATORE Prof. Massimo COLTORTI

**Caratterizzazione petrologico-geochimica del
mantello litosferico della provincia etiopico-
yemenita: gli xenoliti di Bir Ali (Yemen) e
confronti regionali**

Settore Scientifico Disciplinare **GEO/07**

Dottorando

Dott. Sgualdo Paolo

Tutore

Prof. Beccaluya Luigi

Anni: 2011/2013

INDICE

1 – INTRODUZIONE	9
2 – GENERALITA’ SULLA PROVINCIA MAGMATICA ETIOPICO- YEMENITA	11
2.1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO	13
2.2 – IL SISTEMA MAR ROSSO – GOLFO DI ADEN	21
2.3 – IL SISTEMA “MER” (MAIN ETHIOPIAN RIFT)	23
3 – IL VULCANISMO CENOZOICO NELLA PROVINCIA ETIOPICO - YEMENITA	29
4 – IL SIGNIFICATO TETTONO – MAGMATICO DEL PLATEAU BASALTICO ETIOPICO – YEMENITA	36
5 – VULCANISMO PLIO – QUATERNARIO E XENOLITI DI MANTELLO NELLA PROVINCIA ETIOPICO – YEMENITA	39
6 – GLI XENOLITI DI BIR ALI	43
6.1 – IL CENTRO VULCANICO BALHAF – BIR ALI	43
6.2 – CARATTERI PETROCHIMICI DEGLI XENOLITI DI BIR ALI - ANALISI DEGLI ELEMENTI MAGGIORI	46
6.3 – CARATTERI PETROGRAFICI DEGLI XENOLITI DI BIR ALI	51
6.4 – ANALISI “IN SITU” DEGLI ELEMENTI MAGGIORI DELLE FASI COSTITUENTI (EMPA)	56
6.5 – GEOTERMOBAROMETRIA	67

6.6 – ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE SU ROCCIA TOTALE (XRF – ICP – MS)	70
6.7 – ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE “IN SITU” DELLE FASI COSTITUENTI (LA – ICP – MS)	78
6.8 – MODELLIZZAZIONE DEGLI AGENTI METASOMATICI	87
6.9 – ANALISI ISOTOPICHE SU FASI SEPARATE E ROCCIA TOTALE	95
7 – CONFRONTI REGIONALI	109
8 – CONCLUSIONI	122
9 – METODOLOGIE ANALITICHE UTILIZZATE	139
10 - BIBLIOGRAFIA	168

INDICE TABELLE

1 – ANALISI DEGLI ELEMENTI MAGGIORI ED IN TRACCE DI ROCCIA TOTALE (XRF – ICP – MS)	142
2 – ANALISI DI MICROSONDA ELETTRONICA DEGLI ELEMENTI MAGGIORI “IN SITU” DELLE FASI COSTITUENTI (EMPA)	150
3 – ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE “IN SITU” DELLE FASI COSTITUENTI (LA – ICP – MS)	163
4 – ANALISI ISOTOPICHE SU FASI SEPARATE E ROCCIA TOTALE DEGLI XENOLITI DI BIR ALI	166
5 – ANALISI ISOTOPICHE SU FASI SEPARATE E ROCCIA TOTALE DEGLI XENOLITI DI INJIBARA E DEDESSA	167

Abstract

Gli xenoliti di mantello esumati dal vulcanismo alcalino neogenico-quadernario nel dominio Afro-Arabico forniscono un potente strumento per rivelare le dinamiche complesse di mantello in una regione che è stata interessata dalla formazione di un plateau basaltico continentale oligocenico legato alla presenza di un Plume profondo (Hofmann et al., 1997; Pik et al., 1998; Beccaluva et al., 2009), e da multipli processi di rifting (Natali et al., 2011; 2013), dal break-up continentale all'oceanizzazione. Nella regione Afro-Arabica, gli xenoliti di mantello inclusi in lave alcaline neogenico-quadernarie, sono stati trovati in due principali situazioni: all'interno dell'area del plateau basaltico Nord Etiopia – Yemen (Beccaluva et al., 2011); e all'esterno di quest'area, nei pressi delle strutture di rift radianti dal raccordo del punto triplo dell'Afar lungo i margini del Mar Rosso e del Golfo di Aden (Henjes-Kunst et al., 1990; Blusztajn et al., 1995; Chazot et al., 1996; Baker et al., 1998) e lungo il rift etiopico e del sistema Kenya - Tanzania più a sud (Kaeser et al., 2006; Aulbach et al., 2011; Beccaluva et al., 2011). Mentre gli xenoliti di mantello associati all'area del plateau mostrano evidenze di rifertilizzazione da parte dei melts legati al plume dell'Afar (Beccaluva et al., 2011), gli altri xenoliti di mantello raccolti al di fuori di quest'area, lungo il margine arabico e il rift est-africano, mostrano una storia dei processi d'impoverimento e di arricchimento decisamente più complessa (Baker et al., 1998; Reisberg et al., 2004; Aulbach et al., 2011). Gli xenoliti di mantello oggetto di studio sono stati raccolti dal diatrema di Bir Ali, appartenente alla provincia magmatica alcalina Plio-quadernaria di Balhaf Bir Ali (Mallick et al., 1990), sita nello Yemen centro meridionale. La composizione in termini di Ol-Opx-Cpx (classificazione su base normativa secondo Niu, 1997) mostra che gli xenoliti di mantello possono essere classificati come peridotiti a spinello (35 lherzoliti, 10 duniti e 6 harzburgiti) e pirosseniti a spinello (5 olivin-websteriti e 5 websteriti). Le tessiture sono principalmente protogranulari, solo localmente porfiroclastiche e raramente equigranulari. L'interazione con gli agenti metasomatici è evidenziata dalla presenza di minerali secondari sovrainposti sulla paragenesi primaria, particolarmente nelle harzburgiti e nelle duniti. In alcuni casi, aree pirometamorfiche caratterizzate da bordi di reazione nei clinopirosseni (“spongy”) e spinelli con bordi opacizzati, contengono aggregati di cristalli molto piccoli di olivine e clinopirosseni secondari, vetro di colore bruno-giallo, raro plagioclasio e raro anfibolo pargasitico. Le stime termo-barometriche sulle peridotiti, basate sugli algoritmi di Brey e Kohler (1990) e Kohler e Brey (1990), indicano che questi xenoliti sono equilibrati in un range di temperature tra i 900° e i 1100° C e pressioni tra i 9 e i 20 Kbar. Queste condizioni sono in accordo con le osservazioni petrografiche, indicanti la stabilità della fase spinello in tutti i campioni. Queste stime inoltre confermano quelle riportate da Ali e Arai (2007) per Bir Ali, Stern e Johnson (2010) per la penisola araba, e da Conticelli et al. (1999) per l'Etiopia meridionale. Nei diagrammi di variazione gli xenoliti di Bir Ali si distribuiscono in due gruppi ben distinti caratterizzati da una notevole continuità composizionale. Le peridotiti plottano seguendo un trend d'impoverimento con una continua diminuzione nei termini $\text{SiO}_2\text{-CaO-Al}_2\text{O}_3$ e TiO_2 , a partire da lherzoliti fertili simili alla composizione del Mantello Primitivo (PM), fino alle duniti estremamente impoverite. Coerentemente, elementi compatibili come Ni, presentano una correlazione positiva con il MgO da lherzoliti a duniti, a causa di multipli processi d'estrazione di magmi basici. La natura restitica di

queste duniti è confermata dall'assenza di alcun gap chimico, modale e mineralogico-composizionale all'interno del trend d'impoverimento, ed è preferibile all'interpretazione proposta da altri autori descrivendo questi campioni come "canali dunitici" in sezioni di mantello abissale o ofiolitico (Suhr, 1999; Bernstein et al., 2006; Piccardo et al., 2007; Abily and Ceuleneer, 2013). Il contenuto in REE nelle peridotiti può indicare che l'interazione con gli agenti metasomatici è stata assente o minima nelle lherzoliti, ma molto più efficace nelle litologie ricche in olivina come harzburgiti e duniti, come descritto dai risultati sperimentali sulla permeabilità nelle peridotiti (Toramaru e Fuji, 1986). Le aree di reazione includenti fasi minerali di nuova cristallizzazione e vetro indicano che l'interazione tra agenti metasomatici e matrice peridotitica è stata recente, da non permettere il ri-equilibrio a livello tessiturale. Per le pirosseniti, i patterns delle terre rare insieme alle composizioni mineralogiche e di roccia totale, indicano che queste rocce possono rappresentare sezioni di mantello decisamente rifertilizzate da magmi basici con affinità da tholeiitica a transizionale e con variabili rapporti melt/matrice. Risulta necessario sottolineare come questi processi siano stati abbastanza antichi da permettere un ri-equilibrio a livello tessiturale tra i domini peridotitico e pirossenitico. La presenza di "nuove" fasi e i relativi arricchimenti geochimici sono stati causati da agenti metasomatici alcali-silicatici i quali effetti sono evidenziati da un disequilibrio modale e tessiturale. Per comprendere la natura di questi agenti metasomatici, è stato creato un modello degli elementi incompatibili a partire dalla composizione dei clinopirosseni più arricchiti e degli anfiboli usando i coefficienti di partizione (KD) di Zack e Brunn (1998) e Dalpe e Baker (1994), rispettivamente. Gli agenti metasomatici calcolati sono in buon accordo con la distribuzione degli elementi incompatibili delle lave basiche alcaline dei distretti vulcanici cenozoici della placca africana, e non fittano con i melts ad affinità carbonatitica. Un confronto a scala regionale mostra che gli agenti metasomatici calcolati per Bir Ali sono in accordo con quelli calcolati per altre località del domino afro-arabico, anch'essi caratterizzati da affinità alcali-silicatica (Baker et al., 1998; Beccaluva et al., 2007; 2008; 2011; Natali et al., 2013). All'opposto, xenoliti di mantello provenienti dall'area del plateau nord-etioptico indicano interazioni con agenti metasomatici sub-alcalini, composizionalmente molto simili ai CFB (Continental Flood Basalts) legati all'attività del plume dell'Afar (Beccaluva et al., 2011). Le analisi isotopiche di Hf-Nd-Pb sono state discusse in relazione alle componenti note del DM (Depleted Mantle), dell'HIMU (high U/Pb) e di EM1 e EM2 (enriched mantle components), dei differenti tipi di OIB (ocean Island basalts) e MORB (mid ocean ridge basalts) (Zindler e Hart, 1986; Carlson, 1995; Hofmann, 1997; Stracke et al., 2005). La distribuzione degli xenoliti di Bir Ali in termini di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ spazia dal termine convenzionale DM o anche più impoverita in alcuni casi, fino ai valori degli EM. Le lherzoliti in generale presentano le composizioni più impoverite, mentre harzburgiti e duniti mostrano composizioni arricchite, come osservato per le distribuzioni degli elementi incompatibili. Questa distribuzione isotopica conferma che le lherzoliti e il gruppo harzburgiti-duniti rappresentano due domini di mantello peridotitico, il primo meno metasomatizzato, il secondo il più metasomatizzato. Le età modello sono state calcolate rispetto al CHUR e al DM per i sistemi isotopici dell'Hf e del Nd, partendo dai clinopirosseni più impoveriti delle lherzoliti. Il sistema Hf mostra risultati tra 2040-1800 e 1670-1115 Ma, rispettivamente per CHUR e DM. Il sistema Nd invece 1300 e 1050 Ma. Da questi risultati si può affermare che significativi

eventi di fusione parziale ebbero luogo in età Proterozoica, e furono poi seguiti da interazioni metasomatiche che perturbarono in modo variabile i sistemi isotopici. La sistematica isotopica del Pb generalmente conferma quelle precedenti con le lherzoliti nell'intorno del valore convenzionale del DM, mentre harzburgiti e duniti e websteriti plottano generalmente nei pressi degli EM. La sistematica isotopica dell'He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) delle olivine di Bir Ali presenta un range di valori compresi tra 7,5 e 7,8 R_A , cadendo nel range del dominio est afro-arabico (Beccaluva et al., 2011), ed è sistematicamente più alto rispetto a quello misurato negli xenoliti di mantello della cintura sahariana (Natali et al., 2013; Beccaluva et al., 2007, 2008). Il campionamento degli xenoliti di mantello della località di Bir Ali (Yemen) ha mostrato che le peridotiti a spinello rappresentano la parte preponderante (85%) della litosfera dell'Arabia meridionale, e che la parte rimanente (15%) è costituita da pirosseniti a spinello, in alcuni casi all'interno di xenoliti composti tessituralmente equilibrati. Quindi tutti i risultati di questo metasomatismo, particolarmente in harzburgiti e duniti, indicano che gli agenti metasomatici erano a chiara affinità alcalina. La sezione di mantello di Bir Ali, confrontata con quella di altre località del dominio afro-arabico, conferma che il generale regime estensionale radiante dal punto triplo dell'Afar e generante il sistema Mar Rosso – Golfo di Aden – Main Ethiopian Rift (MER), è stato accompagnato da eventi di risalita superficiale del mantello e processi metasomatici dominati da agenti ad affinità alcalina (Henjes-Kunst, 1990; Blusztajn et al., 1998; Kaeser et al., 2006; Bedini et al., 2007; Shaw et al., 2007; Aulbach et al., 2011; Beccaluva et al., 2011). Una notevole eccezione è rappresentata da xenoliti di mantello inclusi in lave alcaline d'età neogene-quadernaria all'interno della provincia magmatica dei CFB del plateau nord etiopico-yemenita. In questi xenoliti, le evidenze petrologiche e geochemiche indicano che gli agenti che hanno causato metasomatismo nel mantello erano melts ad affinità sub alcalina, decisamente simili ai magmi tholeiitici relazionati al plume dell'Afar (Beccaluva et al., 2011). L'effetto termo-chimico del plume dell'Afar è stato essenzialmente confinato alla sezione litosferica localizzata nei pressi del plateau nord etiopico-yemenita, e la sua azione è stata trascurabile nelle aree adiacenti. Tuttavia, in base ai dati sulla sistematica dei gas nobili (He), e considerando la loro estrema mobilità, si può ricostruire un'anomalia a scala regionale attraverso il dominio Est Africa-Arabia, il quale mostra valori sistematicamente più alti della composizione isotopica dell'He rispetto alle altre località africane (fascia sahariana).

1 – INTRODUZIONE

Il mantello terrestre è sempre stato oggetto d'intense ricerche e discussioni che hanno interessato più discipline nel campo delle scienze della Terra, spaziando dalla geofisica alla planetologia, dalla petrografia alla geochimica. Se la geofisica ha permesso d'investigare in profondità l'interno del pianeta, caratterizzando il mantello terrestre sulla base del suo comportamento reologico, distinguendo principalmente tra mantello superiore e mantello inferiore, è attraverso lo studio delle peridotiti oceaniche, delle associazioni ofiolitiche e degli xenoliti di mantello, che si può avere testimonianza diretta dei materiali costituenti le profondità sub crostali. In particolare gli xenoliti di mantello, essendo caratterizzati da un processo di messa in posto geologicamente molto rapido, permettono di escludere, nella maggioranza dei casi, contaminazioni crostali o alterazioni sia della tessitura che del chimismo originali, costituendo uno strumento molto importante per comprendere la natura e l'importanza dei fenomeni petrologici, passati o più attuali, del mantello terrestre. Essi possono essere considerati la registrazione istantanea in termini di caratteristiche tessiturali, composizionali e mineralogiche delle porzioni di mantello sottostante le aree dove sono stati campionati. Lo studio di questi xenoliti ha evidenziato come il mantello sia costituito da rocce peridotitiche, caratterizzate in generale da quattro fasi mineralogiche principali: olivina, ortopirosseno e clinopirosseno, e in quantità minori, di una fase alluminifera, rappresentata, a seconda delle condizioni di profondità, e quindi di pressione, da plagioclasio, spinello o granato. Dal punto di vista composizionale, il mantello, originariamente descritto come omogeneo, appare invece contraddistinto da eterogeneità che si manifestano a vario grado e scala. Questo a causa dei numerosi processi "differenziativi" susseguitisi nel corso della sua storia geologica a partire da una composizione immaginata omogenea (Primordial Mantle) che al momento non sembra più essere presente in nessuna porzione del globo. Le modifiche composizionali che possono essere intervenute sul mantello primordiale, in termini di contenuto degli elementi maggiori, degli elementi in tracce e delle impronte isotopiche, sono imputabili a due processi ben distinti: processi d'impoverimento chimico-mineralogico del mantello primordiale tramite eventi di fusione parziale con conseguente formazione di magmi parentali basici; processi d'arricchimento chimico-mineralogico riconducibili all'interazione della matrice peridotitica di mantello con fluidi metasomatizzanti di origine profonda percolati al suo interno (Beccaluva et al. 2007, 2009, 2011; Coltorti et al., 1999, 2004, 2007). Grande argomento di discussione da parte dei gruppi di ricerca sono i

cosiddetti “*Plume di Mantello*”, in particolare la loro natura, la profondità e i meccanismi d’innescio, la forma e le dimensioni, soprattutto in relazione a particolari eventi geologici quali gli “*hot spot*”, le LIP Large Igneous Province, ed il vulcanismo di rift (*Ernest & Buchan, 2001; Foulger et al., 2005*). A tal proposito l’Africa e la Penisola Arabica, in particolare tutta l’Area del MER – Main Ethiopian Rift, comprendente anche il Mar Rosso ed il Golfo di Aden, risultano essere un ottimo laboratorio naturale per comprendere tutte queste tematiche e la loro evoluzione. In questo contesto lo studio degli xenoliti di mantello, oggetto di questa tesi, provenienti dal distretto vulcanico di Bir Ali (Yemen), può essere utile al fine di caratterizzare meglio la natura delle mantello terrestre di quest’area. In particolare il confronto tra queste collezione di xenoliti, con quelle di altri importanti siti etiopici già oggetto di ricerca (Mega, Injibara, Gojam, Dedessa e Wollega) può fornirci importanti indicazioni sulle caratteristiche delle sorgenti di mantello della litosfera nell’area etiopico-yemenita, valutarne i processi metasomatici e la natura degli agenti causativi, ed inoltre il possibile coinvolgimento e la loro interazione con eventuali “*mantle plumes*”.

2 - GENERALITA' SULLA PROVINCIA MAGMATICA ETIOPICO - YEMENITA

Il Triangolo dell'Afar è un settore chiave del sistema di rift est africano che connette la depressione dell'Afar, presso la giunzione Mar Rosso – Golfo di Aden, con la depressione del lago Turkana e a sud con il rift del Kenya (*Mohr, 1983; Rosendhal, 1987; Braile et al., 1995; Boccaletti e Peccerillo, 1999; Chorowicz, 2005*). Si tratta di una regione ben caratterizzata da eventi magmatici cenozoici (Provincia magmatica etiopico – yemenita) che permettono una ricostruzione temporale dell'evoluzione dello stesso dalla condizione di break-up continentale fino alla formazione di un oceano embrionale, che segna il confine tra le placche Nubia, Somalia e Arabia. Tale situazione costituisce un'area ideale per analizzare l'evoluzione dell'estensione continentale, la rottura di una placca litosferica e tutte le dinamiche inerenti il passaggio di un'iniziale deformazione litosferica fino alla totale rottura e creazione di un nuovo oceano. Inoltre esso è caratterizzato da una grande LIP (Large Igneous Province) oligocenica nella quale sono stati eruttati ingenti quantitativi di magmi basaltici CFB (Continental Floods Basalts) dovuti all'instaurarsi di un Plume di Mantello profondo che ha portato all'estesa fusione parziale del mantello stesso. Il vulcanismo neogenico – quaternario successivo alla LIP, sviluppatosi diffusamente durante la formazione del sistema di rift include, inoltre, xenoliti di mantello che consentono di definire l'evoluzione composizionale della litosfera nella regione. Grazie a queste caratteristiche, quest'ambiente geodinamico è diventato un centro di studi e di ricerche che hanno permesso un'enorme raccolta di dati su tutti le fasi di nascita e sviluppo di un rift continentale (Fig. 1).



Fig. 1 – Schema illustrativo del sistema di rifting del Punto Triplo Afro-arabico (mettere origine).

2.1 – INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Etiopia

L'unità geologica più antica dell'Etiopia è il basamento cristallino metamorfico precambriano divisibile in tre differenti livelli in base alle caratteristiche litologiche e tettoniche (*Katzmin et al., 1978 e 1979*).

- Il complesso basale inferiore è l'unità principale, contenente gneiss di alto grado a biotite ed anfibolo e migmatiti quarzo-feldspatiche, caratterizzati da molte faglie trascorrenti con orientamenti assiali compresi tra N19°E e N50°E. L'unità affiora soprattutto in Etiopia meridionale ed è considerata anche come estensione settentrionale del basamento kenyano, caratterizzato inoltre da intensa deformazione (*Vearncombe, 1983; Shakleton, 1986*).
- L'unità intermedia è generalmente rappresentata da strati meta-sedimentari all'interno dei quali sono preservate le strutture deposizionali originali. Si tratta di scisti e meta-arcose con lenti di ofioliti, anfiboliti e altre meta-vulcaniti basiche associate a peliti e quarziti. Le ofioliti hanno allineamenti generalmente da N-S a NNE-SSW (*Vail, 1983; Kroner, 1985; Berhe, 1990*). L'origine di questi allineamenti è da attribuire in parte alla collisione stile Tibetano con direzione E-W (*Vail, 1983*) e in parte alla tettonica stessa che ha chiuso piccoli bacini di retro arco e riunito micro-continenti e piccoli archi di isole vulcaniche (*Key et al., 1989; Berhe, 1990; Bonavia e Chorowicz, 1992; Stern, 1994*), simultaneamente ad eventi di trusting con direzione N-S nel periodo Neoproterozoico (*Berhe, 1990*). Quest'unità è inoltre caratterizzata da importanti faglie trascorrenti con orientazione NW-SE come la linea Marda (*Purcell, 1976; Brown, 1970*).
- Il complesso superiore è costituito dalla parte Precambriana più giovane e meno deformata, principalmente costituita da sedimenti detritici e carbonati. In Etiopia settentrionale quest'unità è associata a meta-vulcaniti: da basalti a daciti. Le andesiti predominano nell'area. Questi meta-sedimenti mostrano strutture a ripple e mud cracks e la loro associazione al vulcanismo andesitico indica che si tratta di un margine di bacino, con sedimentazione e sviluppo simili a quelli di bacini di retro arco.

In seguito l'erosione del rilievo Precambriano, avvenuto nel Paleozoico inferiore, ha generato un'ampia superficie pianeggiante (*Coltorti et al., 2007*) sulla quale si sono depositate arenarie continentali (Enthico Sandstone) e tilliti (Edaga Arbi Glacials) in età Ordoviciano (*Katzmin, 1972; Tefera et al., 1996*). Questi sedimenti sono visibili nel

Tigray, nelle gole del Nilo Azzurro, nell'Illulabor, nelle regioni del Kefa e nell'area del Bale, dove gli spessori massimi totali possono arrivare a qualche centinaio di metri.

Dopo un lungo gap sedimentario, si è depositata la formazione di Adigrat (Triassico-Calloviano), formata da arenarie quarzose con livelli a laterite e conglomerati (*Bosellini et al., 1997*). La parte superiore della sequenza di arenarie include localmente 20-30 metri di shales. La formazione di Adigrat affiora tutt'attorno alla zona del Mekelle Outlier, nella valle del Nilo Azzurro, nelle regioni di Illulabor, Kefa, Bale, Harar e Hararghe, con spessori variabili tra qualche metro a centinaia di metri.

Segue la super sequenza sedimentaria di Antalo, con spessori anche superiori ai 700 metri (*Bosellini et al., 1997*). Si tratta di successioni di marne e di sedimenti carbonatici d'età Oxfordiana – Kimmeridgiana, visibili nella valle del Nilo Azzurro, attorno Adigrat e nell'area Harar-Dire Dawa. La parte inferiore di quest'enorme sequenza include molti calcari stratificati (Antalo Limestones) intercalati a livelli marnosi (*Blanford, 1870; Merla et al., 1939*). Nella valle del Nilo Azzurro questa successione calcarea copre la formazione di Goha Tsion (*Assefa, 1991*), con uno spessore di circa 600 metri di calcari, calcareniti gessi e shales di età Giurassica. La parte superiore della super sequenza sedimentaria di Antalo include la formazione di Agula (*Merla et al., 1939*), che consiste in shales con alternanza di marne, calcari, quarzo areniti e gessi. Nell'area di Mekelle tutta questa successione stratigrafica di rocce sedimentarie è tagliata da sill e dicchi doleritici di età Terziaria, con spessori che superano anche i 300 metri. Per quanto riguarda le aree di Hararghe, Sidamo e Bale, è presente una successione sedimentaria simile a quella in precedenza descritta, di età Giurassica, formata dalla base dalla formazione di Hamanilei (calcari e dolomie), dalla formazione di Urandab (shales, marne e calcari gessosi) e infine dalla formazione di Gabredarre (calcari intercalati a marne e a shales).

Sopra queste due super sequenze, in età Cretacica (*Katzmin, 1972*), si è depositata su una superficie di discontinuità angolare la formazione di Amba Aradam, una sequenza continentale di arenarie e conglomerati con orizzonti a lateriti, visibile a sud e a est di Mekelle (*Coltorti et al., 2007*), nella valle del Nilo Azzurro dove raggiunge spessori di circa 600 metri, e nella regione di Hararghe.

Quest'ultima formazione sedimentaria è ricoperta, da una serie di colate laviche, le Trap Series (ca. 30 Ma), con spessori anche superiori ai 2000 metri, eruttate in età Oligocenica. La parte inferiore, chiamata gruppo di Ashangi, è composta interamente da basalti; la parte superiore, il gruppo di Magdala, include anche alcuni livelli riolitici. Alcuni piccoli sistemi vulcanici indipendenti, basaltici, ma anche riolitici, trachitici e fonolitici, sono eruttati

durante il Pliocene e il Quaternario (*Zanettin et al., 1973*) alcuni dei quali sono tuttora attivi, soprattutto nella Rift Valley.

Da un punto di vista strutturale, gli altopiani dell’Etiopia sono divisibili in due grandi blocchi sollevati che dividono il MER: il plateau nord-occidentale e il plateau sud-orientale. Essi sono tagliati da differenti sistemi di faglie che hanno dato origine a horst, depressioni tettoniche e scarpate di faglia (*Korme et al., 2004*). Molto visibili e importanti sono le alte scarpate di faglia che bordano e dividono la Rift Valley dai bacini marginali. La recente attività di queste faglie è testimoniata dallo spostamento dei sistemi vulcanici, alcuni ancora attivi, e dei sedimenti alluvionali quaternari.

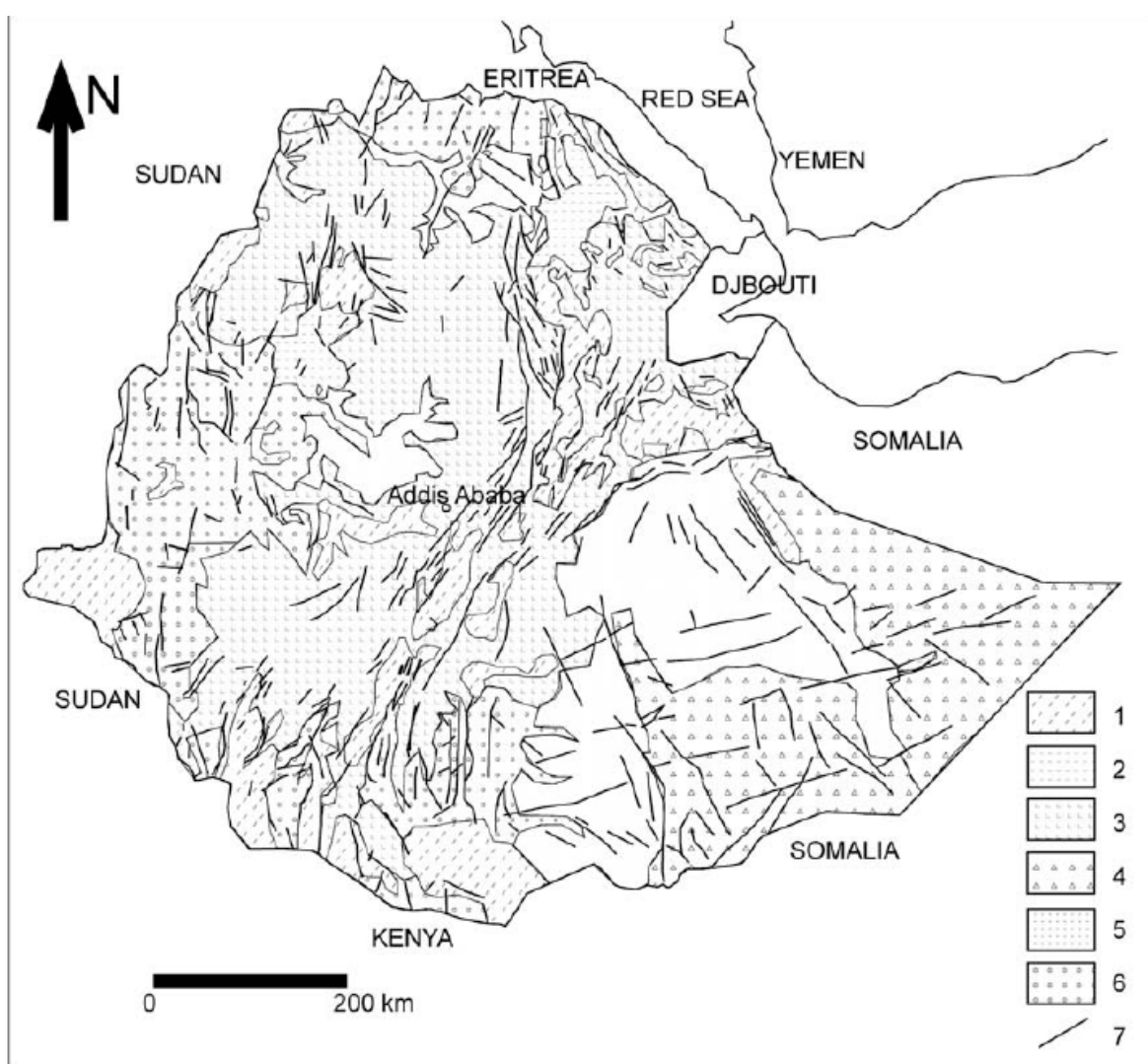


Fig. 2 – Schema geologico semplificato dell’Etiopia: 1) Depositi alluvionali Quaternari; 2) Depositi vulcanici Quaternari; 3) Depositi vulcanici Oligo-Pliocenici; 4) Successioni continentali e marine Cretaciche; 5) Successioni marine e continentali Giurassiche; 6) Rocce intrusive Precambriane e successioni sedimentarie Paleozoiche e Triassiche; 7) Sistemi principali di faglie (*da Korme et al., 2004*).

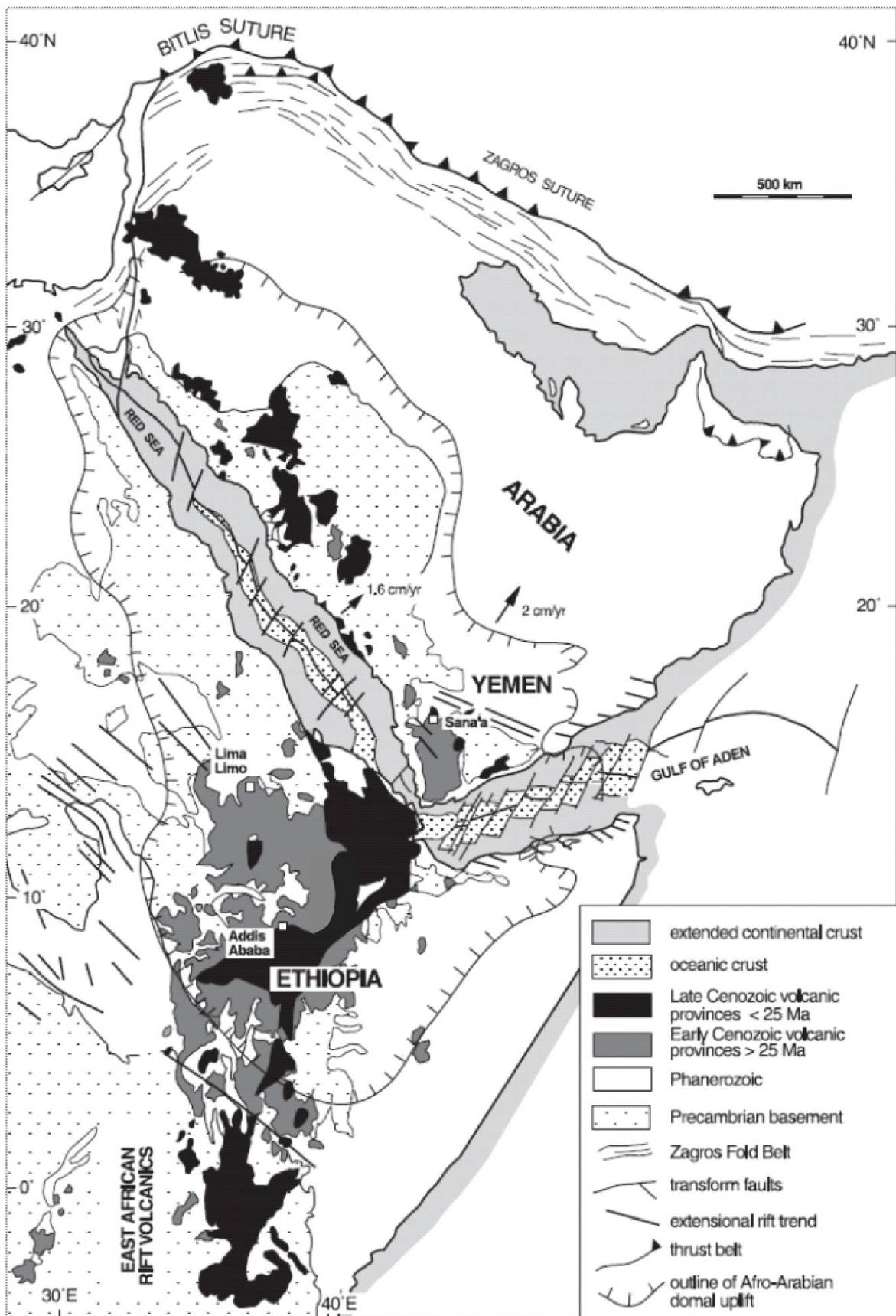


Fig. 3 – Schema geologico-tettonico del punto triplo afro-arabico (da Ukstins et al., 2002).

Yemen

Il “Punto Triplo” afro-arabico, localizzato all’apice tra il golfo di Aden e il Mar Rosso, rappresenta la più giovane area di apertura continentale, caratterizzata da intensa attività vulcanica associata alla nascita di un nuovo oceano. Approssimativamente se prendiamo in considerazione Etiopia, Eritrea e Yemen sono presenti 350.000 km³ di basalti, con minori quantità di lave e ignimbriti riolitiche. Quest’imponente vulcanismo, con affinità da tholeiitica (plateau oligocenico) ad alcalina (Neogene – Quaternario), ha attraversato la crosta terrestre lungo numerose zone di rift presenti in Etiopia, Eritrea e anche nella penisola arabica, soprattutto nello Yemen. Le datazioni assolute hanno dimostrato che il vulcanismo del plateau tholeiitico oggetto di questo studio si è sviluppato tra i 31 e i 26 milioni di anni nello Yemen occidentale (*Baker et al., 1996*).

Nello Yemen è stata riconosciuta questa sequenza geologica (figura 4):

- Precambriano: un basamento metamorfico appare coperto in discontinuità da sequenze sedimentarie che consistono in arenarie, argille e conglomerati di età che va dal Triassico al Giurassico inferiore;
- Giurassico superiore: si sviluppò un’importante trasgressione marina. Sedimenti marini carbonatici e siltiti hanno riempito la depressione che si era formata a causa dei movimenti tettonici (Serie di Amran);
- Cenomaniano: l’area fu coperta da arenarie e conglomerati continentali (Serie di Tawilah);
- Paleocene: alcune aree dello Yemen centrale sono state riempite da sedimenti di mare poco profondo (arenarie e conglomerati della Serie di Medj-ziz);
- Terziario: nella parte meridionale dello Yemen ci fu un’intensa attività vulcanica oligocenica legata alla tettonica fessurale distensiva. Depositi continentali sono intercalati al materiale vulcanico di plateau. Durante l’attività estrusiva si sono anche messe in posto piccole intrusioni di graniti e laccoliti sialici;
- Quaternario: attività vulcaniche localizzate hanno dato luogo a lave e piccoli coni ad affinità alcalina (Sana’a-Amran, Sirwah-Marib, Dhamar-Rida). Tutt’ora solamente il vulcano Al lessi è attivo ma in uno stato solfatarico.

Le rocce del basamento pre-cambriano che formano il pavimento delle rocce vulcaniche cenozoiche e delle sequenze sedimentarie si sono formate attraverso sviluppi e situazioni tettoniche differenti. Lo scudo afro-arabico consiste essenzialmente in sequenze meta-sedimentarie e vulcaniche intruse da masse plutoniche. Il basamento è stato diviso in otto gruppi di unità tettoniche (*Greenwood e al., 1976*) con età comprese tra 960 e 550 milioni di anni. Nelle parti centrale e settentrionale dello scudo sono presenti rocce vulcaniche con una composizione che va da ultrafemica e intermedia. Questo indica che l'originaria crosta era per lo più probabilmente di tipo oceanico. L'attività vulcanica che contribuì ad accrescere lo scudo afro-arabico è stata legata a processi di subduzione (*Fleck et al., 1979*). Nel 1977 Gass concluse che tre zone di subduzione caratterizzarono lo stesso. Basandosi sui risultati isotopici (*Bokhari et al., 1981*) si può affermare che il più recente vulcanismo pre-cambriano presenta parecchie similitudini con un vulcanismo di arco vulcanico.

Le rocce del basamento africano nel plateau dello Yemen sono coperte tramite una superficie di discontinuità da una sequenza sedimentaria. Nella parte settentrionale si sono depositate arenarie di Wajid continentali e di progradazione deltizia. Successivamente dalla fine del Paleozoico all'inizio del Mesozoico queste ultime sono state ricoperte da siltiti e argilliti glaciomarine facenti parte del gruppo di Kwhlan, seguite da consistenti depositi di arenarie e conglomerati, nelle parti centrale e settentrionale del plateau dello Yemen. Durante il Giurassico medio una grande trasgressione marina arrivò fino al deserto del Rub' al-Khali. Si depositò quindi una successione di carbonati (Formazione di Amran) con alcune intercalazioni di gessi. È in questo periodo che una forte subsidenza creò l'area desertica di Ramalt Assabatyn. Con la fine del Cretacico si conclude la Formazione di Amran. Quest'ultima viene ricoperta dalle argille e dai conglomerati della Formazione di Tawilah, dalla parte inferiore del Membro di Giras consistente in arenarie continentali, e in alcune zone dalla parte superiore del membro di Madj-ziz caratterizzato da arenarie marine e di ambiente costiero.

Formazione di Wajid (Cambriano – Carbonifero): consiste in arenarie con intercalazioni di carbonati di età varia. Questa successione di strati ricopre in discontinuità la Formazione di Akbra o la Formazione di Kwhlan.

Formazione di Akbra (Carbonifero superiore – Permiano inferiore): è caratterizzata da mudstone e contemporanei sedimenti fluvio-glaciali.

Formazione di Kwhlan (Bathoniano – Kimmeridgiano): questa formazione è alla base della sequenza di arenarie giurassiche. È una sequenza di clasti che si sono depositati in

ambiente trasgressivo in tutto il bacino a causa dell'erosione delle zone ancora emerse. Oltre alle arenarie sono presenti in piccola parte conglomerati, siltiti e argilliti.

Gruppo di Tawilah (Hauteriviano – Maastrichtiano): arenarie clastiche fluviali o continentali con intercalazioni di siltiti e argilliti. Questa successione stratigrafica ricopre la Formazione di Amran.

Formazione di Amran (Tithoniano – Berriasiano): la trasgressione marina ha creato uno spostamento delle facies di deposito verso l'entroterra. Sono stati riconosciuti infatti sedimenti carbonatici inizialmente caratteristici di cicli trasgressione-regressione di mare poco profondo. Successivamente ci fu un forte aumento della profondità del livello marino. Dai carbonati poco profondi e di piattaforma si passa quindi a carbonati e marne di mare profondo con al loro interno eventi torbiditici. Infine con il ritiro del mare si ritorna a facies carbonatiche più superficiali con la presenza di fossili quali coralli e stromatoporidi.

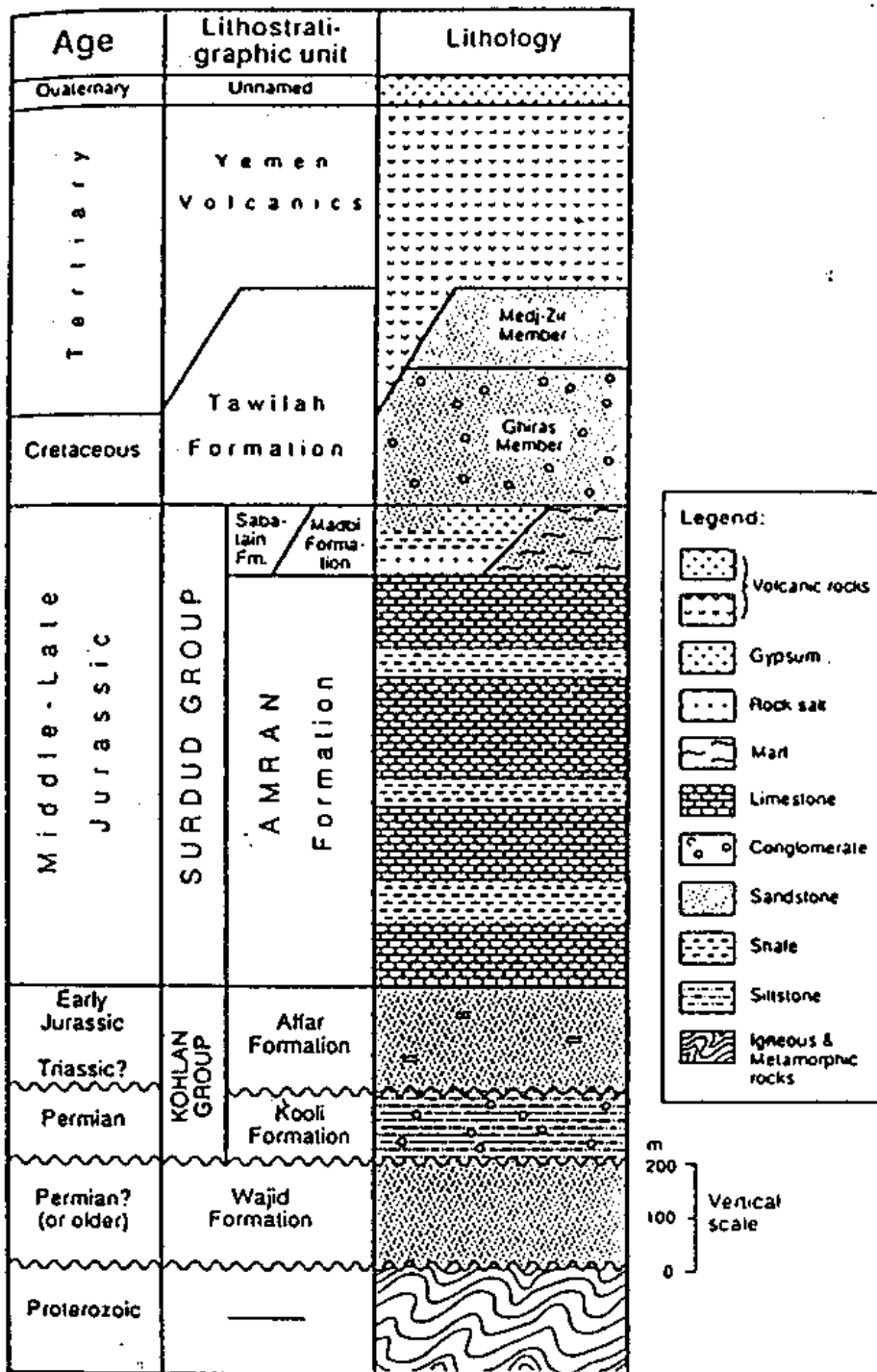


Fig. 4 – Colonna Stratigrafica della parte Settentrionale dello Yemen
(da Geukens, 1966 – El-Nakhal, 1988).

2.2 – IL SISTEMA MAR ROSSO – GOLFO DI ADEN

Il Mar Rosso è uno stretto mare interno che separa la Penisola arabica dall’Africa nord-orientale (figura 1). Si estende in direzione nord-ovest/sud-est per 1900 km, da Suez fino allo stretto di Bab al-Mandab; ha una larghezza massima di 354 km e raggiunge una profondità di 3000 m circa. Copre una superficie di 438.000 km².

La penisola del Sinai divide l’estremità del Mar Rosso settentrionale in due golfi, il golfo di Suez e il golfo di Aqaba; il canale di Suez collega il Mar Rosso al mar Mediterraneo, mentre lo stretto di Bab al-Mandab lo collega con il golfo di Aden, un braccio del mare Arabico. Questo mare occupa una parte della depressione della Rift Valley, in corrispondenza di una frattura, risalente a più di 50 milioni d’anni fa. La separazione tra Africa e Arabia è iniziata circa 30 milioni di anni fa. Le sorgenti idrotermali presenti sul fondale e la formazione di nuova crosta oceanica costituiscono la prova di un’attività tettonico-magmatica ancora in corso.

L’apertura di questo mare si sviluppò in tre fasi (*Bosworth et al., 2005*):

- Nel Miocene si formarono grandi graben lungo un sistema tettonico caratterizzato da faglie distensive e influenzato anche dalla pre-esistente struttura del basamento. Inoltre tra i 24 e i 22 milioni di anni la cinematica estensionale creò faglie e dicchi in direzione nord-est sud-ovest.
- Tra i 14 e i 12 milioni di anni nella zona di terminazione meridionale del Golfo di Suez, la rotazione di alcuni gradi in senso antiorario si tradusse in una nuova direzione di apertura orientata pressoché nord-sud.
- Dal Miocene a oggi sono avvenuti un continuo tiltaggio dei graben più occidentali dello Yemen e un continuo approfondimento del bacino del Mar Rosso con un aumento relativo del magmatismo di tipo oceanico e formazione di nuova crosta oceanica.

L’odierna instabilità geologica del bacino del Mar Rosso è comprovata dai rilevamenti geofisici compiuti nel 2005 dalla nave oceanografica italiana Urania – Istituto Ambiente Marino Costiero (IAMC), Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), eseguiti per conto del Consiglio nazionale delle ricerche (CNR). Attualmente il bacino va progressivamente “aprendosi”, e le sue sponde si stanno separando al ritmo di 1 cm all’anno ciascuna,

velocità che potrebbe aumentare fino a 3 cm. Il destino di questo mare interno, dunque, è quello di diventare un nuovo oceano, sia pure su una scala temporale dell'ordine di un centinaio di milioni di anni. A conferma del processo in atto, a livello della dorsale oceanica, dove maggiore è l'attività tettonica e dove si registrano numerosi sismi, sono state campionate rocce basaltiche di tipo MORB (Mid Ocean Ridge Basalt).

Il rift del Golfo di Aden (Fig. 1), è progredito anch'esso nel Neogene fino all'oceanizzazione. Le Rift Valley dell'Africa orientale (East African Rift System) stanno lacerando la crosta continentale africana, ma non sono giunte al processo di oceanizzazione, limitandosi alla formazione di enormi laghi, come mostrato in fig. 3 (ad esempio il lago Vittoria).

Utilizzando una metafora comune, potremmo definire la diramazione africana di questo processo estensionale quella meno "efficiente", mentre quelle del Mar Rosso e del Golfo di Aden hanno portato a termine il loro processo di "Break-up" continentale, fino a separare l'Arabia dall'Africa ed essere completamente invase dalle acque marine.

Questo ha portato a una forte depressione del punto triplo afro-arabo: la zona dell'Afar è una giunzione tripla, cioè punto d'incontro di tre placche tettoniche in continua separazione che nel triangolo dell'Afar si congiungono. La piana dell'Afar si sta continuamente espandendo ad una velocità di 1-2 cm l'anno.

Qui, la crosta è principalmente costituita da magmatismo basaltico sormontato da vulcani quaternari. Uno dei vulcani più attivi, l'Erta Ale, si trova in questa zona. Sotto al triangolo dell'Afar è attualmente riconosciuta la presenza di un grande plume di mantello che ha generato enormi quantità di lave prevalentemente basaltiche a partire dall'Oligocene.

2.3 – IL SISTEMA “MER” (MAIN ETHIOPIAN RIFT)

Il rift etiopico si estende per circa 1000 km secondo una direzione NE-SW dalla depressione dell’Afar, alla giunzione tra Mar Rosso e golfo di Aden, fino a sud alla depressione del lago Turkana. Il limite meridionale può essere tracciato a 5° latitudine Nord, dove il rift si divide in due braccia chiamate bacino di Chamo a NW e bacino di Galana a NE.

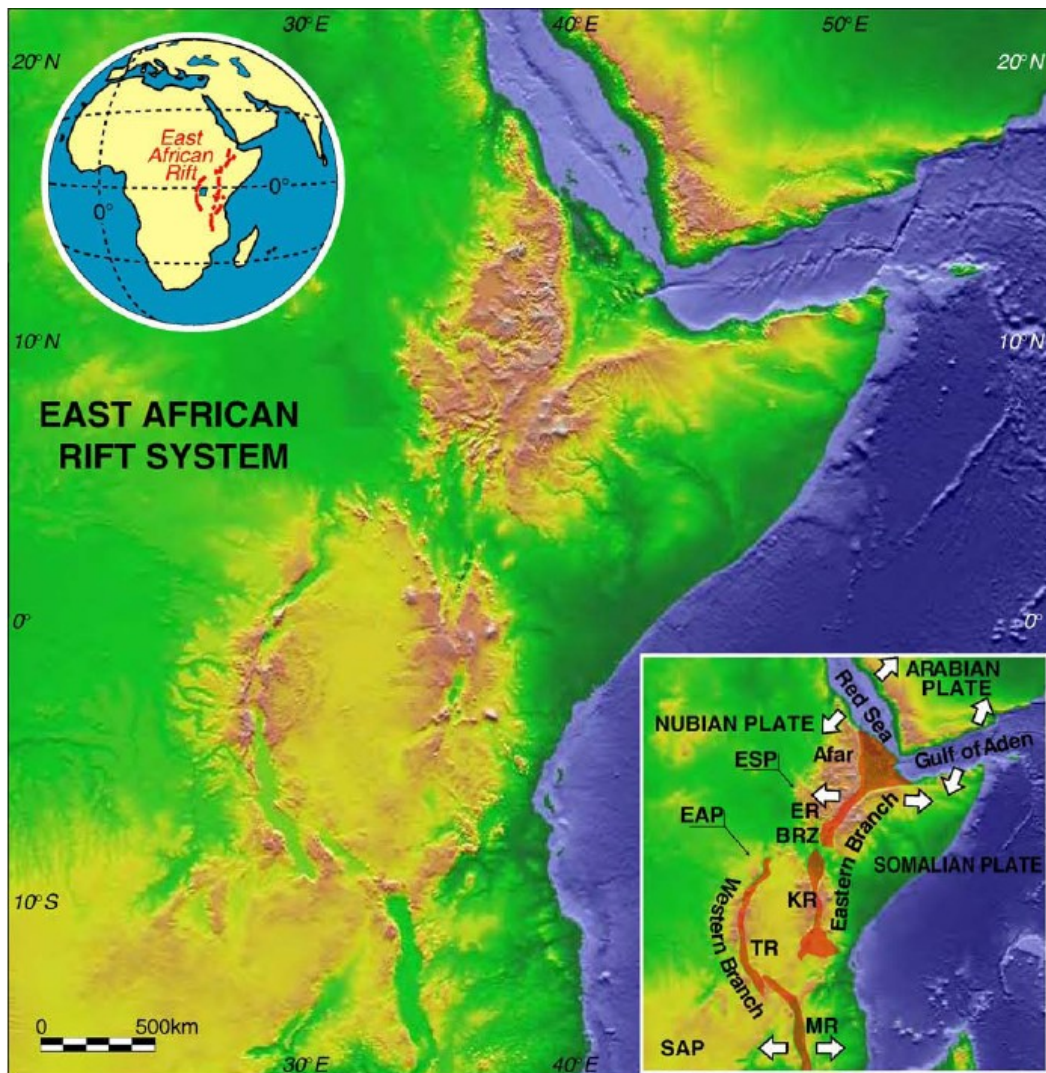


Fig. 5 – Modello digitale delle quote (Shuttle Radar Topography Mission – SRTM) che mostra la topografia generale del rift est africano. **BRZ**: Broadly Rifted Zone; **EAP**: Est African Plateau; **ER**: Ethiopian Rift; **ESP**: Ethiopian-Somalian Plateau; **KR**: Kenya Rift; **MR**: Malawi Rift; **SAP**: Southern African Plateau; **TR**: Tanganyika Rift (da Corti, 2009).

A sud della biforcazione la zona interessata dal rift si allarga e le deformazioni diventano più complicate e il tutto si accomoda in un sistema di bacini e alti strutturali (Broadly Rifted Zone) (*Baker et al., 1972; Moore et al., 1978; Davidson et al., 1980; Ebinger et al., 2000*), che caratterizzano l'area tra il rift etiopico e quello kenyano. A nord, il Mar Rosso, il Golfo di Aden e il rift etiopico costituiscono un punto di giunzione tripla molto complesso a 11,5° latitudine N centrato della depressione dell'Afar, dove un sistema quaternario di faglie trascorrenti sinistre e oblique (Tendaho-Goda'ad) separa la parte meridionale con estensione approssimativamente E-W, dalla parte settentrionale con estensione NE-SW (*Wolfenden et al., 2004*).

Il rift etiopico può essere suddiviso in due segmenti fisiografici principali, chiamati Afar meridionale e MER (Fig. 6).

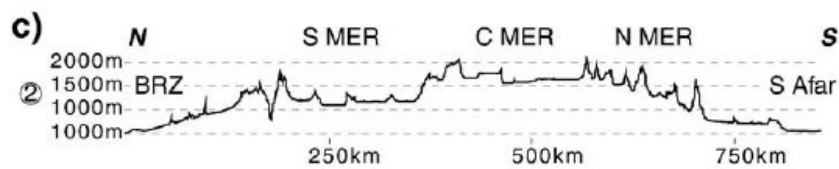
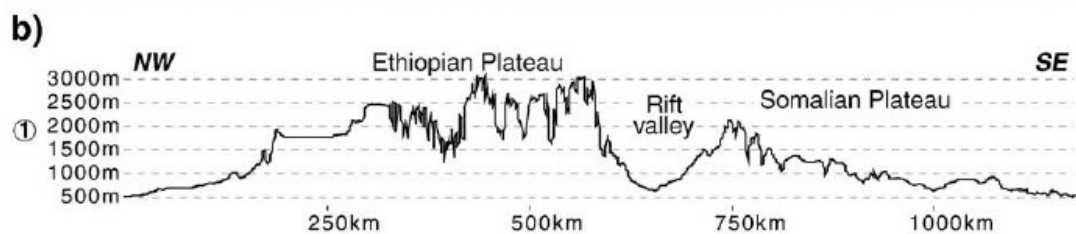
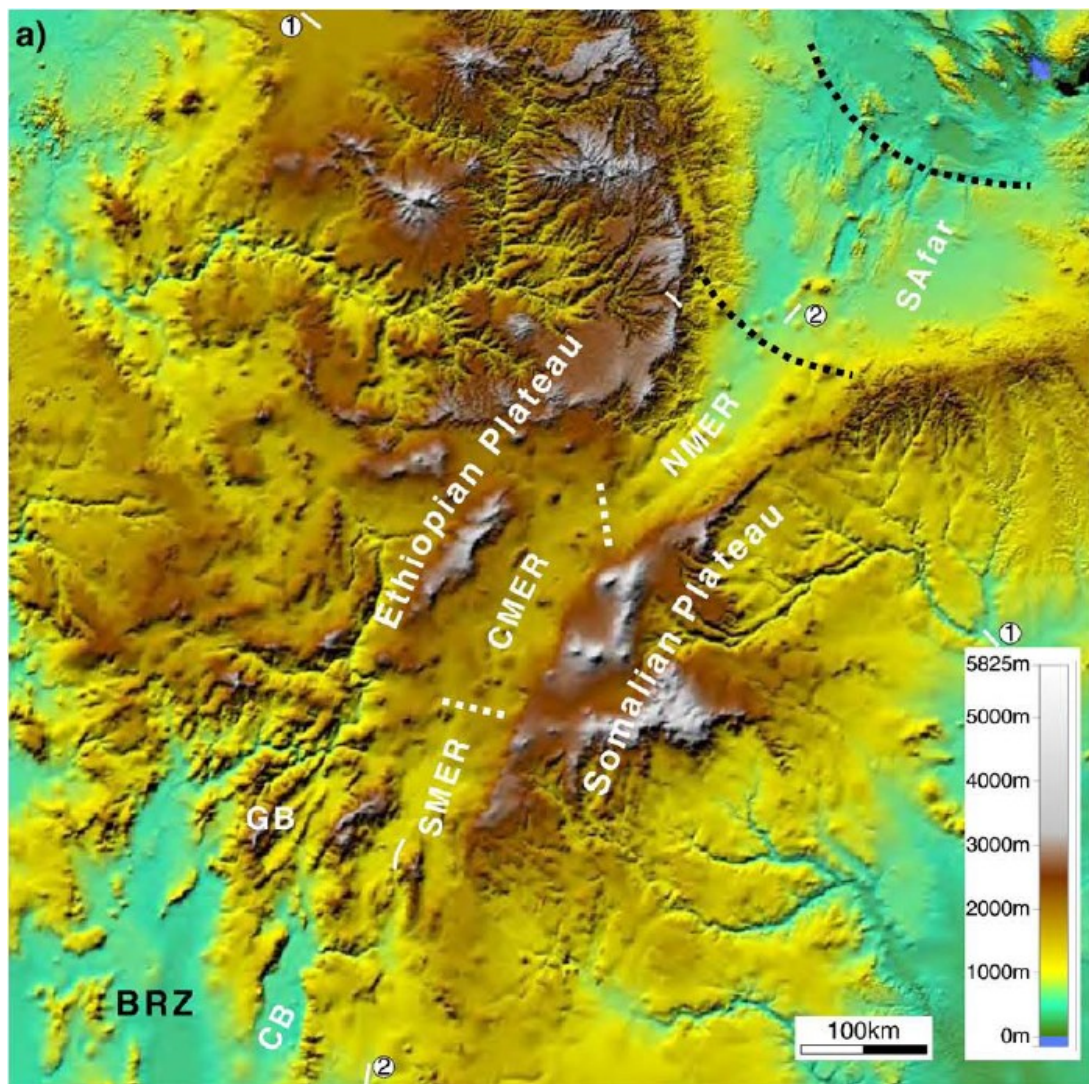


Fig. 6 – Modello digitale delle quote (SRTM) del sistema di rift dell’Etiopia (da Corti, 2009). **BRZ**: Broadly Rifted Zone; **CB**: Chow Bahir Rift; **GB**: Gofa Basin.
b) e c): profili topografici.

La morfologia del rift si è sviluppata soprattutto in questa seconda parte più meridionale, dove 80 km di rift valley separano il plateau etiopico occidentale e il plateau somalo orientale (Mohr, 1983). Mohr evidenzia che il limite tra il MER e la parte meridionale della depressione dell'Afar non è facilmente individuabile. Infatti non corrisponde a nessuna particolare caratteristica geografica, semplicemente la valle del rift entra gradualmente nella depressione di Afar. Al contrario un limite può essere posto in corrispondenza di un sistema di faglie alla latitudine 10°N (Tesfaye et al., 2003), il quale è stato interpretato da Wolfenden et al. nel 2004 come la terminazione meridionale del rift del Mar Rosso in età Oligocenica.

Il MER può essere suddiviso in tre segmenti i quali riflettono differenti momenti del processo di estensione continentale, ben caratterizzati da differenti sistemi di faglie, periodi di vulcanismo e deformazione e struttura della litosfera (Hayward et al., 1996). Il MER settentrionale si estende dal limite MER – Afar meridionale all'area del lago Koka, dove si distingue dal MER centrale grazie alla presenza dell'alto strutturale di Boru Toru. Verso sud, il limite tra il MER centrale e il MER meridionale può essere posto a 7° latitudine N, nell'area del lago Awasa, dove il margine di rift ruota da NW-SE a N-S, in corrispondenza della linea tettonica Goba-Bonga (Bonini et al., 2005). La rift valley separa i plateaus etiopico e somalo, i quali si trovano a oltre 2000 metri s.l.m. In corrispondenza del lago Ziway il fondo del MER raggiunge la quota massima a 1700 m.s.l.m. Più a nord scende regolarmente nella depressione dell'Afar, dove si è all'incirca a livello del mare. Locali aumenti di quota all'interno della valle di rift sono dovuti generalmente alla presenza di edifici vulcanici, come accade nella parte nord del MER.

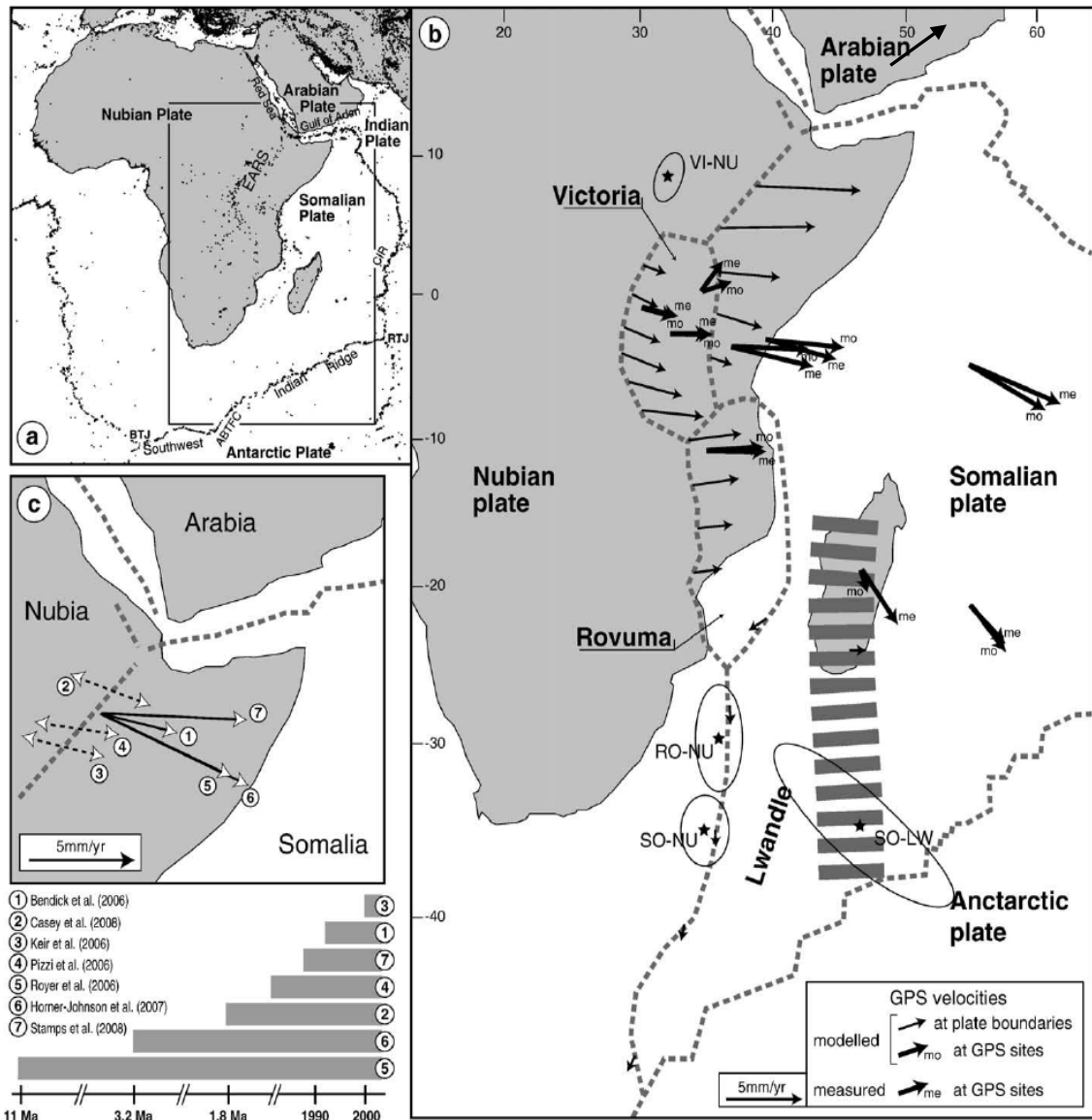


Fig. 7 – Descrizione dei movimenti tettonici relativi da dati GPS sulle direzioni e velocità di spostamento delle placche (da Horner-Johnson et al., 2007).

L'evoluzione della fase di rifting est – africano è strettamente collegata alla cinematica delle placche litosferiche di Nubia e Somalia. I modelli cinematici più recenti basati su dati GPS dimostrano che in realtà la situazione è più complessa, con la presenza di tre microplacche: Lwandle, Rovuma, Victoria, tra le due placche principali.

Il movimento relativo del gruppo Nubia-Somalia presenta un polo di rotazione circa con coordinate 36°S-35°E e descrive una direzione di estensione ESE-WNW alla stessa latitudine del MER, con una velocità di circa 6-7 mm/anno (Sella et al., 2002). Più precisamente osservazioni geodetiche attraverso la valle di rift indicano direzioni di estensione comprese tra N105°E-N108°E con velocità leggermente inferiori (circa 4-5

mm/anno). Sulla stessa linea analisi degli odierni campi di stress e dell'odierna attività sismica (*Bosworth et al., 1992*) indicano le stesse direzioni e simili velocità del rifting. In base a studi più recenti (*Stern & Jhonson, 2008*) tutta la placca araba presenta velocità di rotazione ben superiori. Questo comporta ad oggi una velocità d'apertura del Mar Rosso e del Golfo di Aden con valori fino a 16 mm/anno (Fig. 8).

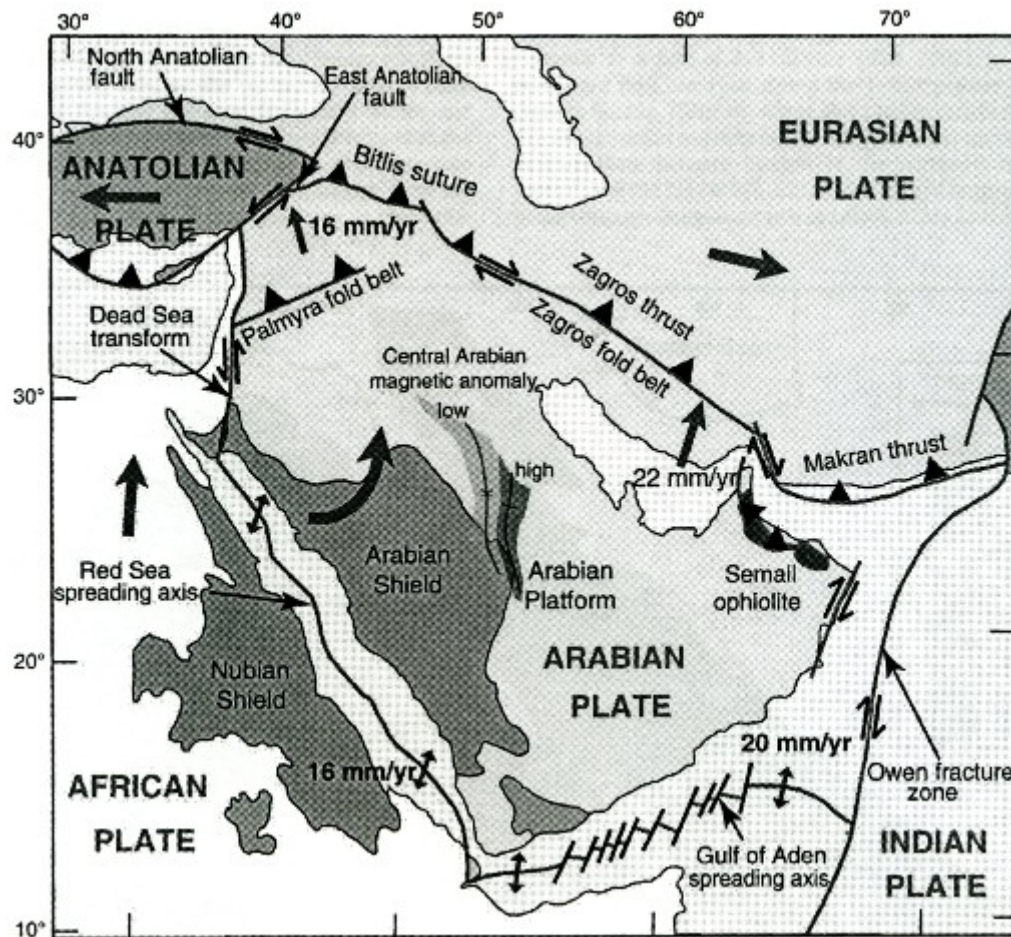


Fig. 8 – Schema semplificato della placca araba, con i vettori di direzione di spostamento e l'entità della velocità (*da Stern & Jhonson, 2008*).

3 – IL VULCANISMO CENOZOICO

Etiopia

Il vulcanismo in Etiopia ha inizio nel Tardo Eocene con l'eruzione della provincia magmatica Etiopia-Yemen (Trap series), presso la giunzione tripla Mar Rosso – Golfo di Aden – Est Africa. L'intensa attività vulcanica, principalmente rappresentata da eruzioni basaltiche, ha portato alla formazione di una pila di strati con spessori tipicamente compresi tra 500 e 1500 metri, che localmente possono raggiungere anche i 3000 metri (Mohr *et al.*, 1988). L'area totale coperta da queste rocce vulcaniche è stimata intorno ai 600000 Km², e prima dell'inizio dell'erosione non inferiore ai 750000 Km²; il volume eruttato è stato di circa 300000 Km³ (Mohr, 1983). Circa il 90% di questo materiale costituisce i plateaus etiopico e somalo, il restante 10% il plateau yemenita (Coulié *et al.*, 2003). Questo evento vulcanico è stato caratterizzato dall'eruzione di colate laviche tholeiitiche, le quali caratteristiche magmatiche variano nelle differenti zone dei plateaus (Kieffer *et al.*, 2004). Tra le colate di lave basaltiche, particolarmente nella parte superiore, sono presenti livelli a rocce piroclastiche e rioliti, e molto raramente, rocce di composizione trachitica. L'eruzione è avvenuta tramite sistemi fissurali, già presenti dal paleozoico, ove il sistema crostale era più debole e di minor spessore, in tempi molto brevi, anche ad intervalli minori di 5 milioni di anni. L'evento maggiore è avvenuto tra i 31 e i 28 Ma (Baker *et al.*, 1996; Hoffman *et al.*, 1997; Pik *et al.*, 1998; Ukstins *et al.*, 2002; Coulié *et al.*, 2003), concomitante all'inizio del rift continentale nel sistema Mar Rosso-Golfo di Aden a partire dai 29 m.a. (Wolfenden *et al.*, 2005), e antecedente alla fase principale del MER. Tuttavia piccole quantità di materiale eruttato sono state riportate anche prima dell'evento principale, circa 45 Ma in Etiopia meridionale, nella zona del Broadly rift, dove avviene la separazione tra MER e il rift del Kenya (Davidson *et al.*, 1980; Ebinger *et al.*, 1993; George *et al.*, 1998). Immediatamente dopo il picco dell'attività vulcanica sopra descritta, diversi vulcani a scudo si sono sviluppati dai 30 ai 10 Ma sulla superficie del plateau etiopico settentrionale. (Kieffer *et al.*, 2004). Conseguenza di questo è stata la formazione di alcuni rilievi sopra i plateaus come il monte Simien o il monte Choke, entrambi oltre i 4000 metri di quota. La presenza di questi vulcani a scudo, spesso con un'evoluzione spazio-temporale del vulcanismo molto più complessa e con la presenza di prodotti piroclastici felsici, differenzia la LIP (Large Igneous Province) etiopica dalle tipiche provincie magmatiche basiche continentali, come ad esempio il Deccan, caratterizzate semplicemente da distese di basalti tholeiitici. Il plateau basaltico etiopico è

stato associato all'attività di uno o due plumes di mantello, rispettivamente il plume dell'Afar e il plume est africano o keniano, sotto la litosfera della placca africana. Inoltre, alcuni autori suggeriscono che le colate basaltiche eruttate in Etiopia possano essere il risultato di un sistema multiplo di plumes con origine da un'unica sorgente termica nel mantello, chiamata anche superplume africano (*Furman et al., 2006; Meshesha, 2008*). La grande eterogeneità dei prodotti eruttati rispecchia l'eterogeneità in profondità sia in termini di temperatura sia di composizione. L'assottigliamento litosferico e i movimenti tettonici puramente estensionali hanno permesso la formazione e la risalita di grandi quantitativi di magma, responsabili della formazione della LIP est africana (*Mulugeta et al., 2007*).

Il plateau etiopico e anche la parte somala costituiscono una buona porzione della zona chiamata "African Superwell". Si tratta di un'estesa regione caratterizzata da una quota topografica molto elevata, rispetto alle aree circostanti. È il risultato di un rapido sollevamento avvenuto nel Terziario: in Etiopia infatti il plateau ha subito un sollevamento di oltre 2 Km a partire da circa 30 Ma (*Pik et al., 2003*). Questo sollevamento è in parte coevo sia all'eruzione delle colate basaltiche costituenti il plateau sia alla rottura litosferica e i successivi eventi di rift. Per quanto riguarda una datazione precisa dei primi eventi tettonici, basandosi su dati termocronologici e analisi morfologiche basate sul tasso di erosione e drenaggio nel bacino del Nilo Azzurro, si ritiene che l'erosione stessa sia iniziata già attorno ai 29 Ma e che quindi l'incipit del sollevamento sia avvenuto prima, cioè almeno attorno ai 30 Ma (*Pik et al., 2003; Pik et al., 2008*), precedendo poi gli eventi riguardanti la separazione Africa-Arabia. Seguendo questa interpretazione, la morfologia dell'attuale scarpata che separa la depressione dell'Afar e il plateau è il risultato del collasso dell'area dell'Afar dalla stessa regione elevata, a partire circa dai 20 Ma. Grazie inoltre all'interpretazione e allo studio dei comportamenti morfo-fluviali del Nilo Azzurro, è possibile dividere il sollevamento tettonico in tre fasi ben distinte:

- Fase 1: lento sollevamento 29-10 Ma.
- Fase 2: piccolo incremento della velocità di sollevamento attorno ai 10 Ma.
- Fase 3: ulteriore e importantissimo incremento della velocità attorno ai 6 Ma.

In accordo con questo modello si ritiene che la maggior parte dei 2 Km circa di sollevamento siano avvenuti soprattutto nell'ultima fase dove la velocità di sollevamento era molto più elevata rispetto alle due fasi precedenti (*Mohr, 1967; Baker et al., 1972*).

Ciò che in gran parte ha contribuito alla creazione del plateau sia in termini topografici sia vulcano-tettonici sono stati la presenza di una forte anomalia termica (plume) e in larga parte anche le modificazioni crostali dovute al magmatismo e al vulcanismo (*Gani et al., 2007*). In particolare l'alterazione termica crostale e del mantello litosferico indotte dalla presenza del plume mantellico, e la deposizione di circa 2 km di materiale basaltico.

La storia del rifting africano non può semplicemente essere descritta come un classico rift passivo, dove gli eventi di stress estensionale locali sono conseguenza di un sistema di stress a scala regionale (movimenti relativi delle placche litosferiche). In questo meccanismo la risalita di magmi dall'astenosfera, e il "rigonfiamento" della litosfera rispondono a condizioni termiche-dinamiche anomale, dovute a un plume di mantello alla base della litosfera (*Ebinger et al., 1989; Pik et al., 2006*). Analisi geochimiche dei basalti di rift, dei gas vulcanici e dei flussi geotermici sono coerenti con la presenza di quest'anomalia termica (*Shilling et al., 1992; Hart et al., 1989*). Inizialmente non si pensava ad un plume singolo, ma da un insieme di plume più piccoli, i quali erano originati da una forte anomalia termica che caratterizzava il Corno d'Africa. Oggi attraverso modelli geofisici si ritiene che il plume sia unico, o al massimo formato da due componenti (*George et al., 1998*). Probabilmente la posizione iniziale del plume rispetto alla placca africana non era quella odierna, considerando anche il movimento relativo di tale placca rispetto al mantello astenosferico; questo spiegherebbe la distribuzione e la tempistica del magmatismo del rift est africano. Infatti i basalti di età più antica della regione sud-etioptica rappresenterebbero la prima manifestazione dell'anomalia termica. Studi di tomografia sismica indicano l'esistenza di un'anomalia a larga scala a dove la velocità delle onde sismiche è più bassa rispetto al normale.

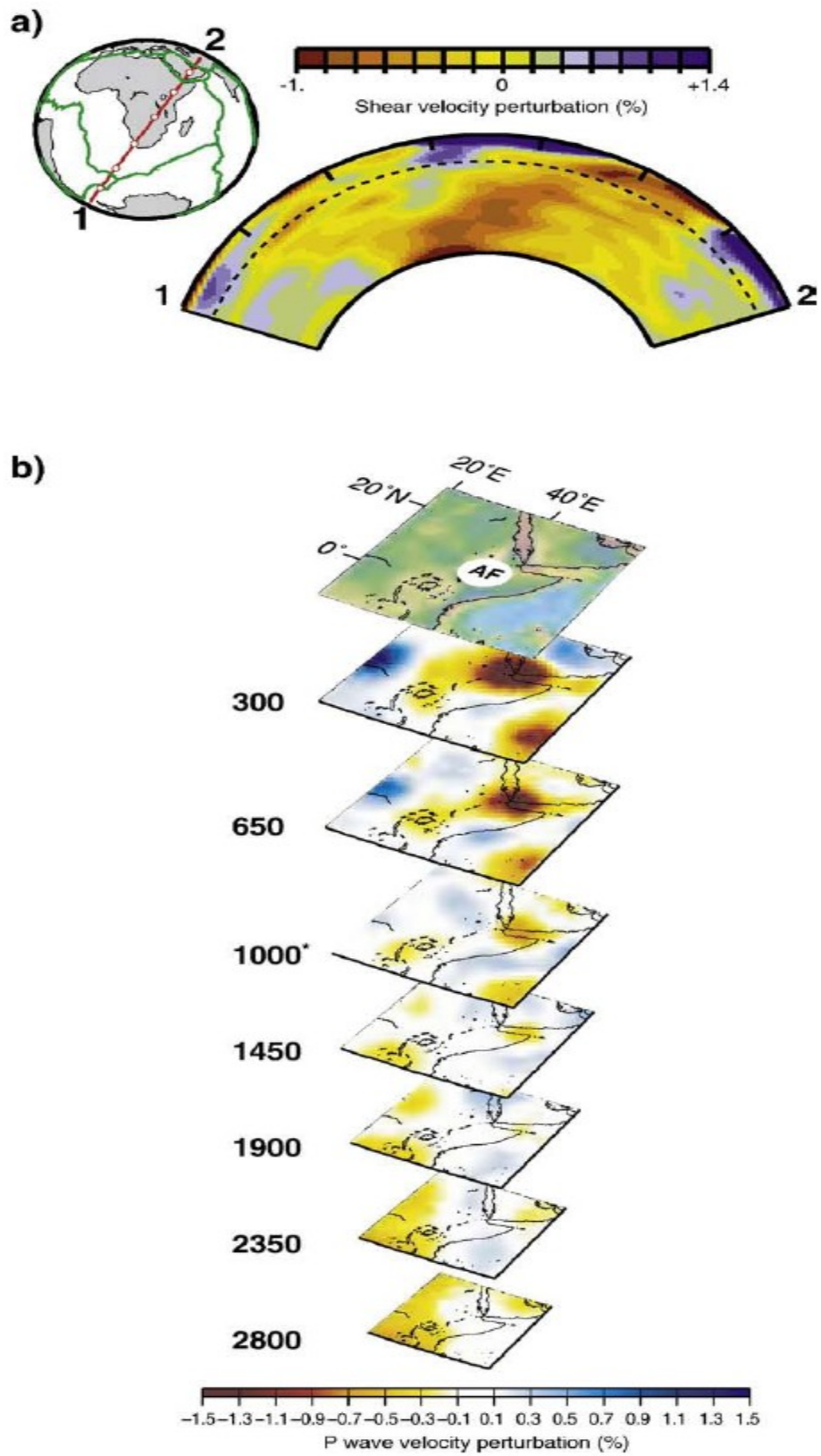


Fig. 9 (da Corti, 2009) – a) Sezione del mantello con individuazione delle anomalie di velocità delle onde sismiche; b) ricostruzione tridimensionale dell'estensione del plume dell'Afar.

Yemen

Durante il Cenozoico, l'inizio del vulcanismo di questa zona è dovuto al rigonfiamento astenosferico afro-arabico e alla successiva formazione di un Punto Triplo (Afar), interessando un'area di circa 45.000 km² nello Yemen sud-occidentale. In accordo con le datazioni isotopiche K-Ar di *Chiesa et al. (1989)* e *Civetta et al. (1978)* le rocce ignee terziarie sono di età compresa tra i 31 e i 29 milioni di anni (*Baker et al., 1996*). Questo plateau è dominato da basalti toleitici, e da rocce vulcaniche riolitiche peralcaline. *Chiesa et al. (1983)* divide l'intera provincia vulcanica in due parti, quella settentrionale e quella meridionale, rispetto alla linea tettonica Wadi Zabid – Dhamar. La parte meridionale è composta soprattutto da rocce basaltiche formatesi durante l'attività vulcanica del Miocene inferiore (23-19 Ma). Al contrario, la parte settentrionale è composta da rocce vulcaniche femiche oligoceniche (26-30 Ma). Sono presenti inoltre voluminose masse granitiche anch'esse formatesi nell'Oligocene e nel Miocene inferiore (*Civetta et al., 1978* – *Capaldi et al., 1987*), contemporanee ai numerosi dicchi basaltici orientati secondo la direzione nord-ovest sud-est, concentrati nella parte occidentale dello Yemen, parallelamente alla costa del Mar Rosso (*Capaldi et al., 1987; Manetti et al., 1991; Mohr et al., 1991*). Il Plateau dello Yemen presenta uno spessore che varia dai 2000m nella parte occidentale e centrale fino alle poche decine di metri nella parte orientale. L'attività femica consiste in basalti, e casualmente in andesiti leggermente differenziate. L'associazione mineralogica comprende olivine, plagioclasti, clinopirosseni titaniferi, magnetite e alle volte ilmenite. Posteriormente al plateau si sono formati tre complessi vulcanici di età plio-quadernaria: Sana'a-Amran, Dhamar-Rada, e Marib-Sirwah (*Geukens, 1966*). Nell'area Dhamar-Rada le rocce vulcaniche giacciono direttamente sopra il plateau. Nelle altre due aree dove il plateau è assente, il materiale vulcanico plio-pleistocenico è presente sopra le sequenze sedimentarie e il basamento pre-cambriano. Questi tre centri sono dominati da basalti alcalini, con direzione di distribuzione est-ovest, perpendicolare al rift del Mar Rosso. Nella sequenza di plateau si trovano anche rocce riolitiche create da eruzioni ignimbriche. Queste sono più frequenti nella parte superiore della serie soprattutto nello Yemen settentrionale. Lo spessore massimo di queste ignimbriti è di 300m, osservate nella provincia di Sana'a, e consistono in livelli sub-orizzontali, con leggera immersione in direzione sud. Si tratta di un'alternanza di ignimbriti rosse e verdi, con uno spessore massimo di 10m per ogni unità, con assenza di variazioni laterali e verticali. Il grado di porfiricità varia dal 3 al 15 %. All'interno delle rioliti i minerali più abbondanti sono feldspati alcalini e plagioclasti, alcuni zonati e idiomorfi, ma è possibile inoltre trovare

alcuni cristalli di quarzo e, in alcuni livelli, clinopiroseni alcalini. La serie di plateau è stata intrusa da due grandi masse di alcali graniti (il granito di Taizz e il granito di Al Hoddayda), nella parte nord-occidentale della zona vulcanica. All'interno di questi troviamo microclini, anfiboli sodici, piccoli cristalli di quarzo e occasionalmente pirosseni sodici. I suddetti graniti sono molto simili per paragenesi ai corpi granitici alcalini presenti nel Corno di Afar descritti da *Barberi et al. (1972)* e *Civetta et al. (1975)*, e questo può comportare un'ulteriore analogia tra la parte di rift yemenita e quella etiopica. All'interno del plateau sono presenti inoltre alcuni dicchi di differente composizione. Essi testimoniano un carattere distensivo continuo di questa regione tettonica. Infatti un sistema di faglie normali ha prodotto numerose strutture di horst e graben, con ulteriore tiltaggio dei blocchi (figura 10).

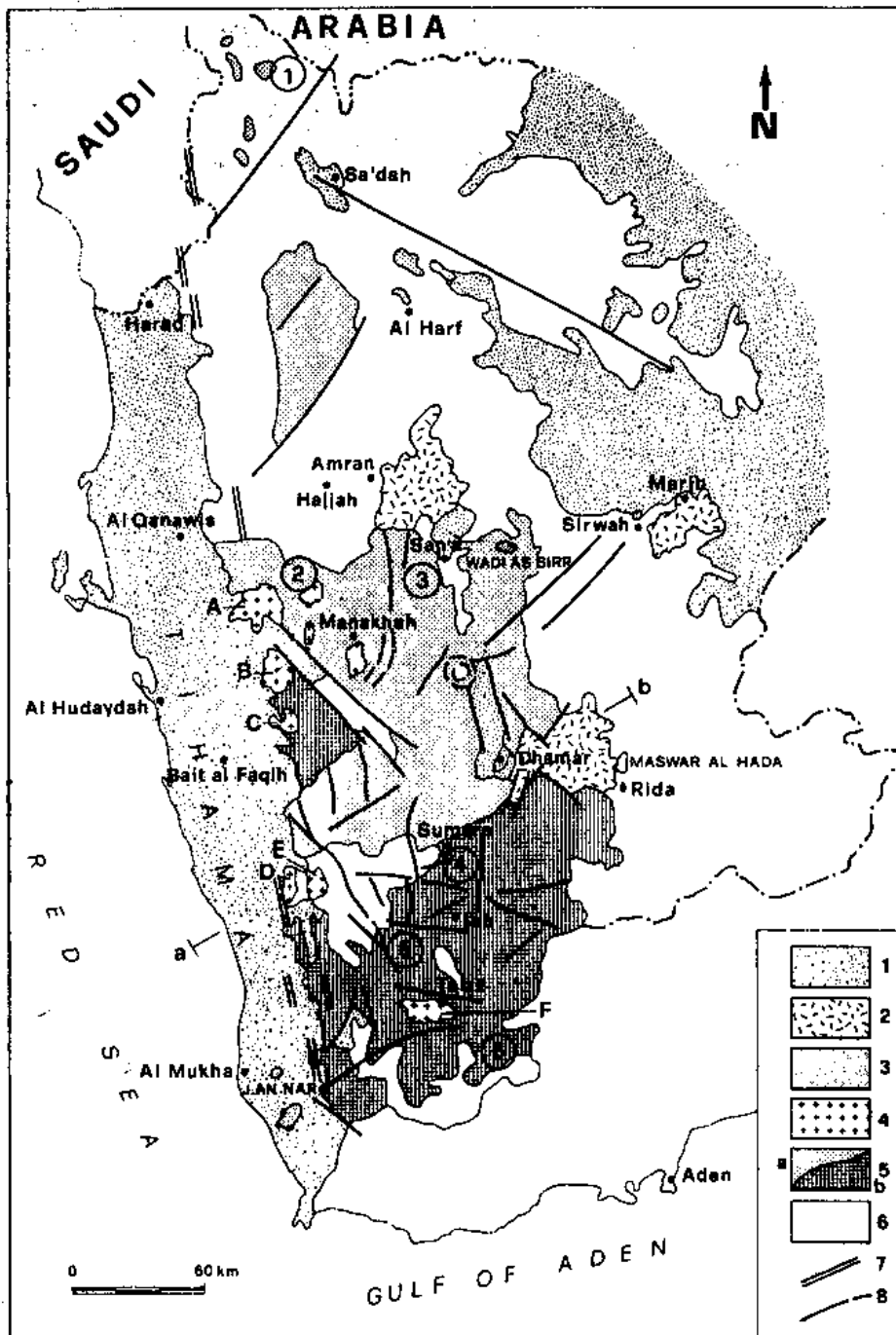


Fig. 10 – Mappa geologica semplificata dello Yemen centro-settentrionale che mostra il sistema principale di faglie e la distribuzione delle rocce magmatiche da oligoceniche a quaternarie (da Capaldi et al., 1986).

- | | |
|--|---|
| 1 – Sedimenti quaternari | 5 – Yemen Trap Series (Plateau vulcanico) |
| 2 – Materiale vulcanico Plio-quaternario | a: primo ciclo femico – b: secondo ciclo |
| 3 – Materiale vulcanico Miocene antico | 6 – Pre-Trap Series |
| 4 – Graniti Oligo-miocenici | 7 – Dicchi basaltici di Tihama |
| | 8 – Sistema principale di faglie |

4 – IL SIGNIFICATO TETTONO-MAGMATICO DEL PLATEAU BASALTICO ETIOPICO-YEMENITA

Un aspetto molto importante dei plateaus basaltici continentali (CFB) è la loro relazione con il plume di mantello sottostante da cui si sono generati, attraverso lo studio delle caratteristiche chimico-composizionali delle colate basaltiche, e il chimismo mantellico. In definitiva, soprattutto per la LIP est africana, le caratteristiche petrologiche e chimico-fisiche della sorgente mantellica, la quale ha generato i CFB in questione con particolari caratteristiche geochemiche. La grande importanza che ha avuto lo studio delle lave basaltiche del plateau etiopico è in parte legata al loro elevato contenuto in TiO_2 (fino al 6% wt%), il quale rappresenta, unitamente ad altri caratteri geochemici peculiari di questi magmi, un carattere genetico essenziale per la descrizione e la classificazione dei campioni raccolti. Infatti il sistema di rift est africano, rispetto a tutti gli altri sistemi tettono-magmatici con creazione di plateau basaltici di età terziaria, è di particolare interesse proprio per questa caratteristica (*Beccaluva et al., 2007; Beccaluva et al., 2009; Pik et al., 1998; Pik et al., 1999*). L'area di studio corrisponde alla regione dove è avvenuto il break-up afro-arabico dal quale si sono generati il Mar Rosso, il Golfo di Aden e il MER, il tutto centrato nel punto denominato “triplo punto dell'Afar”, dove la possibile esistenza di una grande anomalia termica nel mantello astenosferico è stata affermata anche da studi e dati geofici (*Hofmann et al., 1997*). L'area di età Oligocenica comprendente la parte settentrionale etiopica e la parte sud-occidentale dello Yemen ha costruito un importante laboratorio per lo studio di lave basaltiche e picritiche, che attraverso il loro variabile contenuto in titanio sono state classificate come basalti tholeiitici LT (Low Ti) ed HT1 (High Ti), basalti transizionali e picriti HT2 (Very high Ti). Questi prodotti vulcanici sono stati eruttati in un ben definito periodo (Oligocene), e sono stati seguiti da basalti alcalini relativamente più giovani, talora contenenti xenoliti mantellici. La suddivisione in lave LT, lave HT1 e lave HT2 non descrive differenti momenti eruttivi all'interno di un unico grande evento, bensì differente chimismo a livello spaziale dalle sorgenti di mantello. Infatti il plateau nord-occidentale può essere suddiviso in due distinte sotto province: la porzione nord occidentale caratterizzata da unicamente basalti a basso contenuto in titanio LT, la parte sud-orientale caratterizzata da basalti HT. Lo spessore di queste lave in questa parte del plateau passa dai 2000m nella zona meridionale ai 1000m circa andando verso N. All'interno di questa porzione di plateau principalmente contraddistinta dalla presenza di basalti tholeiitici HT1 affiora un'area sub ellittica, centrata nell'area di Lalibela e delimitata

ad est dalla scarpata principale della rift, caratterizzata da basalti HT1 e da basalti transizionali e picriti HT2.

Alcuni autori hanno inoltre studiato anche il plateau yemenita, dandone una precisa caratterizzazione petrografica e petrochimica (*Beccaluva et al., 2009; Manetti et al., 1991; Baker et al., 1996*). Dalle analisi effettuate è risultato che questo plateau, che vanta spessori molto simili a quelli dei plateaus etiopico e somalo, presenta lave basaltiche di età pressoché identiche e simili caratteri petrografici e geochimici incluso l'elevato contenuto in titanio. Basandosi su quest'anomalia geochimica anche il plateau dello Yemen è stato suddiviso in due sotto province magmatiche. Mantenendo la classificazione proposta da *Pik et al. nel 1998 e nel 1999, e da Beccaluva et al., nel 2009*, si può notare come la parte più settentrionale sia caratterizzata da basalti HT1 ma soprattutto da basalti e picriti HT2, mentre la parte centro-meridionale risulta composta unicamente da lave basaltiche ricche in TiO_2 , cioè HT1 (Fig. 11).

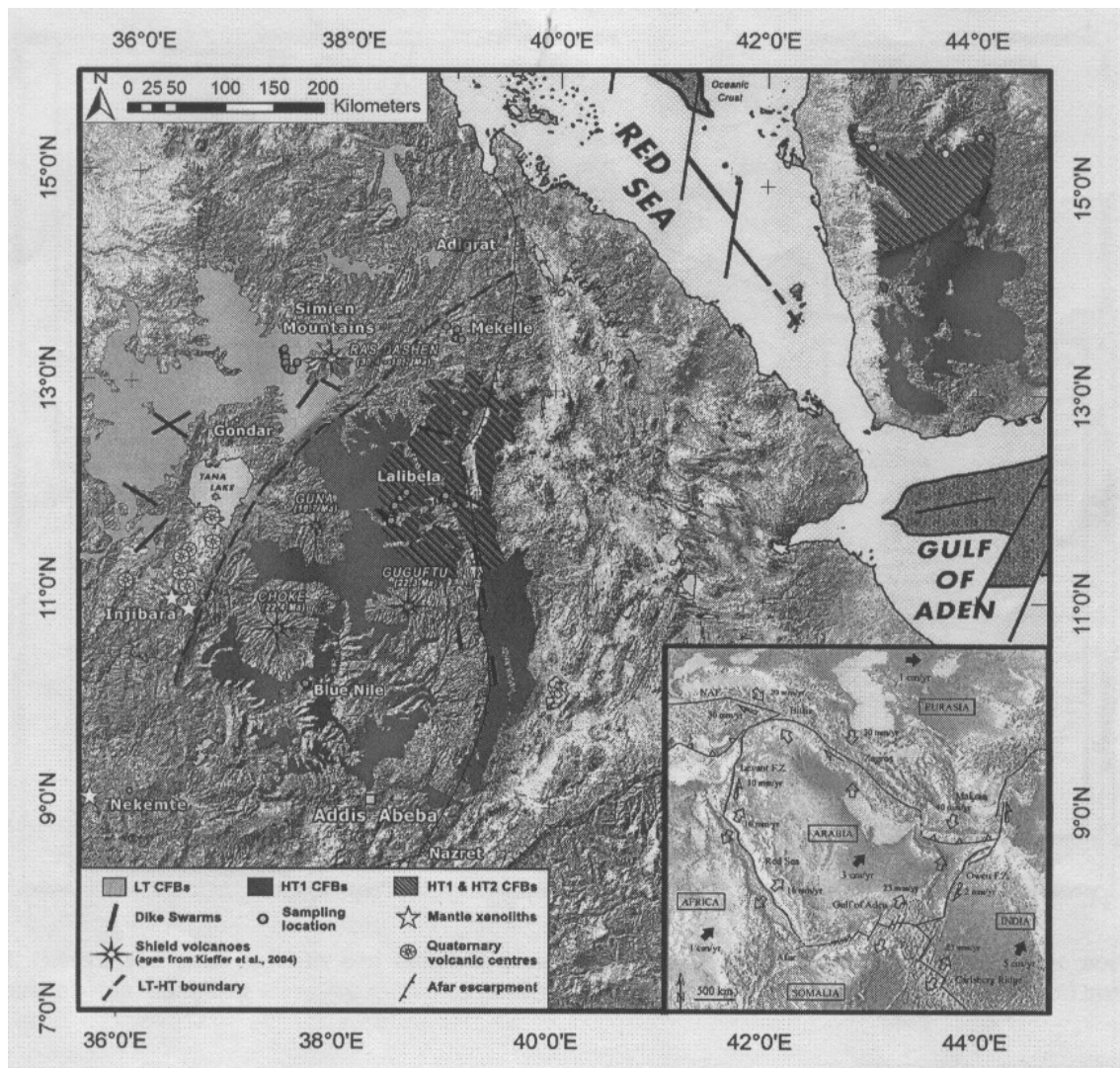


Fig. 11 – Schema geologico e zoneografia dei CFB del plateau etiopico – yemenita
(da Beccaluva et al., 2009).

5 – VULCANISMO PLIO-QUATERNARIO E XENOLITI DI MANTELLO NELLA PROVINCIA ETIOPICO-YEMENITA

Vulcanismo

Se la formazione del Plateau etiopico-yemenita si può considerare come la prima fase vulcanica dell'area Etiopia-Yemen di età Oligocenica, successivamente ad essa ci furono altre due fasi di età miocenica-quadernaria altrettanto importanti.

In Etiopia, la seconda fase, mio-pliocenica, presenta un cambiamento importante nelle modalità eruttive e nella composizione dei magmi, con formazione di vulcani a scudo al di fuori o sovrimposti al plateau, costituiti da basalti transizionali, alcalini, e da pochi prodotti evoluti di natura trachi-riolitica.

La terza ed ultima fase, di età plio-quadernaria, è quella più direttamente legata alla formazione del rift e porta in superficie prodotti a chimismo acido iperalcalino con subordinate quantità di basalti prevalentemente transizionali.

A questa fase appartengono anche numerosi centri vulcanici alcalini (coni di lave e scorie e diatremi) diffusi nella regione dentro e fuori l'area del plateau. È questo il caso dei centri alcalini di Injibara e Dedessa nell'Etiopia centro-occidentale, di Assab nei pressi del Mar Rosso e di Dillo, Mega e Megado nell'Etiopia Meridionale. Tutte queste vulcaniti basiche alcaline di età plio-quadernaria sono i principali responsabili del trasporto di xenoliti di mantello in superficie (*Beccaluva et al., 2011*).

In Yemen dal Pliocene al Pleistocene si formarono tre importanti centri vulcanici dopo la fine dell'attività Oligocenica di Plateau. Questi tre centri sono l'area vulcanica di Sana'a – Amran, quella di Dhamar – Rada ed infine quella di Marib – Sirwah (*Geukens, 1966*). Il centro vulcanico di Dhamar – Rada copre i basalti di plateau, al contrario gli altri due centri vulcanici poggiano direttamente sulle sequenze sedimentarie e sul basamento precambriano. Queste province magmatiche sono caratterizzate da basalti alcalini, distribuiti soprattutto lungo le faglie principali aventi direzione NW-SE, concorde con il rift medio del Mar Rosso.

Al di fuori del plateau dello Yemen sono presenti tre centri vulcanici nei quali i basalti alcalini hanno portato in superficie xenoliti di mantello. Più in dettaglio a Nord, oltre il confine con l'Arabia Saudita è presente il centro vulcanico di H. Al Birk. Rimanendo

invece in territorio yemenita, e spostandoci in direzione Est rispetto al plateau, si possono trovare i centri vulcanici alcalini quaternari di Ataq e Bir Ali, con presenza di xenoliti di mantello le cui popolazioni sono già state in parte studiate da alcuni autori (*Ali & Arai, 2007; Baker et al., 1998; Chazot et al., 1996*).

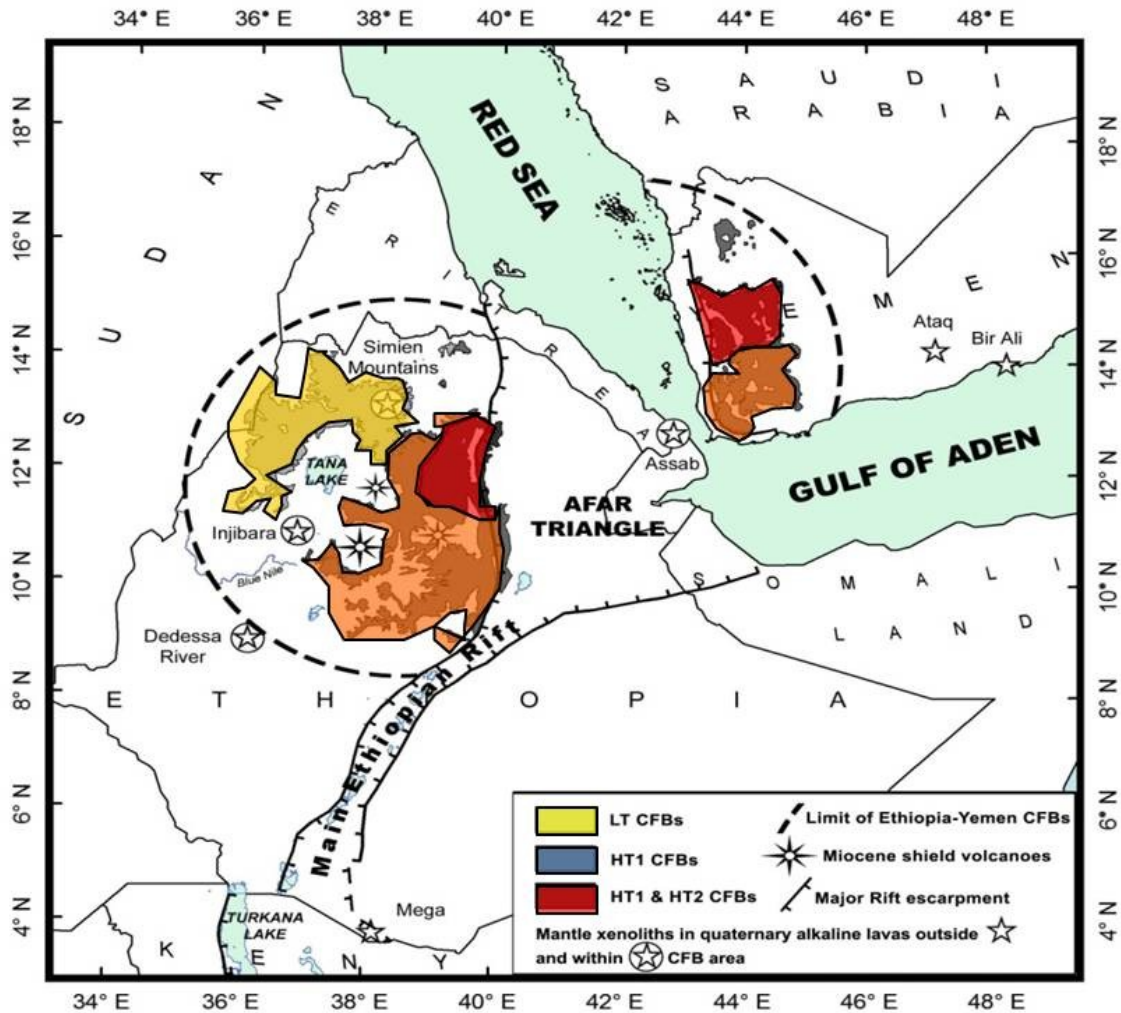


Fig. 12 – Schema geologico e zoneografia del plateau oligocenico etiopico-yemenita (LT – tholeiiti basse in titanio; HT1 – tholeiiti alte in titanio; HT2 – tholeiiti altissime in titanio). Sono riportati inoltre i centri vulcanici con presenza di xenoliti di mantello sia al di fuori che all'interno dell'area di plateau (*da Beccaluva et al., 2011*).

Xenoliti di mantello

Per quel che riguarda gli xenoliti di mantello, lo studio di questi, inclusi in lave alcaline plio-quadernarie in differenti aree dell'Etiopia, consente di raccogliere importanti informazioni sulla sezione di mantello sotto-continentale dell'area stessa. Alcuni di questi centri si trovano all'interno dei CFB (Continental Floods Basalt), come ad esempio Injibara, Gojam e Simien; altri invece nei pressi del bordo dell'area di plateau. È questo il caso delle zone di Dedessa e Wollega. Infine sono presenti centri vulcanici con xenoliti di mantello completamente al di fuori dei CFB, e distanti diverse centinaia di Km, in direzione sud nei pressi del confine con il Kenya. Dillo, Mega e Megado ne sono un esempio.

Lo studio di questi xenoliti di mantello è molto importante perché possono descrivere interazioni mantello – magmatismo oligocenico e fornire importanti informazioni sulla causa che ha portato alla formazione di questi grandi plateau basaltici, ossia il plume di mantello, che ha prodotto inarcamento della litosfera continentale con conseguente assottigliamento della stessa (*Bastow et al., 2011*). Inoltre lo studio degli xenoliti di mantello in aree esterne ai plateau può mostrare l'evoluzione geodinamica dei successivi fenomeni di rift continentale e la variazione dello spessore litosferico. Infine per poter comprendere gli agenti metasomatici e le variazioni composizionali del mantello direttamente o indirettamente connessi con il plume di mantello dell'Afar (*Corti, 2009*).

Le popolazioni già studiate da alcuni autori per la parte etiopica sono rappresentate soprattutto da lherzoliti a spinello, harzburgiti a spinello e websteriti a spinello-olivina a grana media per i siti di Injibara, Gojam e Dedessa, Wollega (*Beccaluva et al., 2011*), e lherzoliti a spinello a grana fine per il centro vulcanico di Simien (*Roger et al., 1999; Ayalew et al., 2009*).

Per le aree esterne invece al plateau, ad esempio per il sito di Mega, a circa 600 Km a sud del plateau, gli xenoliti all'interno delle lave alcaline plio-quadernarie sono, nella maggior parte dei casi, lherzoliti ed harzburgiti a spinello (*Beccaluva et al., 2011*). Simile situazione per Dillo e Megado. La maggioranza sono infatti lherzoliti e harzburgiti a spinello, ma nel primo caso sono presenti inoltre websteriti a spinello-olivina, nel secondo sono presenti anche alcune duniti (*Sisto, 2013*).

In Yemen sono due i siti principali di studio per quel che concerne gli xenoliti di mantello, ossia il distretto vulcanico di Ataq e il distretto vulcanico di Bir Ali. Diversi autori (*Chazot et al., 1996; Varne, 1970; Varne & Graham, 1971; Menzies and Murthy, 1980*) hanno classificato queste rocce come lherzoliti ed harzburgiti a spinello per il sito di Ataq.

Altri autori, per il distretto vulcanico di Bir Ali (*Ali & Arai, 2007*), oltre a lherzoliti ed harzburgiti a spinello, hanno riconosciuto anche duniti e alcuni esempi di werbsteriti a olivina-spinello a grana medio-fine.

6 – GLI XENOLITI DI BIR ALI

6.1 – IL CENTRO VULCANICO BALHAF – BIR ALI

Il centro vulcanico Balhaf – Bir Ali (Yemen – 48°00'10''E – 13°00'58''N), dal quale proviene la collezione di xenoliti di mantello oggetto di questa tesi, a 120 Km da Al-Mukalla e 160 Km da Ataq, è uno dei centri vulcanici di età pliocenica nel territorio dello Yemen. Quest'area vulcanica costituisce una parte della grande area vulcanica di Aden, d'età compresa tra i 10 e 5 Ma (*Mallick et al. 1990*). Più in generale, in Yemen sono presenti quattro grandi centri vulcanici d'età Plio-quadernaria:

- Sana'a-Amran (centro di Hamdan);
- Dhamar-Rada'a;
- Marib-Sirwah;
- Balhaf-Bir Ali.

In totale queste aree coprono una superficie di 2500 Km².

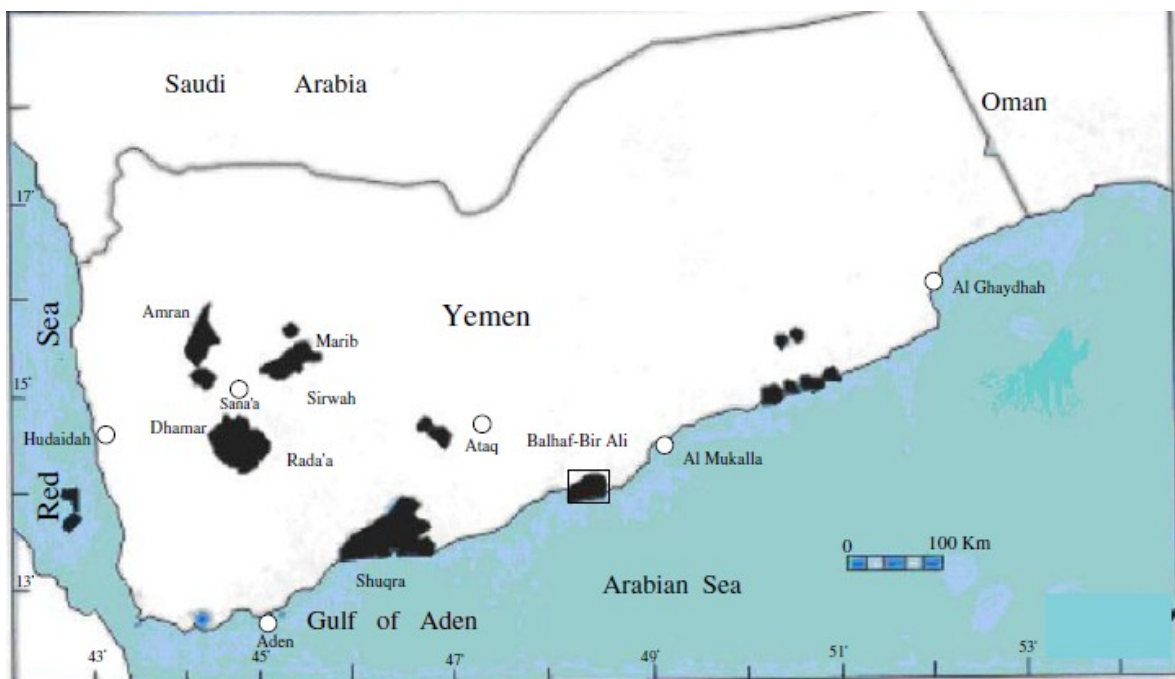


Fig. 13 – (da Heikal et al, 2012) Distribuzione dei centri vulcanici di età Plio-Quadernaria dello Yemen.

L'area di studio dalla quale sono stati raccolti gli xenoliti, oggetto di questa tesi, (nel quadretto in Fig.14) incorpora una buona varietà di componenti vulcanici e sedimentari che coprono un'area di circa 950 Km², di questa le lave basaltiche ne coprono circa 500. Questo centro vulcanico può essere diviso in due parti: l'area di Balhaf e l'area di Bir Ali. L'area di Balhaf, vicino al mare Arabico, copre una superficie di 120 Km², ed è composta da lave basaltiche con tessitura vescicolare, coni di cenere e coni di scorie, che coprono la successione sedimentaria di Shihir d'età Oligo-Miocenica (*Beydoun, 1964*). Sono stati riconosciuti anche prodotti vulcanici come lapilli accrezionali e bombe. Inoltre sono stati descritti anche brandelli di lave basaltiche scoriacee nell'area pede-vulcanica all'interno dei detriti vulcanici. La maggior parte dei flussi lavici studiati presenta una serie di faglie con direzione ENE, NE e NW. Inoltre sono state riconosciute importanti zone di shear con direzione ENE, NE in tutta l'area tra Balhaf e Bir Ali. Questo ha portato ad un'intensa fatturazione delle rocce vulcaniche, soprattutto nella parte più superficiale delle colate laviche.

Dall'altra parte, l'area di Bir Ali, è caratterizzata da numerosi coni di cenere e scorie, di differenti dimensioni ed altezze. Essi coprono un'area di 380 Km², e consistono in lave da basaltiche a trachitiche, in combinazione con rocce piroclastiche a tufi e ceneri. Inoltre tutte le valli circostanti i coni, sono ricoperte da prodotti vulcanici di caduta, e nelle aree più vicine alla costa, le colate mostrano tipiche strutture quali superficie scoriacea e strutture a pillow. Tali lave vulcaniche, in particolare i trachi-basalti ad affinità sodica, contengono numerosi xenoliti di mantello.

Il diatrema di Karif Sharwan, ben preservato, fa parte di questo centro vulcanico e dista 4 Km dalla città di Bir Ali. Con una quota massima di 153 m sul livello del mare, questo cratere, che copre una superficie di circa 800 m², oggi è infiltrato e riempito dall'acqua di mare proveniente dal Mar Arabico. Le pareti strutturali sono composte da scorie basaltiche intervallate a tufi trachitici, cementate oggi da materiali calcarei. L'inclinazione delle pareti varia dai 10 ai 25 gradi. Ai piedi della struttura tra i materiali eruttati si possono trovare anche basalti a olivina e gli xenoliti ultrafemici oggetto di questa tesi. Sfortunatamente tutti gli altri coni e strutture vulcaniche sono stati parzialmente o totalmente distrutti dalla fuoriuscita della lava o dall'attività esplosiva. In taluni casi, i flussi lavici hanno percorso distanze importanti, anche fino a 40 Km.

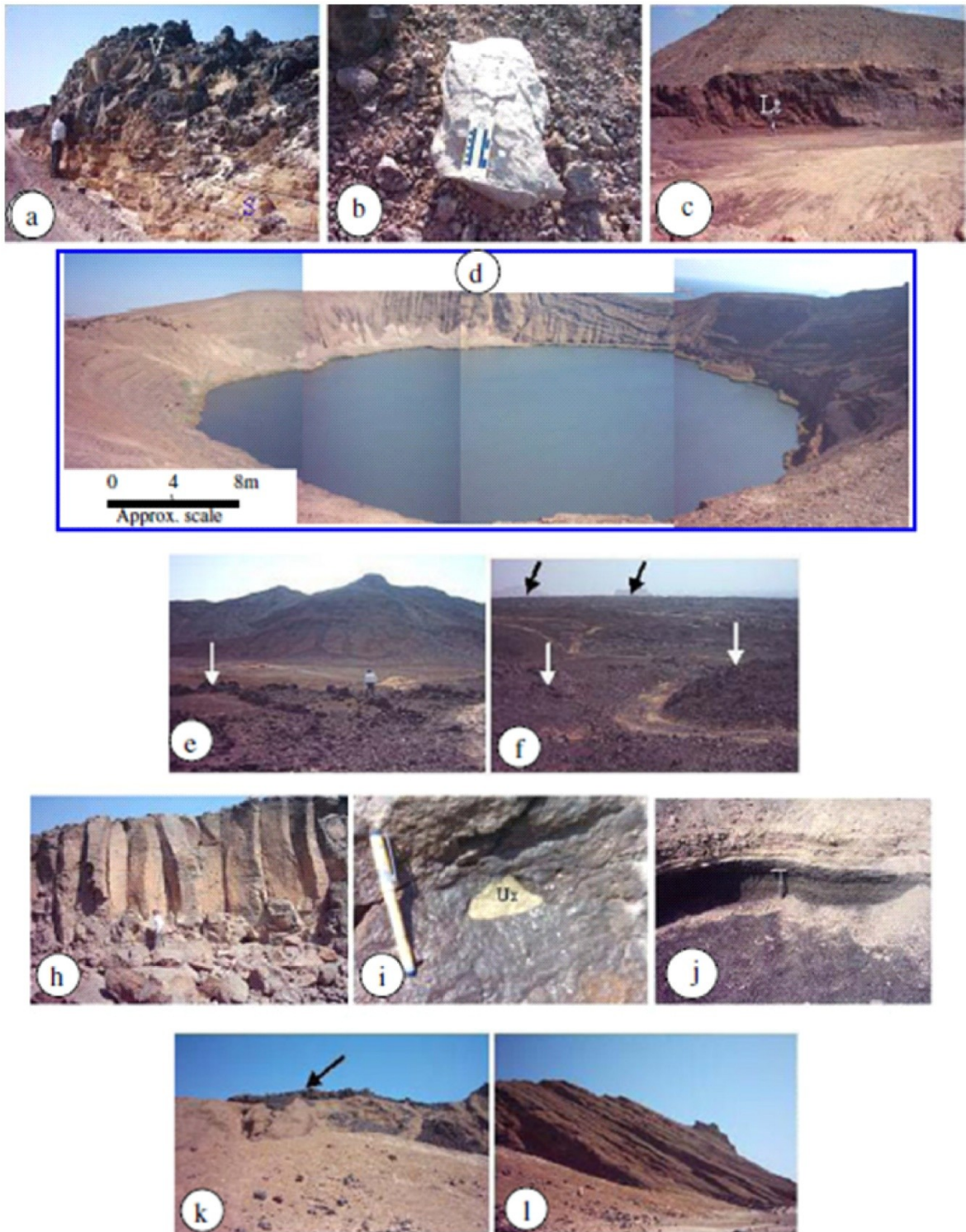


Fig. 14 – (da Heikal et al, 2012) A – Una colata scoriacea basica al di sopra della serie sedimentaria di Shiher, area di Balhaf; B – Esempio di bomba vulcanica da un cono di scorie, area di Balhaf; C – Esempio di un intenso fenomeno di laterizzazione del materiale vulcanico eruttato; D – Panoramica del lago all'interno del diatrema Karif Shawran, 4 Km a est di Bir Ali; E – Top di una lava scoriacea presso Bir Ali; F – Esempio di un deposito colluviale di materiale lavico scoriaceo tra Balhaf e Bir Ali; H – Tipica sezione di basalti colonnari; I – Xenolite ultrafemico incluso in una colata lavica; J – Esempio di un deposito di tufo all'interno della successione piroclastica primaria; K – Lava scoriacea basaltica al di sopra di depositi tufacei trachitici; L – struttura laterale di un cono di scorie con inclinazione fino a 25°.

6.2 - CARATTERI PETROCHIMICI DEGLI XENOLITI DI BIR ALI – ANALISI DEGLI ELEMENTI MAGGIORI

Gli xenoliti di mantello oggetto di questa tesi sono stati raccolti presso la località di Bir Ali – Yemen (Lat. 14°01'28''N – Long. 48°20'48''E) all'interno del diatrema principale. Essi, di dimensioni variabili, da centimetriche a decimetriche, sono inclusi in vulcaniti basaltiche alcaline. La campionatura comprende 61 campioni, dai quali è stata ricavata la sezione sottile e la polvere per l'analisi in fluorescenza a raggi X presso il Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Già dall'analisi macroscopica è stato possibile individuare la paragenesi primaria, la quale è composta da Olivina, Clinopirosseno, Ortopirosseno e per quanto riguarda la fase alluminifera, da Spinello. Grazie alle analisi degli elementi maggiori e di Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Rb, Sr, Ba, Nb, Zr e Y su roccia totale (i valori degli ossidi ottenuti sono stati poi corretti considerando la L.O.I – Loss on ignition, che è quasi sempre risultata pari a 0) è stato possibile effettuare una prima classificazione mineralogica basata sul contenuto normativo (norma CIPW – *Niu, 1997*) delle tre fasi silicatiche contenute nelle peridotiti (Olivina, Clinopirosseno e Ortopirosseno), dalla quale si evince che la campionatura risulta molto varia. In particolare essa è composta da 10 duniti, 6 harzburgiti, 35 lherzoliti, 5 olivin-websteriti e 5 websteriti (Fig. 15). Il numero di magnesio (Mg#) è molto variabile, più precisamente nelle lherzoliti varia da 0,87 a 0,91 (con l'eccezione del campione BA32 che presenta il valore 0,86), nelle duniti da 0,88 a 0,90, nelle harzburgiti da 0,87 a 0,91, nelle olivin-websteriti da 0,59 a 0,84 e nelle websteriti da 0,70 a 0,83 (tabelle dati in appendice). Come evidenziato dai diagrammi di variazione (Fig. 16), i quali mettono in relazione gli ossidi degli elementi maggiori con il contenuto in magnesio, le composizioni peridotitiche sono compatibili con trend di impoverimento per fusione parziale crescente dalle lherzoliti alle harzburgiti/duniti. Nei diagrammi Al_2O_3 vs MgO e CaO vs MgO si evidenzia nettamente la sovrapposizione con i campi delle peridotiti abissali e con i trend di fusione parziale (linee tratteggiate). Anche i diagrammi di variazione degli elementi in tracce più "compatibili", Ni vs MgO, V vs MgO, Ni vs Co e V vs Ni, descrivono un ottimo trend d'allineamento di tutti i campioni, suggerendo la possibilità che questi possano indicare un unico trend di fusione parziale, per le peridotiti (fig. 17).

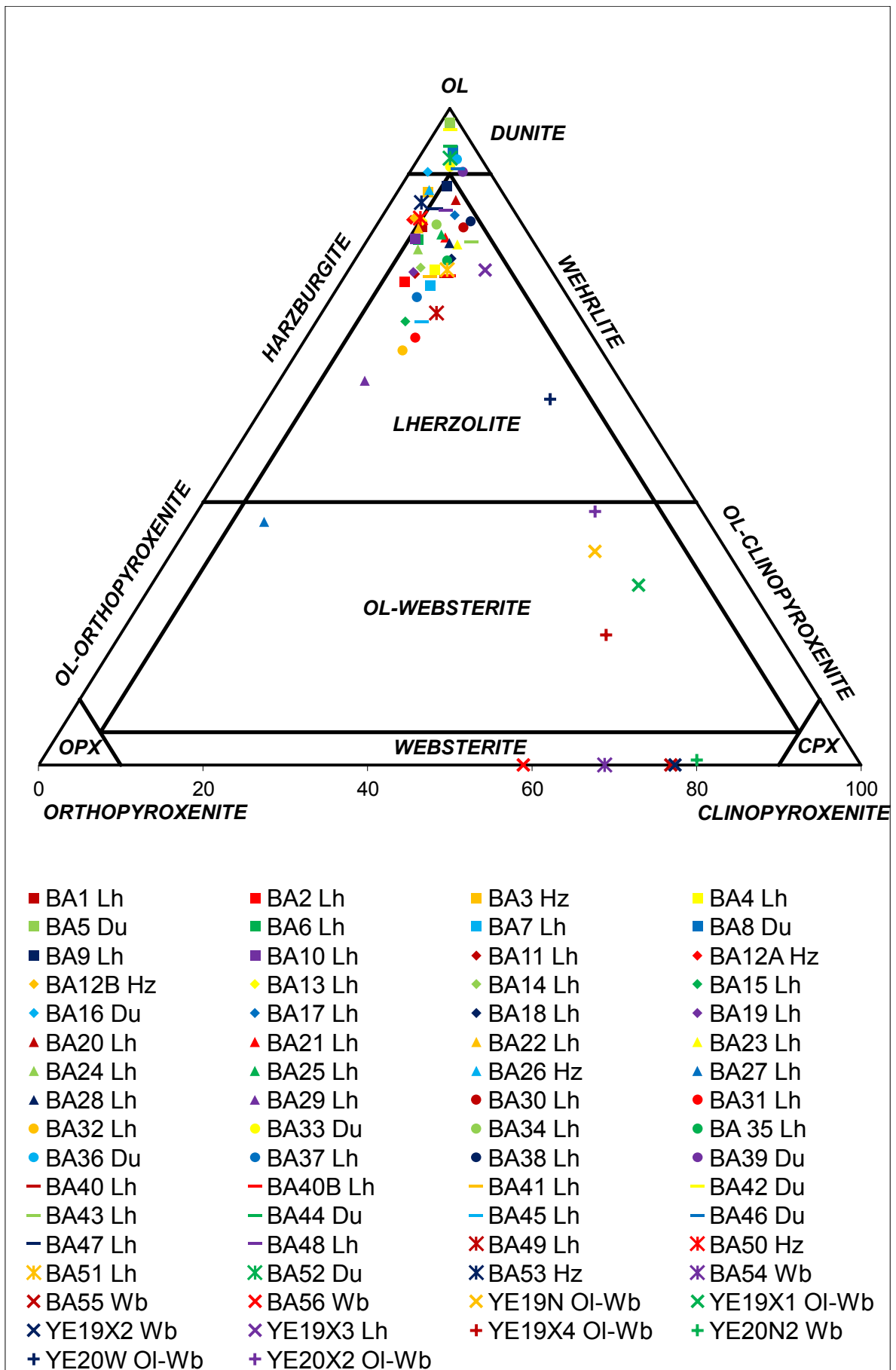


Fig. 15 – Diagramma Classificativo Ol – Opx – Cpx per gli xenoliti del sito di Bir Ali.

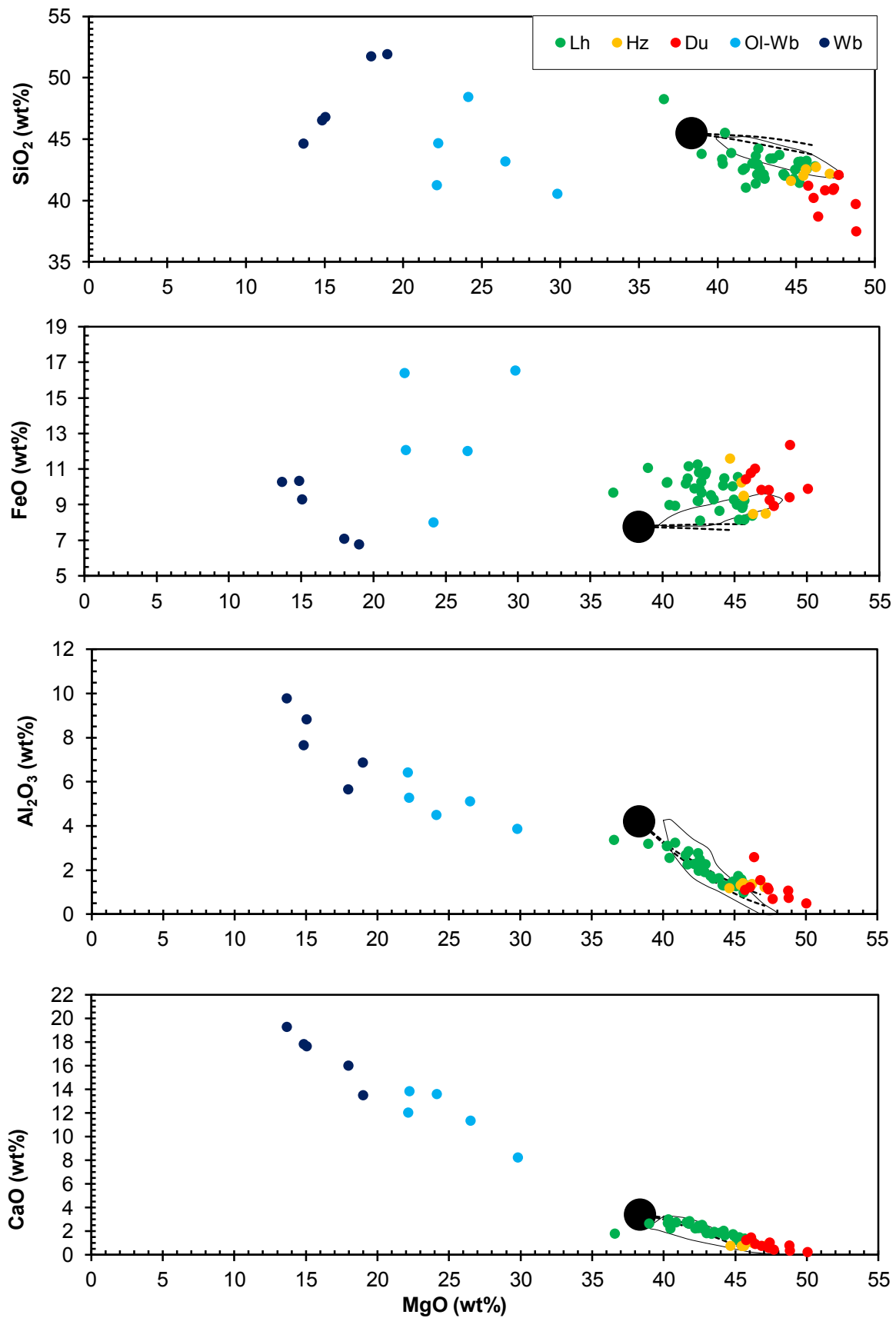


Fig. 16 – Diagrammi di variazione degli elementi maggiori vs MgO degli xenoliti di Bir Ali. I campi delle peridotiti abissali (linea continua), dei trend di fusione parziale (linee tratteggiate) e della composizione del mantello primordiale (cerchio nero) sono stati ricavati da *Niu, 1997*.

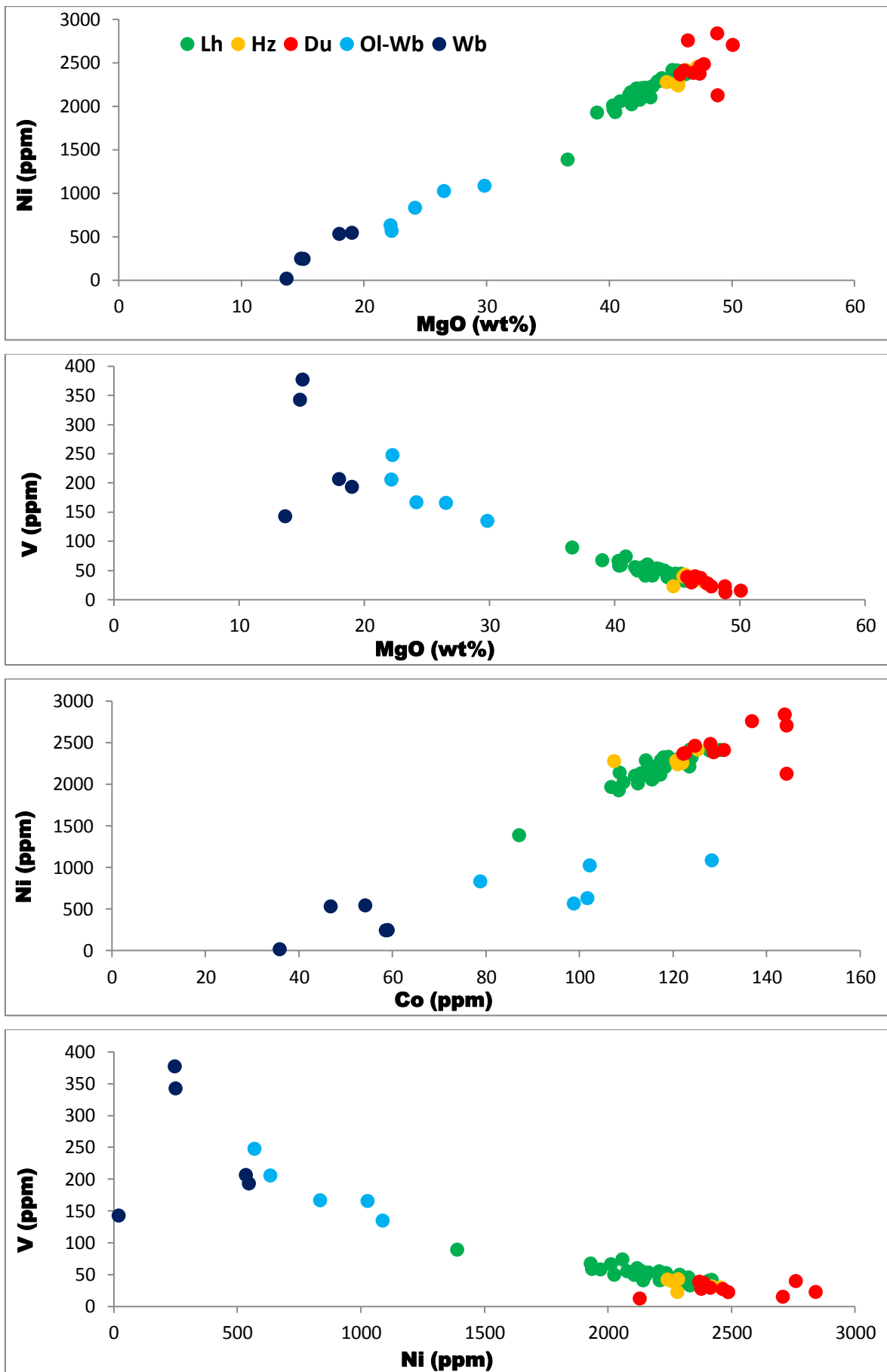


Fig. 17 – Diagrammi di variazione di elementi in tracce degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

La classificazione mineralogica basata sul contenuto normativo (*norma CIPW secondo Niu, 1997*) delle tre fasi silicatiche contenute nelle peridotiti (Olivina, Clinopirosseno e Ortopirosseno) è decisamente affidabile, in quanto è stata confrontata con i bilanci di massa della collezione di campioni costruiti grazie alle analisi “in situ” di microsonda (EMPA) delle singole fasi. Per le peridotiti la classificazione mineralogica basata sul contenuto normativo delle tre fasi silicatiche principali è risultata in ottimo accordo con i calcoli di bilancio di massa delle analisi di roccia totale e delle fasi in microsonda disponibili. Come si può notare dal diagramma (fig. 18), il metodo su base normativa, rispetto al metodo su base bilancio di massa, sottostima leggermente l’olivina, a favore del clinopirosseno. Tuttavia nonostante questa lieve divergenza, la classificazione è congruente in entrambi i metodi utilizzati.

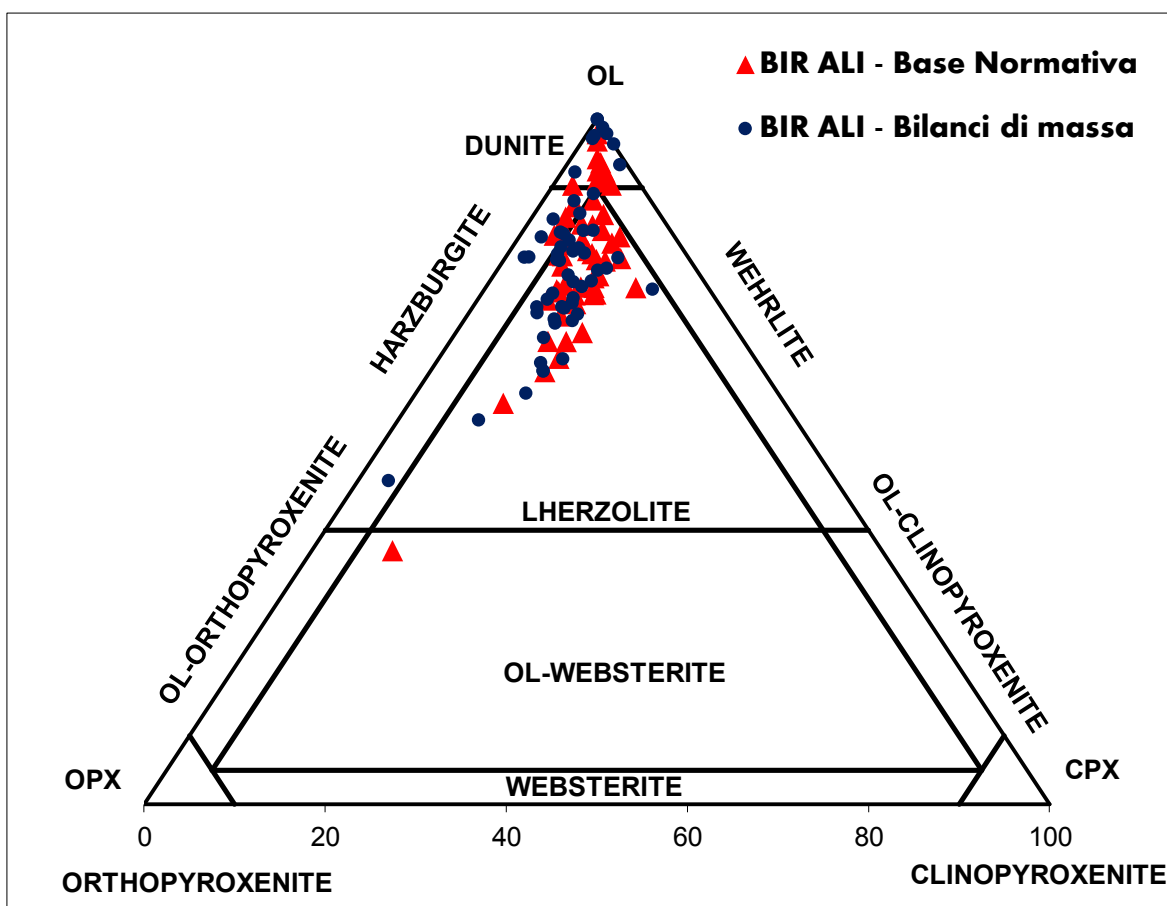


Fig. 18 – Diagramma Ol – OpX – CpX degli xenoliti peridotitici del sito di Bir Ali e confronto tra il metodo classificativo su base normativa e quello basato sui bilanci di massa tra roccia e fasi costituenti.

6.3 - CARATTERI PETROGRAFICI DEGLI XENOLITI DI BIR ALI

La visione delle sezioni sottili dei campioni di Bir Ali al microscopio ottico ha confermato che la paragenesi primaria è composta da Olivina, Clinopirosseno, Ortopirosseno e come fase alluminifera, da Spinello. I noduli, privi di alterazioni, sono caratterizzati da tessitura che va da protogranulare classica, a porfiroclastica, fino ad equigranulare con punti tripli a 120°, con sovrainposte strutture pirometamorfiche dovute a reazioni metasomatiche.

DUNITI

Le duniti presentano una grana che va da media a fine, con clinopirosseni e spinelli interstiziali. L'olivina, incolore e priva di alterazioni, nelle classiche zone proto granulari, si presenta con bordi lobati e con frequenti kink-banding. Al contrario, nelle zone porfiroclastiche (es. campione BA39), si presenta in cristalli fortemente deformati (porfiroclasti) assieme a piccoli cristalli non deformati (neoblasti). I clinopirosseni, sempre di piccole dimensioni e in posizione interstiziale, raramente deformati, si presentano freschi e di colore verde con lieve pleocroismo. In alcuni casi, nelle zone pirometamorfiche, sono caratterizzati da un'intensa destabilizzazione con aspetto spugnoso (spongy – es. campione BA42), e bordi di reazione con ricristallizzazione di neoblasti soprattutto di olivina. Infine, laddove le dimensioni lo permettono, i clinopirosseni presentano frequenti lamelle di smescolamento in ortopirosseno (es. campione BA42). Gli spinelli, quasi sempre interstiziali con classici bordi lobati, variano da bruno-rossicci a molto scuri, quasi neri, indice del tenore in cromo. In alcuni casi gli spinelli si presentano inoltre con un nucleo bruno e un bordo nero di reazione. Alcune sezioni sono caratterizzate da isorientazione. E' bene sottolineare come nella dunita BA33 siano presenti diverse plaghe pirometamorfiche, dovute all'interazione roccia – fusi metasomatici, con all'interno numerosi neoblasti di olivina e clinopirosseno, spesso di dimensioni talmente piccole da essere difficilmente risolvibili al microscopio, spinelli con bordi di reazione, e con presenza di vetro interstiziale color miele. Infine, nella dunita BA8 è stato visto ed analizzato un cristallo di notevoli dimensioni di anfibolo. Il cristallo si presenta leggermente pleocroico, sul giallo-bruno, inalterato, ma con tutto il bordo completamente destabilizzato, spugnoso, molto scuro, e con la presenza di numerosi microcristalli di spinello secondario.

HARZBURGITI

Le harzburgiti presentano anch'esse come le duniti tessiture da protogranulari ad equigranulari, tuttavia spesso sono caratterizzate da disomogeneità sia di carattere tessiturale, sia di carattere granulometrico, all'interno della stessa sezione sottile. In alcuni casi inoltre la tessitura tende alla foliazione (es. campione BA3); quasi tutti i campioni di questo gruppo presentano una buona isorientazione dei cristalli, non solo da parte dei cristalli di più grandi dimensioni, ma anche soprattutto da quelli interstiziali, come gli spinelli e i clinopirosseni. Da aggiungere, rispetto alle duniti, il riconoscimento di cristalli di ortopirosseno, di colore giallo-bruno chiaro, di discrete dimensioni, spesso con lamelle di smescolamento in clinopirosseno.

LHERZOLITI

Le lherzoliti sono il gruppo più numeroso di questa campionatura. La tessitura in generale va da protogranulare classica a equigranulare con presenza di punti tripli a 120° . La grana va da media a fine, e molto spesso sono presenti disomogeneità sia tessiturali che granulometriche nella stessa sezione. E' rara l'isorientazione dei cristalli osservata nelle harzburgiti; in alcuni campioni (BA25, BA31, BA45) sono state viste infiltrazioni di fusi basaltici con qualche microlito di plagioclasio. Più in dettaglio l'olivina, sempre priva di alterazioni, si presenta in cristalli di grandi dimensioni con bordi lobati e rari kink-bandings, oppure con più piccole dimensioni (neoblasti) nelle plaghe pirometamorfiche. Queste ultime, frequenti in questo gruppo di campioni (BA7, BA13, BA23, BA24, BA30, BA32, BA37, BA49), spesso sono caratterizzate da una destabilizzazione dello spinello, soprattutto ai bordi, e da una formazione di neoblasti di olivina e clinopirosseno. Gli spinelli, in generale da bruno scuro a nero, indice del tenore in cromo, vanno a occupare gli interstizi tra gli altri cristalli e spesso presentano un bordo nero. Clinopirosseni e ortopirosseni sono nella maggior parte dei casi inalterati, di buone dimensioni, e raramente presentano lamelle di smescolamento (BA18). Infine in alcune sezioni si ipotizza la presenza di flogopite (BA10, BA20), tuttavia date le esigue dimensioni, rimane di difficile interpretazione.

OLIVIN-WEBSTERITI

Le olivin-websteriti presentano una tessitura da protogranulare a pseudo-cumulitica. La grana, spesso variabile anche all'interno di una singola sezione, va da media a fine. Le olivine, non alterate, si trovano spesso in posizione interstiziale, con bordi lobati, e in alcuni casi risulta kinkata. Gli ortopirosseni e i clinopirosseni, inalterati anch'essi,

presentano lamelle di smescolamento e molto spesso bordi di reazione. Inoltre, soprattutto i clinopirosseni sono caratterizzati da un'intensa destabilizzazione con aspetto spugnoso del cristallo (effetto spongy – campioni YE19N e YE20W). E' notevole la presenza di vetro, sia di colore scuro, sia di color miele, spesso in relazione con il clinopirosseno, quest'ultimo destabilizzato dal vetro stesso. In alcuni casi il vetro risulta inoltre devetrificato, relitto. In tutte le sezioni viste gli spinelli sono rari, e molto scuri, cromiferi. Infine è stata riconosciuta la flogopite, inclusa nel clinopirosseno, nel campione YE19N.

WEBSTERITI

Nelle websteriti la tessitura in generale varia da protogranulare classica tendente a equigranulare con presenza di punti tripli a 120° . La grana, raramente grossa (YE19X2), è più frequentemente medio-fine. L'olivina, poco presente, si presenta spesso interstiziale, oppure sotto forma di neoblasti nelle frequenti aree pirometamorfiche. In tutte le sezioni di questo gruppo sono presenti sia clinopirosseni che ortopirosseni, di discrete dimensioni, inalterati, e molto spesso caratterizzati da numerose lamelle di smescolamento. In alcuni casi i clinopirosseni sono destabilizzati con forte aspetto spugnoso (effetto spongy – YE20N2). Gli spinelli, molto frequenti in queste rocce, variano da verde scuro a bruno-nero. Sono caratterizzati da un bordo nero di reazione e la loro posizione è spesso al centro di plaghe pirometamorfiche dove avviene la destabilizzazione dello spinello a favore della creazione di neoblasti di olivina e clinopirosseno. Infine sono state rilevate diverse infiltrazioni di fuso basaltico lungo i contatti dei cristalli (BA54 – YE20N2), con presenza di microliti di plagioclasio e piccoli cristalli di olivina e clinopirosseno.

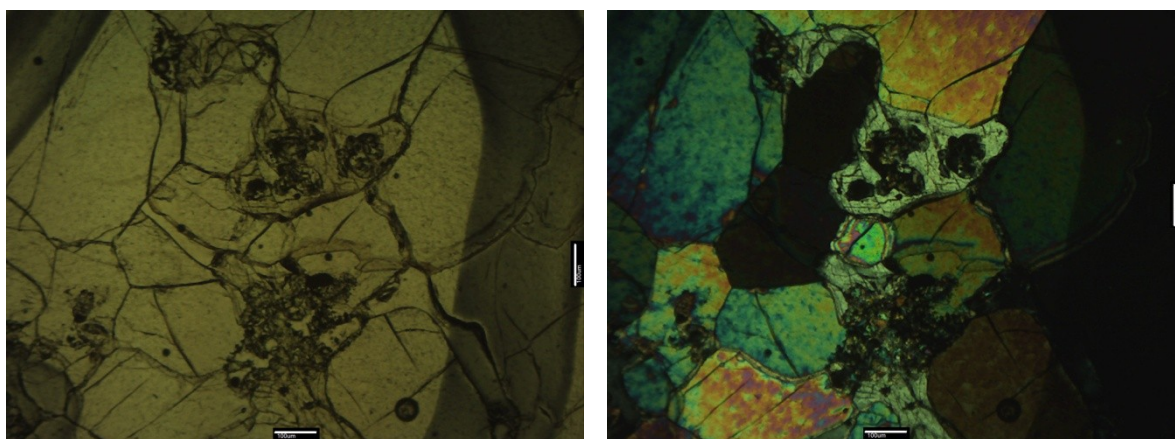


Fig. 19 – Microfotografia di xenolite dunitico (BA5) al solo polarizzatore (a sinistra) e a nicols incrociati (a destra). Esempio di plaga pirometamorfica e destabilizzazione della paragenesi primaria.

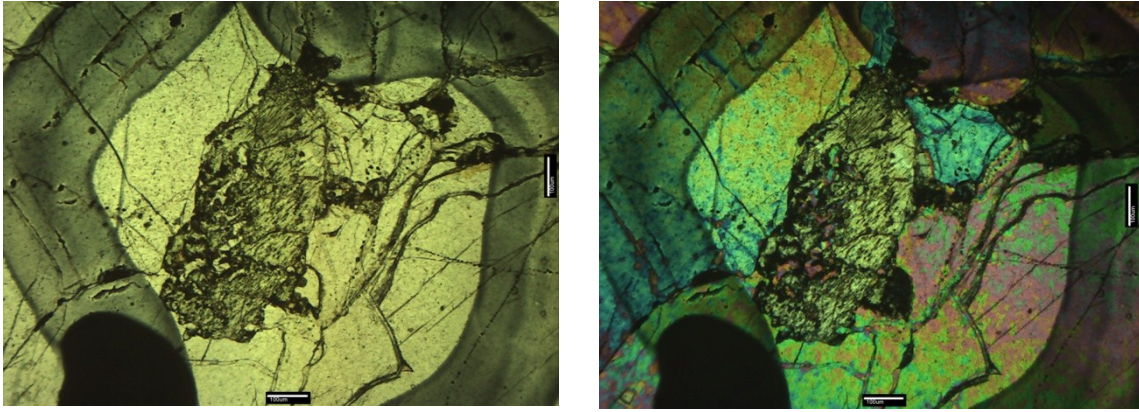


Fig. 20 – Microfotografia di xenolite dunitico (BA42) al solo polarizzatore (a sinistra) e a nicols incrociati (a destra). Esempio di forte destabilizzazione del clinopirosseno con effetto spugnoso (spongy).

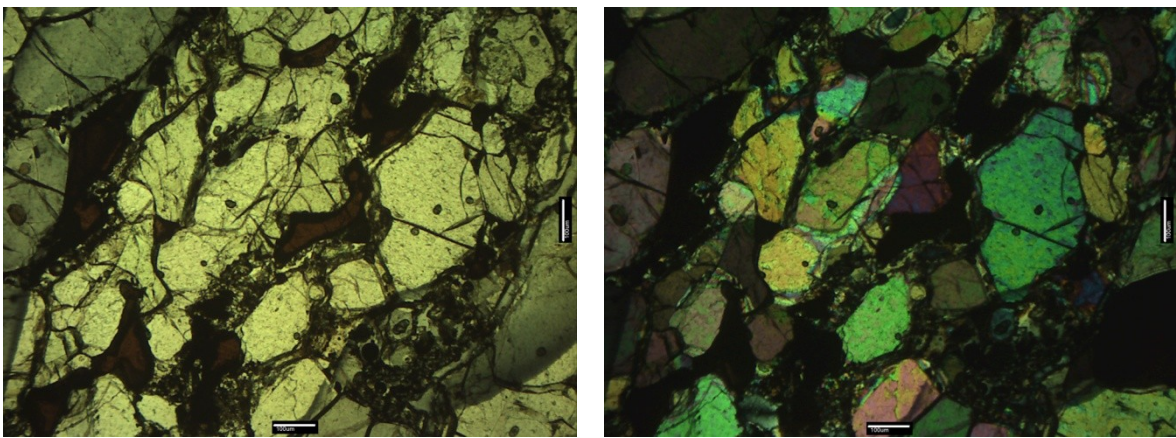


Fig. 21 – Microfotografia di xenolite ilherzolitico (BA31) al solo polarizzatore (a sinistra) e a nicols incrociati (a destra). Esempio di area pirometamorfica con destabilizzazione dello spinello caratterizzato da bordi di reazione opachi.

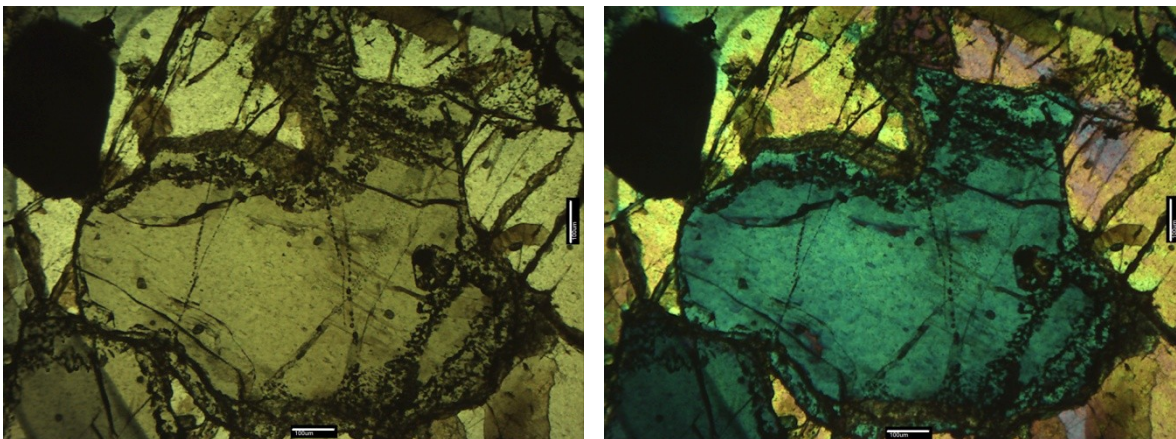


Fig. 22 – Microfotografia di xenolite olivin-websteritico (YE19N) al solo polarizzatore (a sinistra) e a nicols incrociati (a destra). Esempio di destabilizzazione del clinopirosseno con effetto spugnoso (spongy) al bordo.

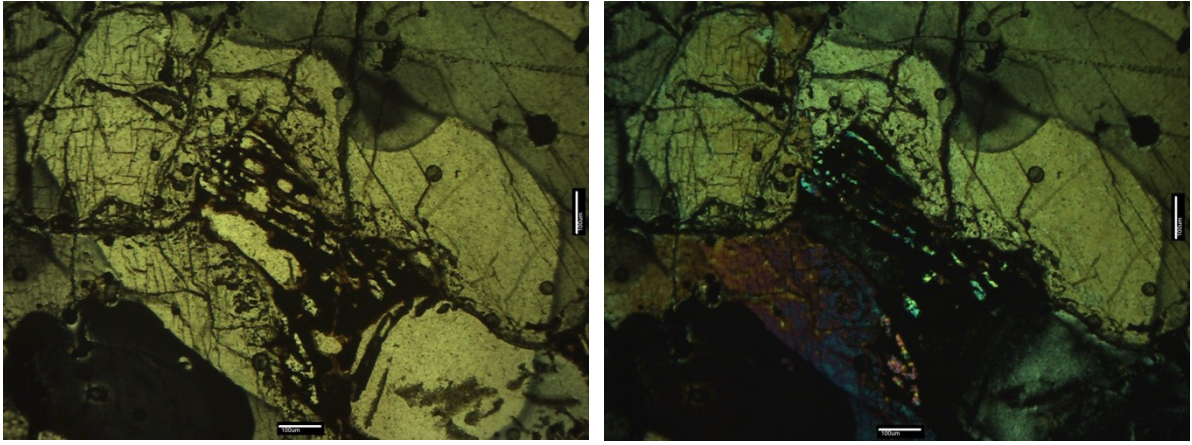


Fig. 23 – Microfotografia di xenolite olivin-websteritico (YE19N) al solo polarizzatore (a sinistra) e a nicols incrociati (a destra). Struttura pirometamorfica con destabilizzazione del clinopirosseno e vetro interstiziale.

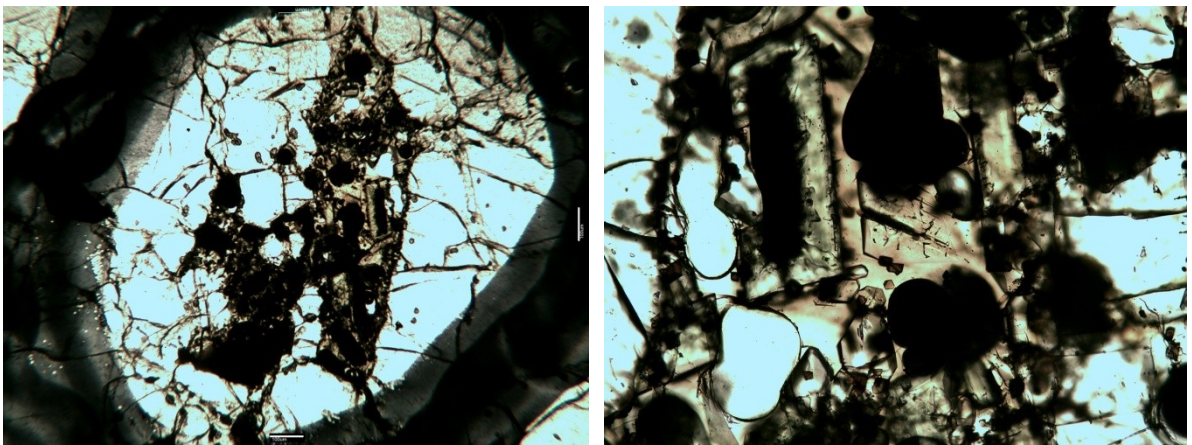


Fig. 24 – Microfotografia di xenolite dunitico (BA33) al solo polarizzatore. Esempio di area pirometamorfica con presenza di vetro interstiziale e ricristallizzazione di olivina e clinopirosseno. A destra un particolare del vetro analizzato in microsonda

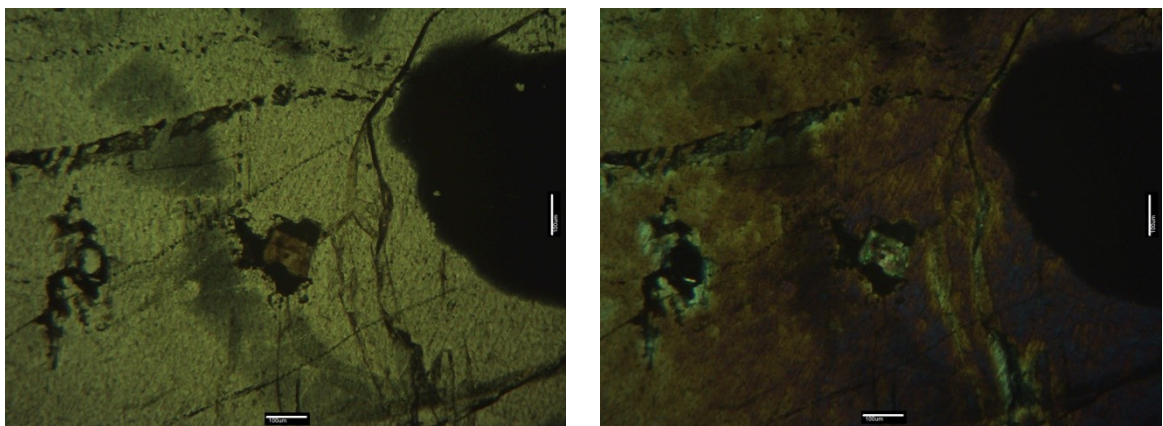


Fig. 25 – Microfotografia di xenolite olivin-websteritico (YE19N) al solo polarizzatore (a sinistra) e a nicols incrociati (a destra) con microcristallo di flogopite all'interno del clinopirosseno.

6.4 - ANALISI “IN SITU” DEGLI ELEMENTI MAGGIORI DELLE FASI COSTITUENTI (EMPA)

Le analisi di microsonda elettronica degli elementi maggiori delle fasi principali costituenti le rocce di questo studio (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , NiO_2) sono state condotte presso il laboratorio di microanalisi dell'IGG-CNR presso il Dipartimento di Geoscienze, dell'università di Padova, secondo le modalità analitiche e le specifiche tecniche descritte in Appendice. Della collezione sono stati analizzati 7 campioni, di cui: 5 lherzoliti (BA1, BA27, BA37, BA43, BA48) e 2 duniti (BA8, BA33), per un totale di 35 analisi su olivina, 26 analisi su ortopirosseno, 30 analisi su clinopirosseno, 36 analisi su spinello, 8 analisi su plagioclasio, 2 analisi su anfibolo e 6 analisi su vetri interstiziali.

Olivine

Le olivine degli xenoliti di Bir Ali (Tabella 6) hanno una composizione forsteritica con l'indice Fo che va da 87,3 a 92,0 nelle lherzoliti (particolare nella lherzolite BA48 vi è una patch websteritica con Fo variabile da 82,2 a 83,9). Nelle duniti l'indice Fo delle olivine varia da 89,3 a 92,9. Non si notano particolari differenze composizionali tra le analisi fatte al bordo e quelle fatte al nucleo dei cristalli.

Ortopirosseni

Gli ortopirosseni (Tabella 7) analizzati ricadono, in termini di end-members, nel campo dell'enstatite (fig. 26, *Morimoto et al., 1988*), con un valore massimo in ferrosilite pari a 12,7 %. Nelle lherzoliti analizzate l'enstatite (En) varia da 83,8 % a 92,5 %, la ferrosilite (Fs) da 6,0 % a 12,7 % e la wollastonite (Wo) da 1,4 % a 3,5 %. Nell'ortopirosseno analizzato nella dunita BA33 la composizione è la seguente: enstatite 88,9 %, ferrosilite 9,8 % e wollastonite 1,3 %. Anche negli ortopirosseni, come nelle olivine, si nota una certa sovrapposizione dei valori tra lherzoliti e duniti, anche se in queste ultime si tende ad avere valori più magnesiferi. Questo viene supportato anche dal diagramma Mg a.p.f.u. vs Al a.p.f.u. (atoms per formula unit) dove è possibile intravedere un leggero trend di arricchimento in Al al diminuire del tenore in Mg (fig. 27).

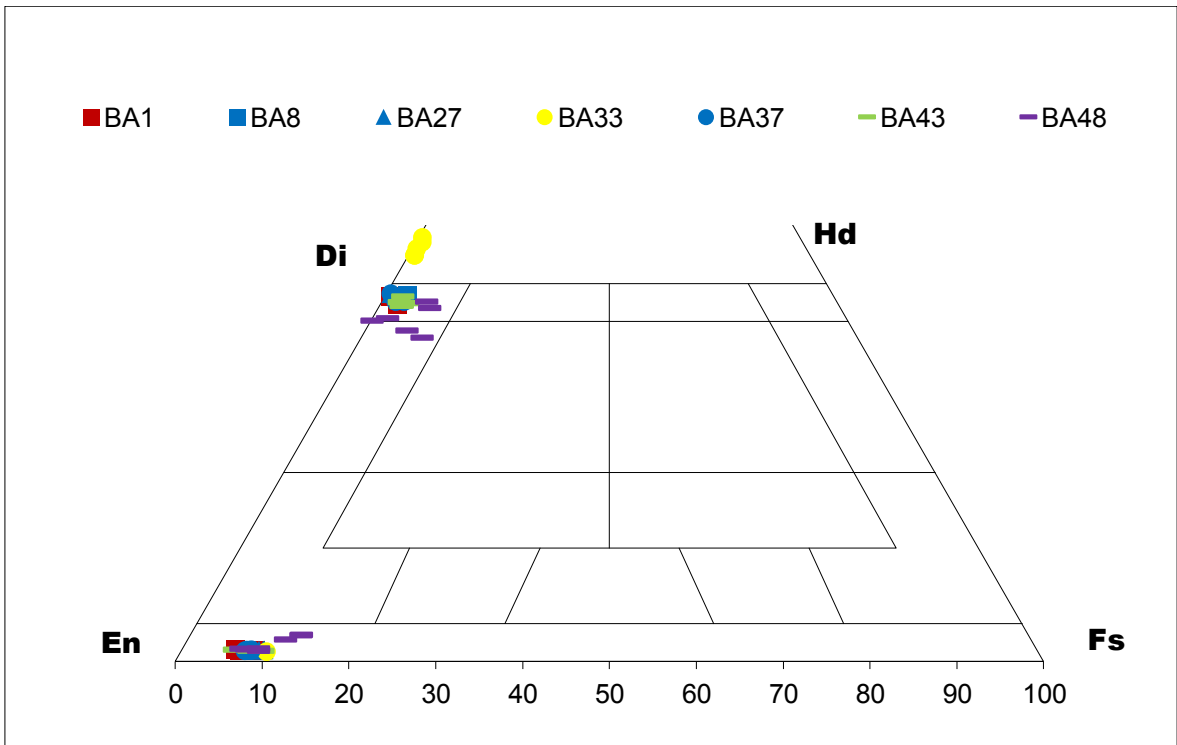


Fig. 26 – Diagramma classificativo dei pirosseni proposto da *Morimoto et al., 1988*.

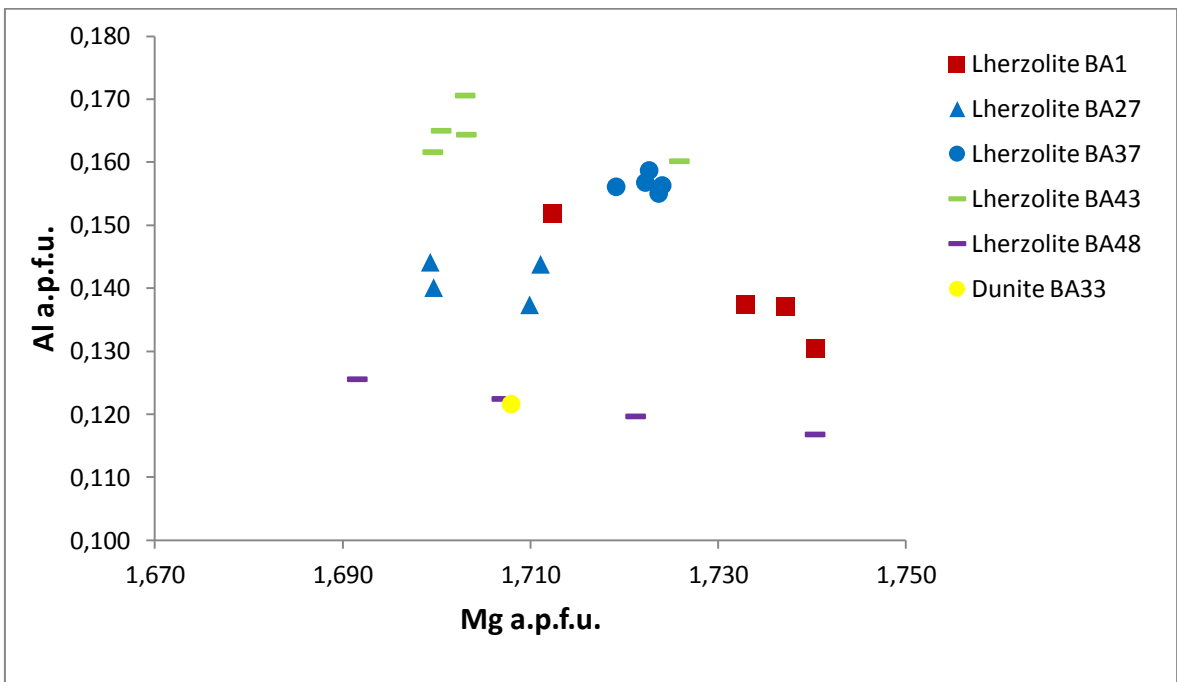


Fig. 27 – Variazione composizionale del Al (a.p.f.u.) rispetto al Mg (a.p.f.u.) negli ortopirosseni degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

Clinopiroseni

I clinopiroseni (Tabella 8) degli xenoliti di Bir Ali ricadono, nel quadrilatero classificativo (fig. 28, *Morimoto et al., 1988*), per lo più nei campi del diopside e endiopside. Per quel che riguarda i valori di wollastonite, enstatite e ferrosilite nelle lherzoliti, troviamo: Wo dal 42,9 % al 48,7 %, En dal 47,3 % al 54,8 %, Fs dal 0,1 % al 7,0 %. Nelle duniti la Wo varia dal 48,2 % al 56,1 %, l'En dal 43,5 % al 49,7 % e la Fs dallo 0,3 % al 2,4 %. Più in dettaglio nella dunita BA33 i clinopiroseni presentano un maggiore arricchimento in Ca, tale da posizionare i campioni più in alto del campo del diopside stesso nel diagramma, per eccesso di Wo. Ulteriore precisazione va fatta per alcuni clinopiroseni del campione BA48, con un minore contenuto in CaO, i quali tendono ad entrare nel campo dell'augite. Si riscontrano inoltre notevoli differenze nel contenuto in TiO₂. Infatti se nelle lherzoliti e nella dunita BA8 esso non supera l'1,2 %, nei clinopiroseni della dunita BA33 arriva anche al 4 %, cioè una composizione affine a quella dei clinopiroseni magmatici. Inoltre si può notare come i clinopiroseni dei campioni analizzati tendano a disporsi secondo una linea di tendenza negativa tra il Mg (a.p.f.u.) e l'Al (a.p.f.u.) (fig. 30). Infine discorso simile per il rapporto tra il contenuto in Al (a.p.f.u.) e il Na (a.p.f.u.). Anche in questo diagramma è presente lieve correlazione negativa, anche se meno significativa, con arricchimento in alluminio a scapito del sodio (fig. 31).

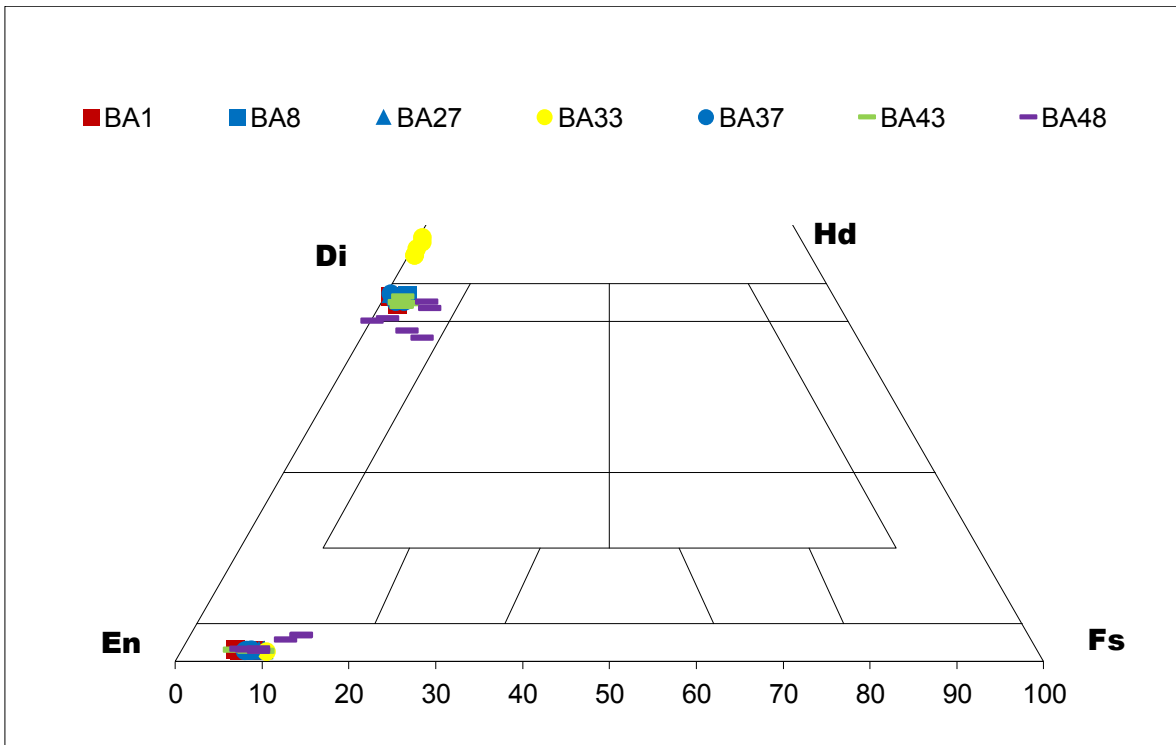


Fig. 28 – Diagramma classificativo dei pirosseni proposto da *Morimoto et al., 1988*.

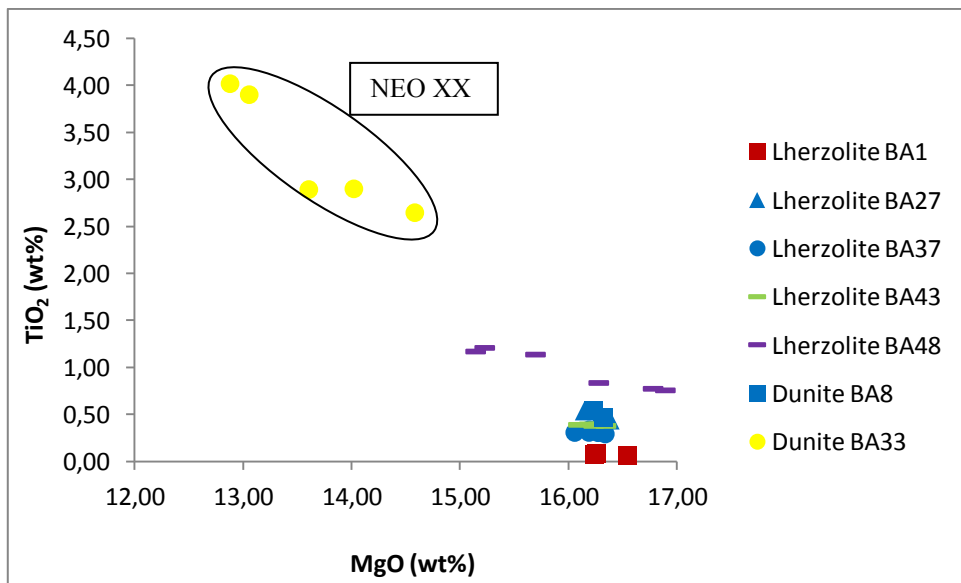


Fig. 29 – Variazione di TiO_2 (wt%) rispetto al MgO (wt%) nei clinopirosseni degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

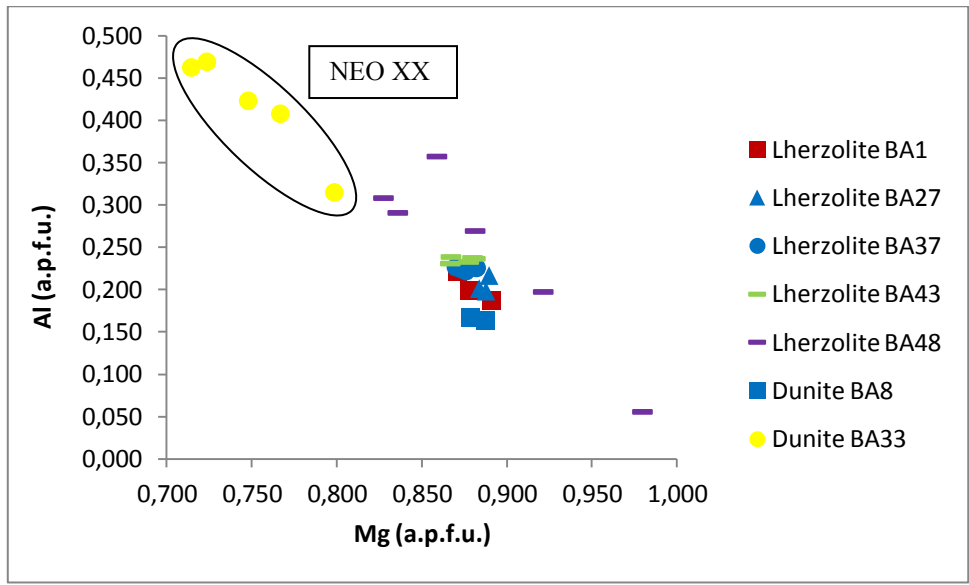


Fig. 30 – Variazione di Al (a.p.f.u.) rispetto al Mg (a.p.f.u.) nei clinopirosseni degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

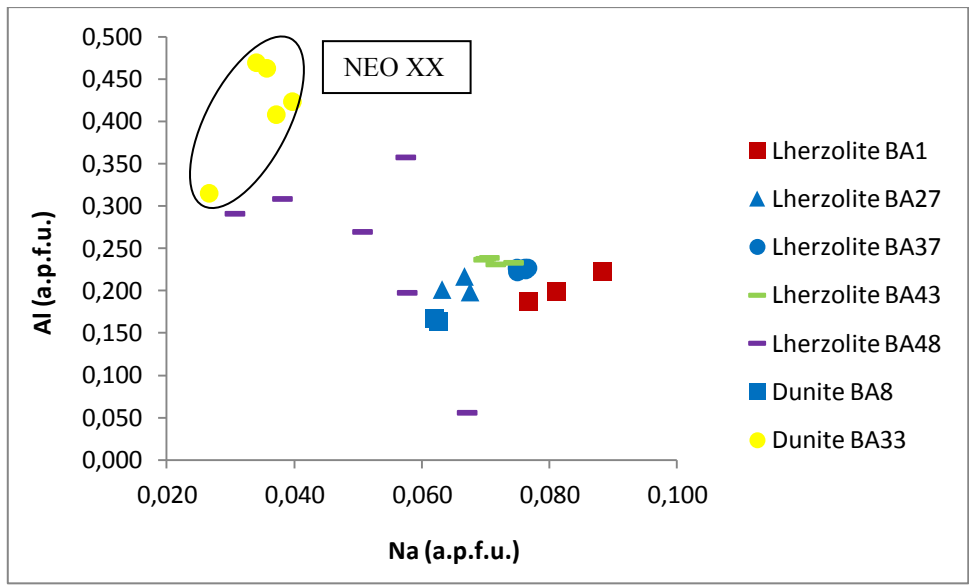


Fig. 31 – Variazione di Al (a.p.f.u.) rispetto al Na (a.p.f.u.) nei clinopirosseni degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

Spinelli

Gli spinelli (Tabella 9) degli xenoliti ultramafici di Bir Ali sono caratterizzati da una lieve disomogeneità composizionale; questo lo si evince dal diagramma classificativo di *Haggerty (1991, fig. 32)*, dove gli ossidi analizzati si distribuiscono nei pressi del campo dello spinello s.s., con leggeri arricchimenti in cromo, in direzione del campo delle cromiti ricche in alluminio e magnesio. Ancora una volta il campione BA48 si discosta leggermente dal resto dei campioni analizzati, mostrando spinelli meno ricchi in magnesio, seppur tuttavia di simil contenuto in cromo. Il valore del numero di magnesio negli spinelli analizzati nelle lherzoliti varia da 76 a 81 (ancora una volta solamente il campione BA48 presenta una buona variabilità composizionale e alcune differenze rispetto alle altre lherzoliti, infatti gli Mg# sono relativamente più bassi, e compresi tra 49 e 61). Nelle duniti i valori sono simili, da un minimo di 71 a un massimo di 79. Nel contempo il valore del numero di cromo ($Cr/(Cr+Al)$) varia nelle lherzoliti da 11 a 33; nelle duniti i valori sono leggermente più alti, e sono compresi tra 17 e 38 (i valori più alti si registrano nella dunita BA8). Dal diagramma Fe^{3+} (a.p.f.u.) vs Cr# emergono ulteriori informazioni (fig. 33). Innanzitutto ancora una volta il campione BA48 si discosta dagli altri campioni analizzati, più precisamente presenta spinelli con contenuti in Fe^{3+} , a parità del tenore in cromo, molto più elevati rispetto alle altre lherzoliti, per effetto dell'interazione con agenti metasomatici (*Siena et al., 1991*). Inoltre, come è possibile notare, i campioni analizzati si dispongono secondo una linea di tendenza positiva. Infatti laddove si ha il maggior contenuto in Fe^{3+} , anche l'indice Cr# risulta più elevato, in ragione dello stesso comportamento cristallo-chimico. Escludendo il campione BA48, infatti, le duniti risultano essere più arricchite nei due termini, e le lherzoliti relativamente più impoverite. Per concludere, la particolarità delle analisi di microsonda del campione BA48, porta quest'ultimo, all'interno del diagramma Cr# (spinelli - media) vs Fo (olivine - media) (fig. 34), a trovarsi completamente al di fuori dell'area OSMA proposta da *Arai, 1994*, che descrive il campo delle peridotiti residuali secondo un trend di fusione parziale direttamente proporzionale al valore Cr# negli spinelli. Questo è dovuto ai bassi valori di Mg# delle olivine, probabilmente riequilibratisi alla presenza di agenti metasomatici, e dall'alto grado di ricristallizzazione come visto in sezione sottile. Come è possibile notare le duniti nel diagramma OSMA, plottando i dati, presentano valori pari o leggermente più elevati in Cr# negli spinelli, rispetto alle lherzoliti. In dettaglio il campione BA8 nel diagramma è più alto, e questo indica come abbia subito maggiori fenomeni di fusione parziale; al contrario il campione BA33 cade all'interno dell'area insieme alle lherzoliti. Il campione BA8, e tutte le duniti in generale, presentano maggiori effetti metasomatici,

testimoniati dalla diffusa presenza di vetro ed anfibolo e da elevati tenori di elementi incompatibili, come discusso nei prossimi capitoli.

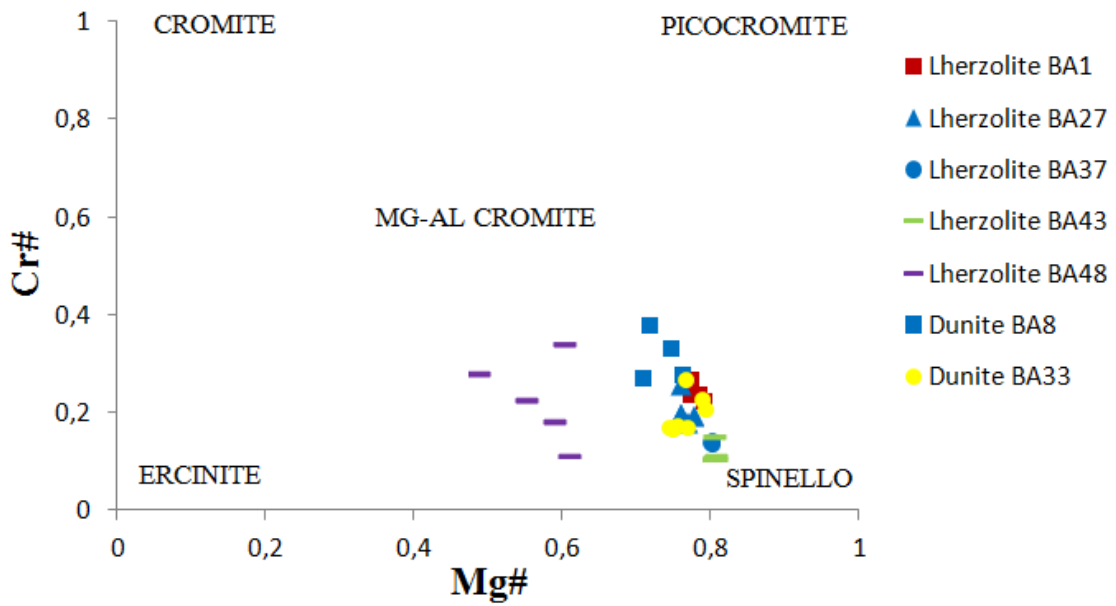


Fig. 32 – Classificazione degli spinelli degli xenoliti peridotitici di Bir Ali secondo la nomenclatura di Haggerty (1991).

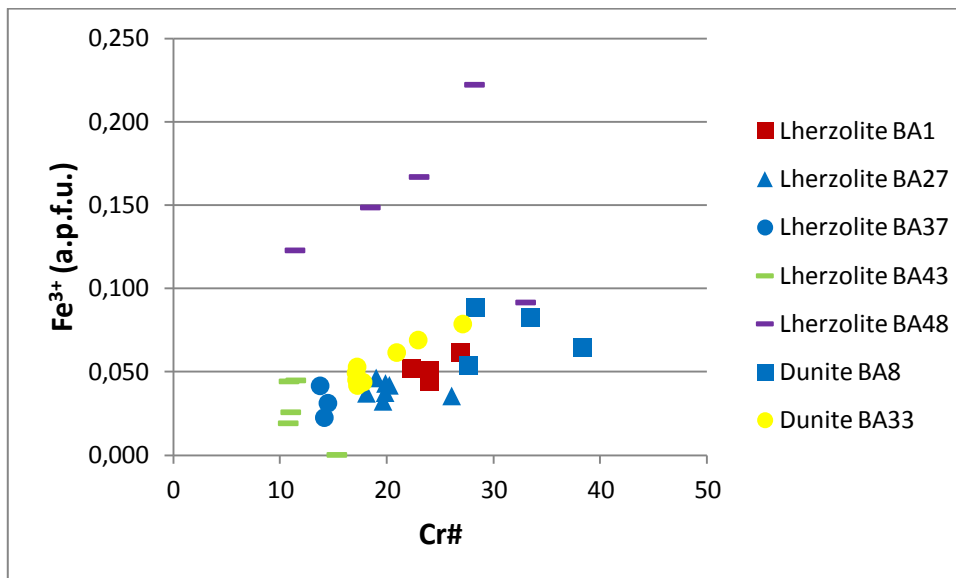


Fig. 33 – Variazione del Fe³⁺ (a.p.f.u.) rispetto al Cr# negli spinelli degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

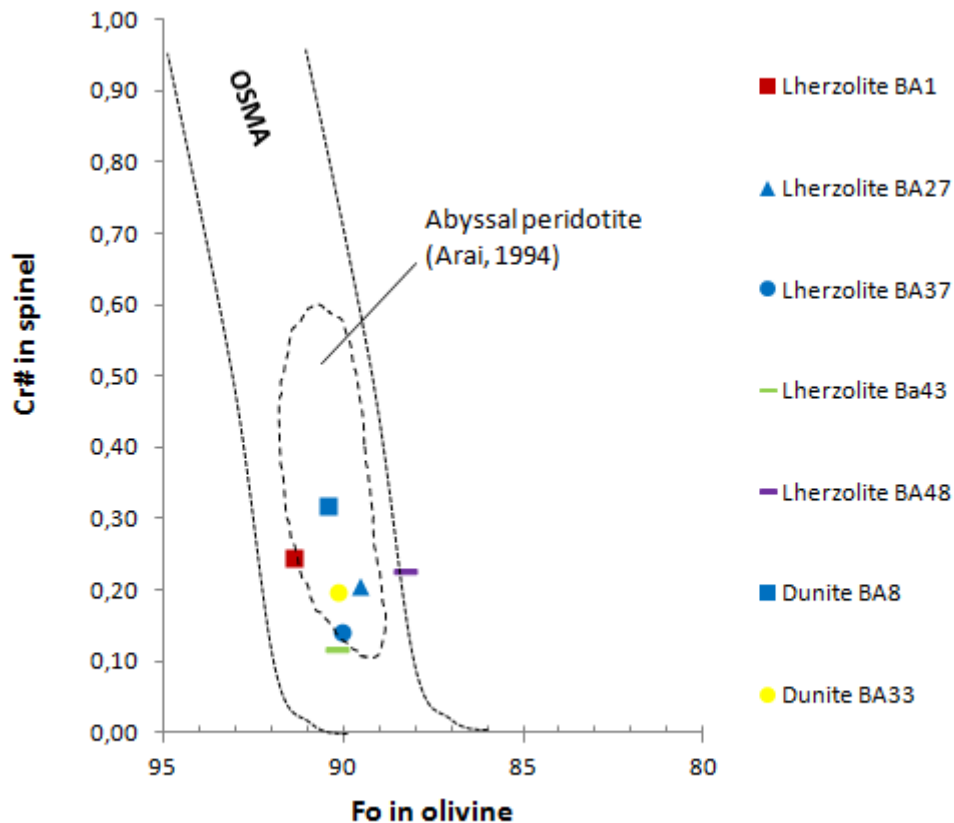


Fig. 34 – Diagramma Fo in olivine vs Cr# negli spinelli degli xenoliti peridotitici di Bir Ali. L'OSMA – olivine-spinel mantle array, descrive il trend residuale delle peridotiti a spinello, proposto da *Arai, 1994*. (Il campo delle peridotiti abissali è tratto da *Arai, 1994*).

Plagioclasì

I plagioclasì (Tabella 10) analizzati sono tutti interstiziali e appartenenti tutti a plaghe pirometamorfiche con intensa interazione con agenti metasomatici. È bene sottolineare che sono stati accuratamente evitati i microliti presenti in vene d'infiltrazione basaltica. Non si tratta infatti di plagioclasì dovuti alla destabilizzazione degli spinelli a causa della diminuzione di pressione, bensì si tratta di plagioclasì "secondari" da reazione metasomatica. Le otto analisi di microsonda, nelle lherzoliti BA27 e BA43, mostrano cristalli con tenori in silice compresi tra il 50,0 % e il 55,7 %, contenuti in potassio molto bassi, meno dello 0,1 %, concentrazioni in alluminio elevate, tra il 27,8 % e il 31,1 %, un contenuto in sodio, tra il 3,2 % e il 5,4 %, e per concludere un alto contenuto in calcio, tra il 10,5 % e il 14,3 %. In base a queste caratteristiche, e plottando i dati nel diagramma ternario Or-Ab-An (fig. 35), che considera il contenuto nelle tre molecole fondamentali dei feldspati in generale, ossia ortoclasio, albite ed anortite, tutte le analisi si possono

identificare come Labradoriti, più precisamente con un contenuto nella molecola An che varia dal 52% al 70%, in prossimità al campo della Bytownite.

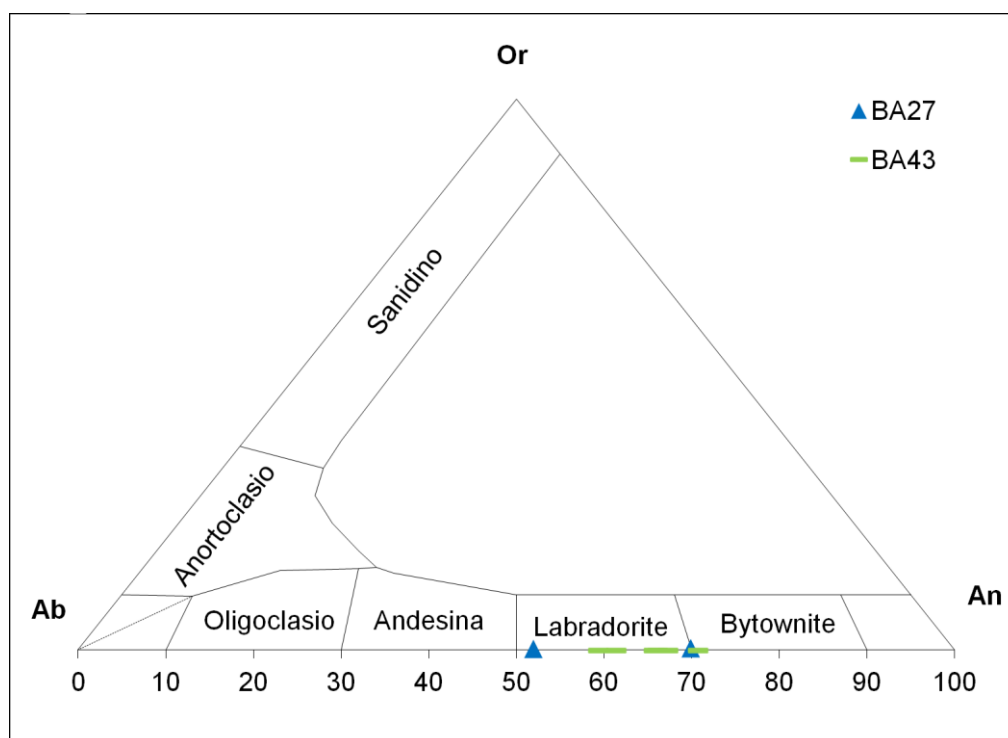


Fig. 35 – Diagramma ternario Or-Ab-An (Ortoclasio-Albite-Anortite) dei plagioclasidi degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

Anfibolo

E' stato analizzato un unico anfibolo, all'interno della dunita BA8. Sul medesimo cristallo sono stati effettuati 2 punti analisi, il primo al nucleo, il secondo nei pressi del bordo destabilizzato (Tabella 10). In base a tali analisi si può affermare come la composizione sia la medesima in tutto il cristallo. Si tratta di un anfibolo ricco in magnesio, con valori attorno al 17,0 %, la silice è circa il 42,3 %. Il calcio è circa l'11,0 %. I contenuti in titanio e ferro sono moderati, il primo infatti varia dal 3,5 % al 3,9 %, il secondo non supera il 4,0 %. Per quanto riguarda gli elementi alcalini, è preponderante il contenuto in sodio sul potassio, attorno al 3,0 %. Il potassio si ferma allo 0,5 %. In base a queste composizioni e plottando i dati nel diagramma Si (a.p.f.u.) vs Mg# ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) (fig. 36), è possibile identificare questo anfibolo come Pargasite, che rappresenta la classica composizione degli anfiboli equilibrati in paragenesi mantelliche.

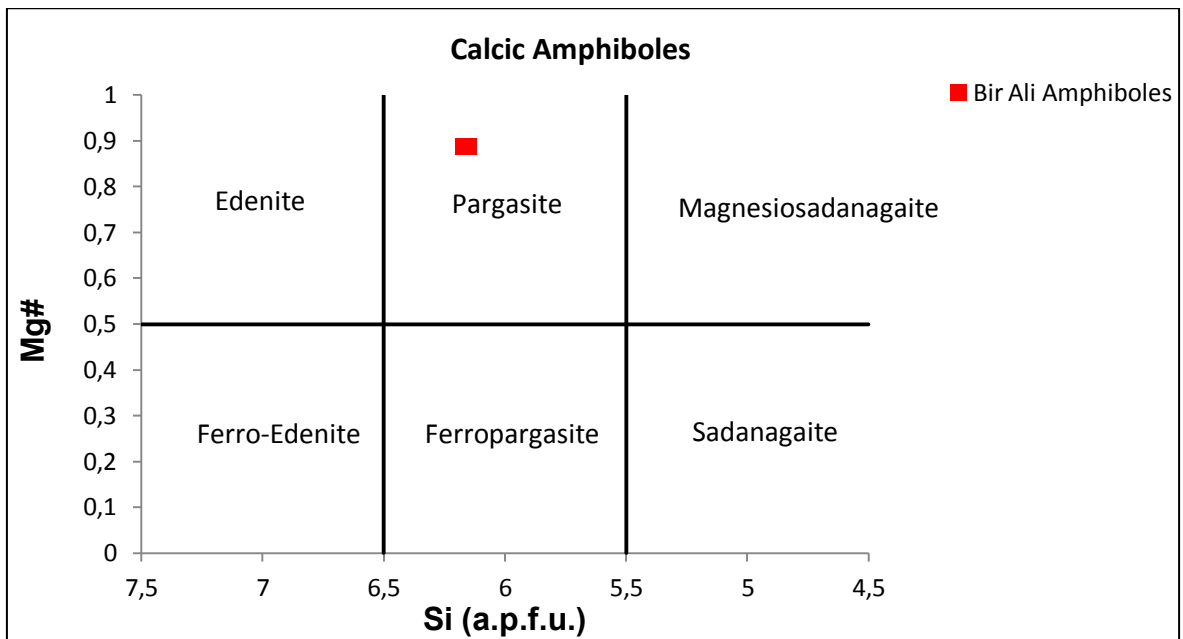


Fig. 36 – Diagramma Si (a.p.f.u.) vs Mg# degli anfiboli nella dunite BA8 (Bir Ali).

Vetro

Nella dunite BA33, sono stati riconosciuti alcuni vetri interstiziali ambrati, all'interno di alcune plaghe pirometamorfiche (Tabella 11). Di questo vetro, inalterato, sono stati eseguiti 6 punti analisi di microsonda. Il vetro analizzato, plottando i dati all'interno del diagramma TAS (total alkali silica) (fig. 37) che analizza il rapporto tra il contenuto in elementi alcalini rispetto alla silice, ricade tra i campi delle basaniti e hawaiiiti, confermando la sua impronta alcalino-sodica. Infatti, dalle analisi, si nota come il contenuto in sodio (Na_2O wt%) sia di gran lunga maggiore rispetto al contenuto in potassio (K_2O wt%). Il primo presenta valori compresi tra 5,1 % e 5,4 %, il secondo tra 1,3 % e 1,7 %. Il carattere alcalino è confermato inoltre dal diagramma che pone in relazione il rapporto sodio su potassio $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ rispetto alla componente mineralogica su base normativa (fig. 38). I campioni ricadono nella parte negativa del diagramma rispetto all'asse delle ascisse, cioè nella parte sinistra, dove si evidenzia un forte carattere alcalino, con presenti feldspatoidi, in particolar modo nefelina nella composizione normativa. Il contenuto in silice è molto simile in tutte le analisi, tra 46,5 % e 48,7 %; il titanio presenta valori compresi tra 3,3 % e 3,6 %. Il tenore in alluminio è alto, tra 20 % e 21 %. Infine i valori del contenuto in magnesio (Mg#) sono compresi tra 64 e 67. La presenza di anfibolo e la composizione dei vetri indicano concordemente che queste fasi sono il prodotto dell'interazione tra la paragenesi primaria di mantello ed un fuso metasomatico alcali-silicatico ad affinità sodica (fig. 38).

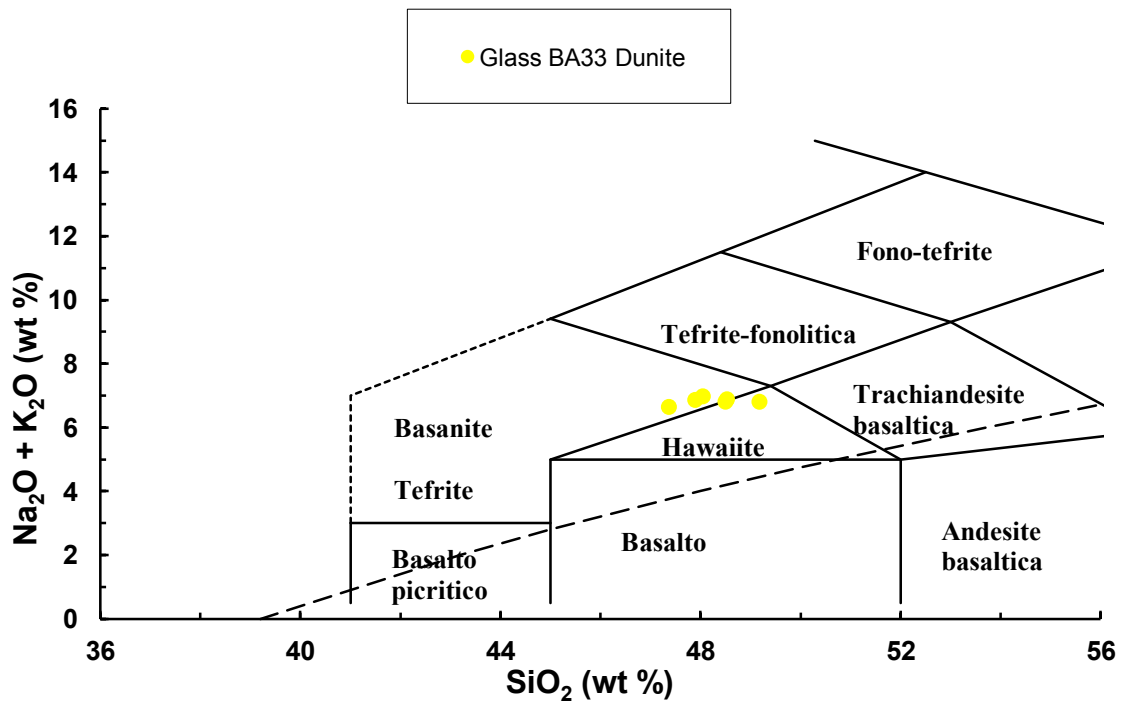


Fig. 37 – Diagramma TAS (total alkali silica) dei vetri analizzati nella dunite BA33 (Bir Ali).

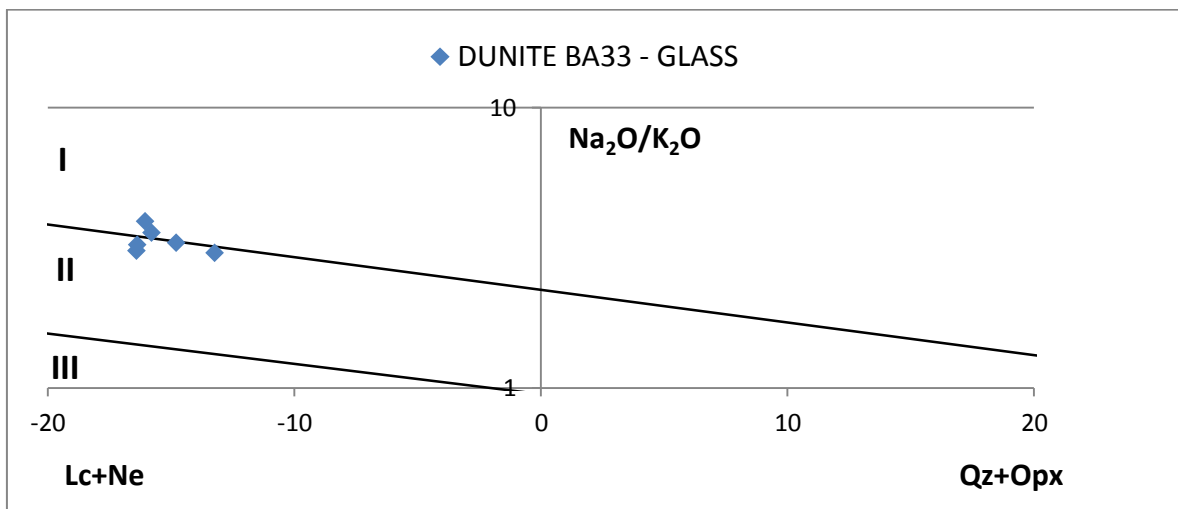


Fig. 38 – Diagramma $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs. minerali normativi (da Coltorti *et al.*, 2000) per i vetri della dunite BA33, in relazione al tipo di metasomatismo (Lc – Leucite, Ne – Nefelina, Opx – Ortopirosseno, Qz – Quarzo, I – metasomatismo carbonatitico, II- metasomatismo alcalino-sodico, III – metasomatismo alcalino-potassico).

6.5 – GEOTERMOBAROMETRIA

La modellizzazione delle condizioni di temperatura del mantello che soggiace la zona di studio è stata effettuata applicando il geotermometro ortopirosseno - clinopirosseno proposto da *Brey e Kohler (1990)* che si basa sull'equilibrio del componente enstatite tra i due pirosseni. Per modellizzare la profondità alla quale questo equilibrio si verifica è stato invece utilizzato il geobarometro di *Kohler e Brey (1990)* che considera la ripartizione del calcio tra olivina e clinopirosseno dipendente dalla pressione. È importante evidenziare comunque che per le peridotiti a spinello, come nel nostro caso, i geobarometri hanno sempre mostrato alcuni problemi legati alla limitata affidabilità delle pressioni ottenute. In base a questo, l'assenza di plagioclasio e di granato, intesi come fase alluminifera, nei campioni analizzati, suggerisce un intervallo di pressioni d'equilibrio per le peridotiti nel campo di stabilità dello spinello, lontano cioè dalle zone di transizione con granato o plagioclasio. Ciò indica un intervallo di pressione tra gli 8 e 20 Kbar. Con queste premesse si è cercato di individuare le temperature e pressioni d'equilibrio ottimali per la popolazione di campioni in questione. È bene sottolineare come, per la costruzione di questi geotermometri e geobarometri, siano state considerate analisi in microsonda di fasi il più possibile vicine tra loro nella sezione, ma soprattutto il più possibile lontane da plaghe pirometamorfiche, o da qualsiasi agente metasomatico, che possa aver causato anche la più lieve destabilizzazione del reticolo cristallino, soprattutto dei pirosseni (effetto "Spongy").

Il geotermometro si basa sulla formula:

$$T_{BKN} [^{\circ}K] = \left\{ \frac{23664 + [24,9 + (126,3 \cdot X_{Fe}^{Cpx})] \cdot P}{13,38 + \ln(K_D^*)^2 + (11,59 \cdot X_{Fe}^{Opx})} \right\}$$

$$K_D^* = \frac{(1 - Ca^*)^{Cpx}}{(1 - Ca^*)^{Opx}} \quad Ca^* = \frac{Ca^{M2}}{(1 - Na^{M2})} \quad X_{Fe}^{Opx, Cpx} = \frac{Fe}{(Fe + Mg)}$$

dove P è la pressione all'equilibrio delle due fasi clinopirosseno e ortopirosseno.

Per quanto riguarda la campionatura di Bir Ali, le temperature sono state calcolate su sei campioni, di cui cinque lherzoliti e una dunite. Nelle lherzoliti le temperature mostrano un intervallo che va in generale dai 900° ai 1150° C, la dunite presenta invece temperature più basse, dai 750° agli 820° C. Questi risultati sono in accordo con i risultati di *Ali e Arai*

(2007) e di *Chazot et al.*, (1996), i quali attraverso il metodo di *Wells* (1977 – metodo per calcolare i geotermometri basato sempre su due pirosseni), hanno ottenuto temperature con range di valori tra 850° e 1130° C. Secondo il modello di *Kohler e Brey* (1990), la pressione d'equilibrio viene calcolata utilizzando la ripartizione del calcio tra olivina e clinopirosseno ed è descritta dalla formula:

$$P[\text{Kb}] = \left[\frac{-T \cdot \ln(D_{Ca}) - 5792 - 1,25 \cdot T}{42,5} \right]$$

per $T[^\circ\text{K}] \leq (1275,25 + 2,827 \cdot P)$

dove: $D_{Ca} = \frac{Ca^{Ol}}{Ca^{Cpx}}$

con Ca^{Ol} , Ca^{Cpx} : proporzioni atomiche di calcio (a.p.f.u.) nella formula strutturale di olivina e clinopirosseno basate su 4 e 6 ossigeni rispettivamente. L'incertezza del geobarometro è valutata nell'intorno di $\pm 1,7$ Kbar (1σ), in accordo con *Kohler e Brey* (1990). Considerando l'elevata velocità di diffusione del calcio in olivina rispetto ai pirosseni, questo barometro risulta essere molto sensibile al raggiungimento dell'equilibrio tra le fasi. Un leggero disequilibrio sarebbe infatti responsabile di barometrie troppo basse, non realistiche per le facies in cui ci troviamo. Consapevoli inoltre della scarsa affidabilità e precisione delle analisi di microsonda elettronica utilizzate nella costruzione di questi geobarometri, soprattutto per quanto riguarda l'individuazione dell'esatto contenuto in calcio nelle olivine, si ritiene opportuno moderare l'importanza di questi risultati. Tuttavia, è possibile trarre alcune importanti informazioni a riguardo. Per i noduli di Bir Ali, ove è stato possibile, l'intervallo di pressione calcolato va da un minimo di 9 Kbar fino a un massimo di 20 Kbar, corrispondenti a profondità tra i 22 km e i 65 km circa, se si considera che il gradiente geobarico è di circa 1 Kbar ogni 3,3 Km. Secondo *Stern e Johnson* (2008) e *Hansen et al.* (2007), la profondità della Moho nell'area di studio varia dai 15 ai 18 Km, in prossimità della costa, fino a un massimo di circa 40 km nell'entroterra della Penisola Arabica. Diversi autori (*Prodhel, 1985; Mooney et al., 1985; Seber e Mitchell, 1992; Levin e Park, 2000*), attraverso analisi geofisiche sul cambiamento della velocità delle onde sismiche, affermano che il livello LVL – Low Velocity Layer, dal quale è possibile discriminare il mantello litosferico da quello astenosferico, nell'area di studio, è posizionabile alla profondità di 80 Km circa. Ciò quindi indica che gli xenoliti di mantello di Bir Ali, caratterizzati da profondità inferiori in base alle analisi effettuate, rispetto al LVL, provengono dal mantello litosferico. Risulta doveroso, infine, porre l'attenzione sul

campione BA48, che come nei precedenti paragrafi, si discosta notevolmente dagli altri campioni analizzati, risultando il campione con la maggiore temperatura (fino anche a 1150° C), e in accordo, con i maggiori valori di pressione, fino appunto a 20 Kbar. I dati così ottenuti sono stati poi inseriti in un grafico P-T (fig. 39), dove in ascissa troviamo le temperature espresse in gradi celsius ed in ordinata troviamo le pressioni espresse in kilobar. Per confronto sono state inserite la geoterma continentale calcolata attraverso il flusso di calore di *Pollak e Chapman (1977)*, e la geoterma ricavata da *Conticelli et al., 1999*, sugli xenoliti etiopici. Nonostante il numero limitato, i campioni analizzati, come si può osservare, tendono a distribuirsi nel grafico P-T in accordo con la geoterma proposta da *Conticelli et al., 1999*.

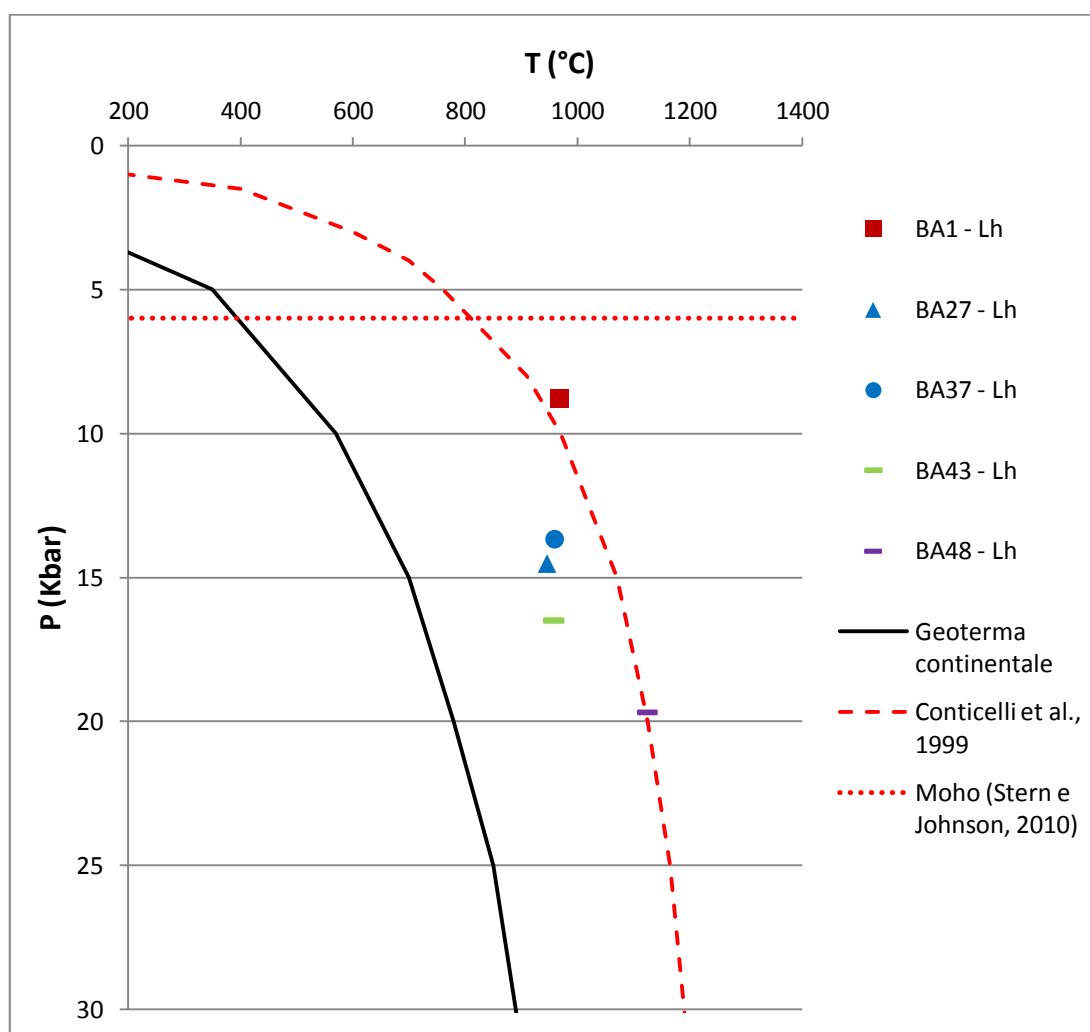


Fig. 39 – Diagramma P-T di equilibrio per gli xenoliti di mantello del sito di Bir Ali, comparati con la geoterma continentale da *Pollack e Chapman, 1977* (linea nera continua) e la geoterma ricavata da *Conticelli et al., 1999* (linea rossa tratteggiata). La profondità della Moho nell'area di studio è tratta da *Stern e Johnson, 2008* (linea rossa orizzontale tratteggiata).

6.6 - ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE SU ROCCIA TOTALE

(XRF-ICP-MS)

Sono stati analizzati in spettrometria di plasma massa (ICP-MS) 37 campioni di xenoliti di mantello (le 10 duniti, le 6 harzburgiti, una selezione di 12 lherzoliti, le 5 olivin-websteriti, e infine 4 websteriti) provenienti dal sito di Bir Ali. Le analisi sono state effettuate presso il Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara, e sono riportate in tabella 1. I dati analitici sono stati normalizzati alle condriti (per le terre rare) e al mantello primordiale (per gli elementi incompatibili) secondo i fattori di normalizzazione proposti da *Sun & McDonough, 1995*. I campioni analizzati sono stati suddivisi nei cinque gruppi fondamentali in base alla classificazione precedentemente effettuata.

Il primo gruppo è costituito dalle duniti (fig. 40), che mostrano un pattern delle terre rare pesanti (HREE - Heavy Rare Earth Elements) sostanzialmente piatto e delle intermedie (MREE - Medium Rare Earth Elements) piatto o leggermente frazionato positivamente (Sm_n/Dy_n con valori da 0,8 a 1,9), con valori compresi tra 0,1 e 1,4 condritico; nelle terre rare leggere (LREE - Light Rare Earth Elements) si osserva un frazionamento positivo (La_n/Nd_n con valori compresi tra 1,1 e 1,9) con valori in La fino al 3,7 condritico (campione BA33) a conferma della maggiore permeabilità ai fusi metasomatici nelle peridotiti più refrattarie.

Nel secondo gruppo, le harzburgiti (fig. 42), i pattern mostrano un leggero frazionamento negativo a partire dalle terre rare pesanti HREE fino a quelle medie MREE senza particolari anomalie (valori Sm_n/Dy_n compresi tra 0,6 e 0,9, escludendo il campione BA26), con valori compresi tra 0,2 e 0,9 condritico. Per quel che riguarda le terre rare leggere LREE, anche qui, come per le duniti, è presente un frazionamento positivo, per i campioni BA3, BA26 e BA50, con valori del rapporto La_n/Nd_n tra 1,3 e 2,3; mentre per i campioni BA12A, BA12B e BA53, le terre rare leggere sono impoverite con una caratteristica concavità verso l'alto (La_n/Nd_n tra 1,2 e 1,7).

Il terzo gruppo è quello delle lherzoliti (fig. 44). I campioni analizzati presentano tutti un pattern sostanzialmente piatto (soprattutto per le terre rare pesanti HREE - valori da 0,4 a 2,2 condritico) e con frazionamenti negativi soprattutto nelle terre rare intermedie MREE, testimoniato anche da valori del rapporto Sm_n/Dy_n simili a quelli delle harzburgiti, tra 0,5 e 1,2. Per quanto riguarda le terre rare leggere LREE, sono presenti sia pattern piatti, sia pattern con frazionamenti leggermente positivi. Più precisamente, i campioni BA1, BA20,

BA29, BA32, BA38 e BA48 sono caratterizzati da un marcato frazionamento positivo con valori del rapporto La_n/Nd_n compresi tra 1,5 e 3,2.

Olivin-websteriti (fig. 46) e Websteriti (fig. 48) presentano altezze dei pattern molto simili (diversamente dalle peridotiti), in costante frazionamento positivo dalle terre rare pesanti HREE (valori compresi tra 1 e 10) e delle terre rare leggere LREE (valori compresi tra 10 e 45). Il totale arricchimento in terre rare pesanti HREE, medie MREE e leggere LREE di questi due gruppi, indica una sostanziale estraneità alle classiche composizioni di mantello. A conferma del frazionamento positivo, soprattutto nelle terre rare intermedie MREE, sono i valori del rapporto Sm_n/Dy_n compresi tra 1,6 e 2 nelle olivin-websteriti, e tra 1,2 e 1,9 nelle websteriti. Nelle terre rare leggere LREE il frazionamento positivo tende ad annullarsi o a diminuire leggermente (valori del rapporto La_n/Nd_n relativamente bassi, tra 0,6 e 1,2).

Per quel che riguarda il complesso degli elementi in tracce incompatibili, risulta opportuno, come in precedenza, descrivere gruppo per gruppo le caratteristiche di ogni diagramma, mantenendo lo stesso ordine. I dati analitici sono stati normalizzati al mantello primordiale secondo *Sun & McDonough, 1989*.

Le duniti (fig. 41) presentano uno spider abbastanza piatto, con un leggero arricchimento negli elementi più incompatibili ad alta forza di campo. In generale, ad eccezione del campione BA44, le restanti analisi presentano significative anomalie positive in Th e U, che, insieme agli arricchimenti in LREE, confermano l'interazione di queste rocce di mantello con agenti metasomatici alcalini. Infatti, come sarà descritto nei prossimi paragrafi, e dalle analisi di microsonda dei vetri interstiziali nelle sezioni sottili, questi agenti metasomatici probabilmente sono magmi fortemente alcalini, sottosaturi in silice, (nefeliniti, basaniti).

Gli spiderdiagram delle harzburgiti (fig. 43) sono anch'essi piatti, attorno allo 0,1 mantellico, e presentano generalmente arricchimento negli elementi più incompatibili. In particolare vi è presente l'anomalia positiva in Th e U, per la totalità dei campioni di questo gruppo, a conferma che anche con le harzburgiti hanno interagito agenti metasomatici alcalini.

Gli spider delle lherzoliti (fig. 45), generalmente più impoveriti rispetto a quelli di duniti ed harzburgiti, mostrano un'anomalia positiva anch'essi in Th e U, tuttavia di minore entità rispetto ai due precedenti gruppi, suggerendo una minore interazione con l'agente metasomatico alcalino.

Olivin-websteriti (fig. 47) e websteriti (fig. 49) si discostano ancora una volta dai campioni peridotitici. Innanzitutto, l'altezza degli spider, e quindi l'arricchimento negli elementi incompatibili, è maggiore rispetto a tutti gli altri gruppi finora descritti. Infatti i valori vanno in generale da 2 a 10 volte il mantello primordiale, per gli elementi intermedi dello spiderdiagram, a convessità verso l'alto. Da sottolineare inoltre che le websteriti risultano, analizzando la totalità dello spiderdiagram, leggermente più impoverite negli elementi a più alta incompatibilità, ossia nella parte sinistra del diagramma, con valori in Rb anche inferiori a 1 volta il mantello primordiale. Questi patterns delle terre rare delle pirosseniti, in accordo con le composizioni mineralogiche e in elementi maggiori, indicano che queste rocce probabilmente rappresentano sezioni di mantello notevolmente rifertilizzate da magmi basici con affinità da tholeiitica a transizionale-alcaina e variabili rapporti melt/matrice. È importante notare come questi processi siano stati relativamente "antichi" da permettere una ri-equilibratura tessiturale tra domini di mantello peridotitici e pirossenitici, precedente rispetto all'interazione con gli agenti metasomatici.

In conclusione, il generale arricchimento degli elementi più incompatibili (LREE e U e Th) nei campioni peridotitici più refrattari (duniti ed harzburgiti) non si spiega ovviamente con un impoverimento dovuto a processo di fusione parziale. Ciò trova invece chiara spiegazione nelle interazioni di queste litologie di mantello con fluidi e/o fusi metasomatici, portando ad un nuovo arricchimento negli elementi incompatibili da parte di agenti metasomatici alcalini. Ciò è in accordo con i dati di un'ampia letteratura che dimostrano come "materiali" più refrattari (cioè più ricchi in olivina) risultino più permeabili al passaggio di agenti metasomatici, come anche dimostrato sperimentalmente da *Toramaru & Fujii, 1986*.

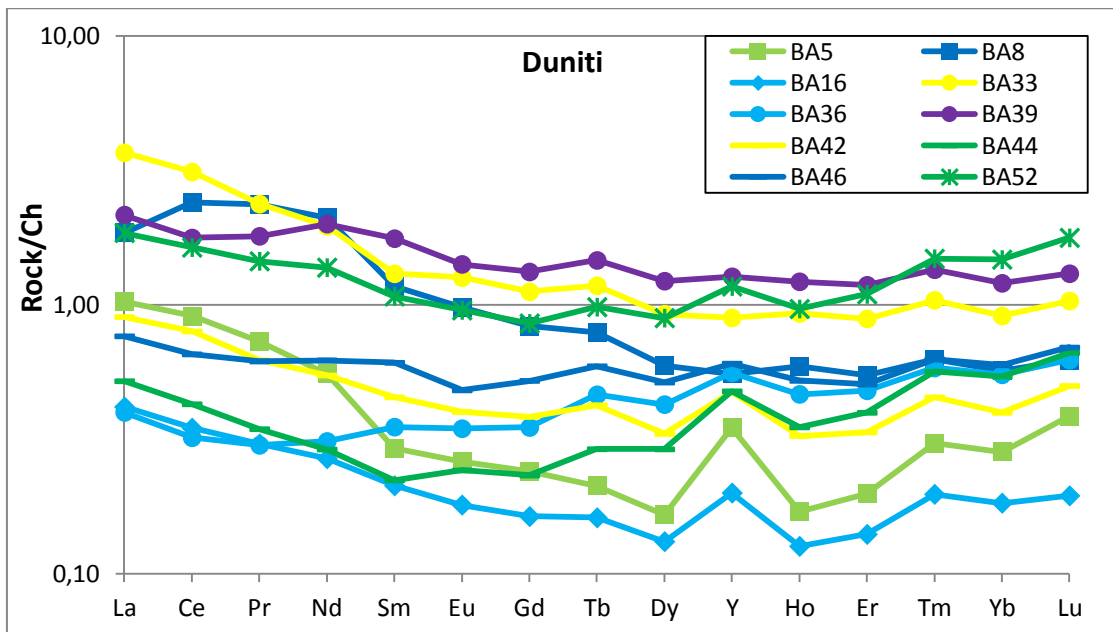


Fig. 40 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nelle duniti di Bir Ali.

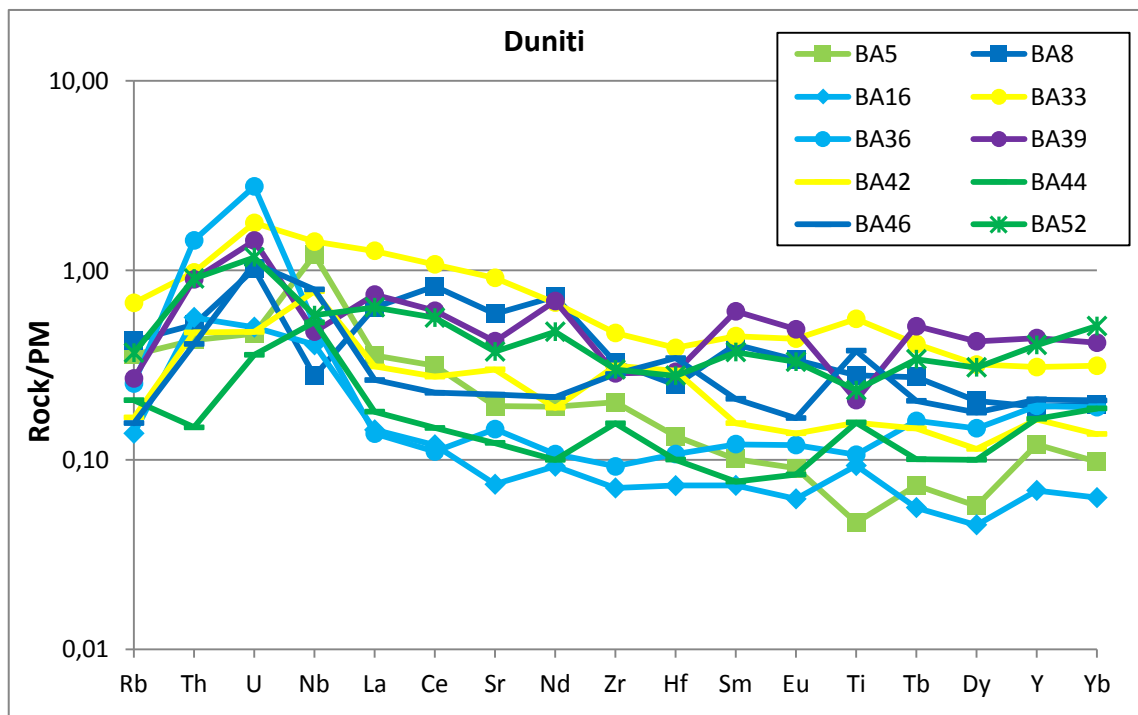


Fig. 41 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nelle duniti di Bir Ali.

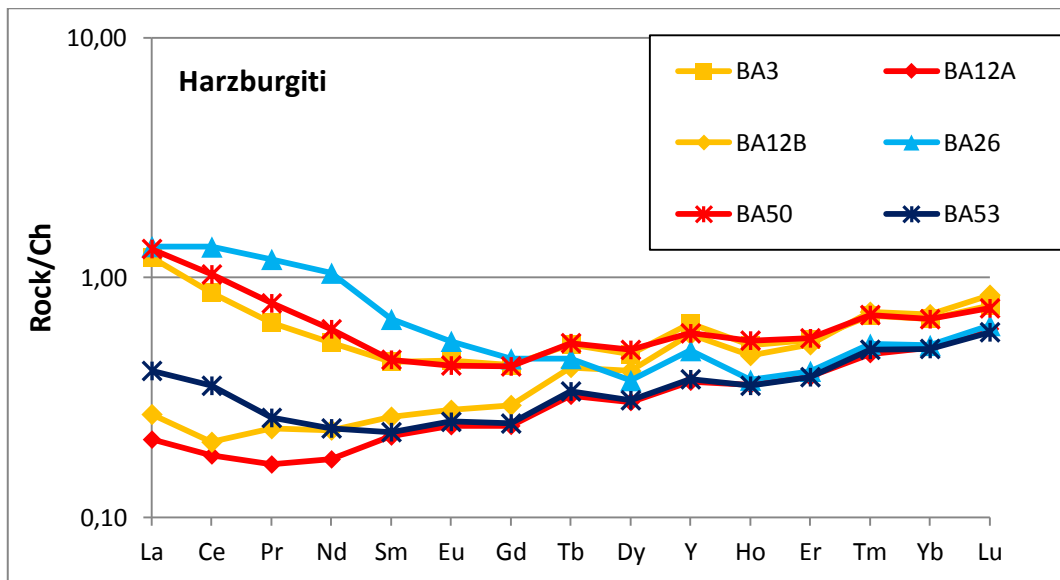


Fig. 42 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nelle harzburgiti di Bir Ali.

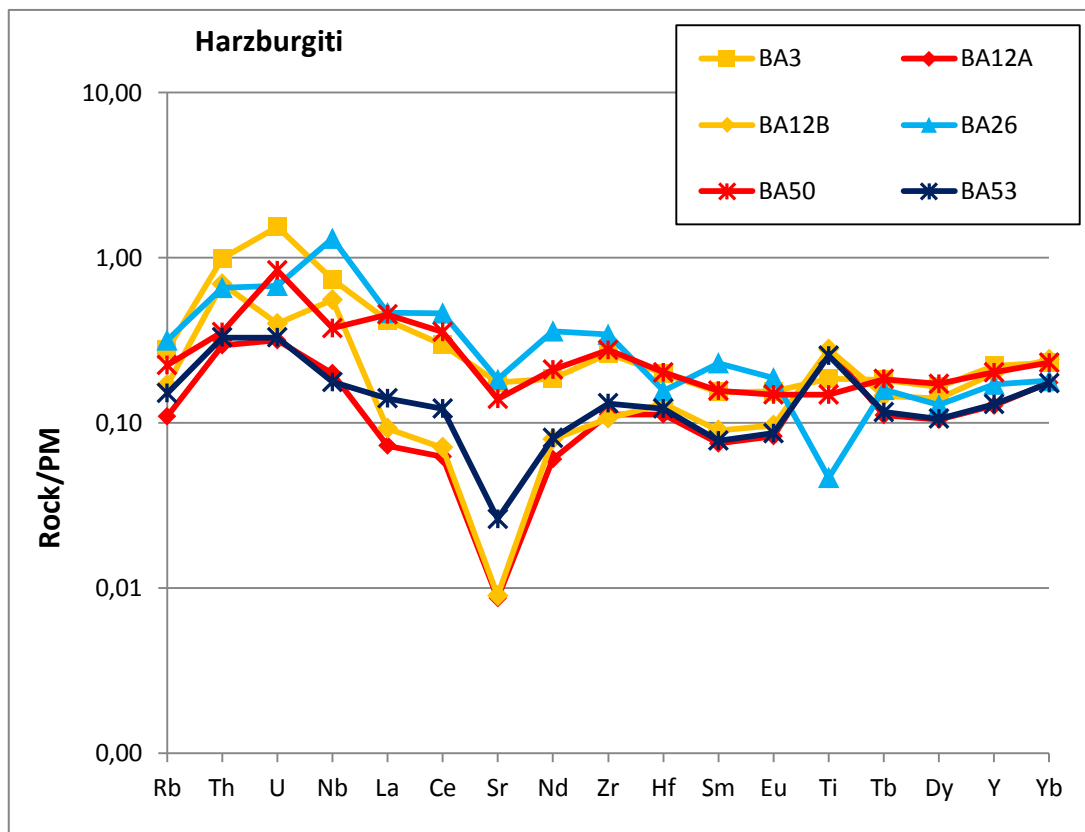


Fig. 43 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nelle harzburgiti di Bir Ali.

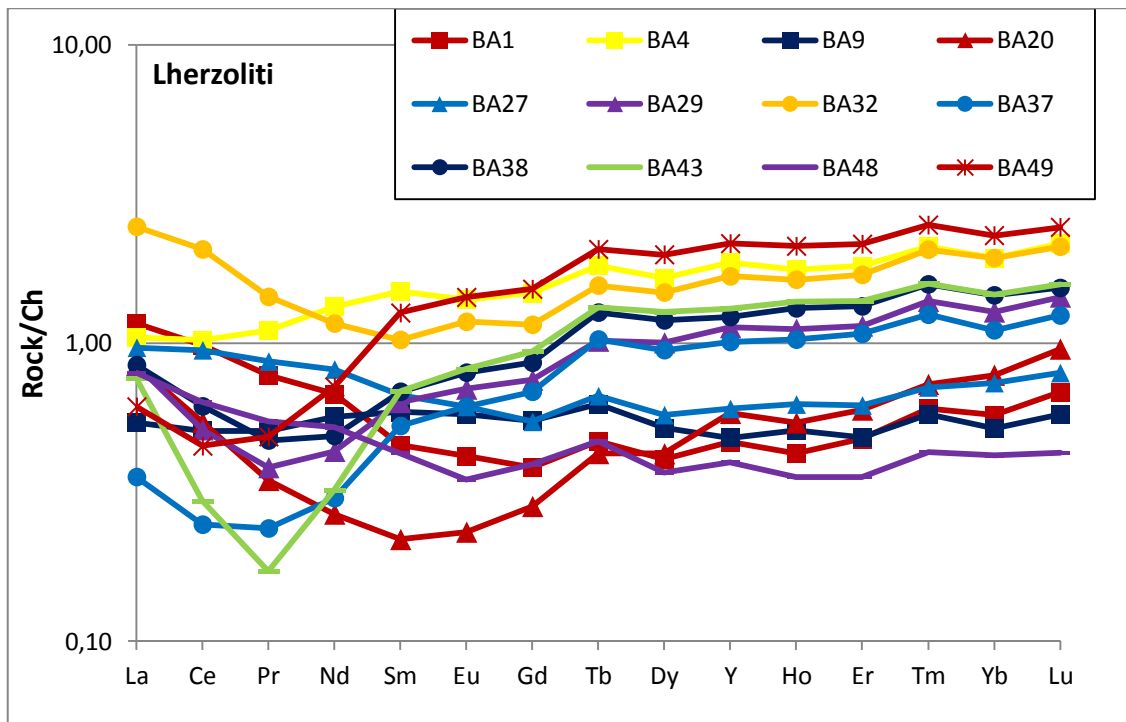


Fig. 44 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nelle lherzoliti di Bir Ali.

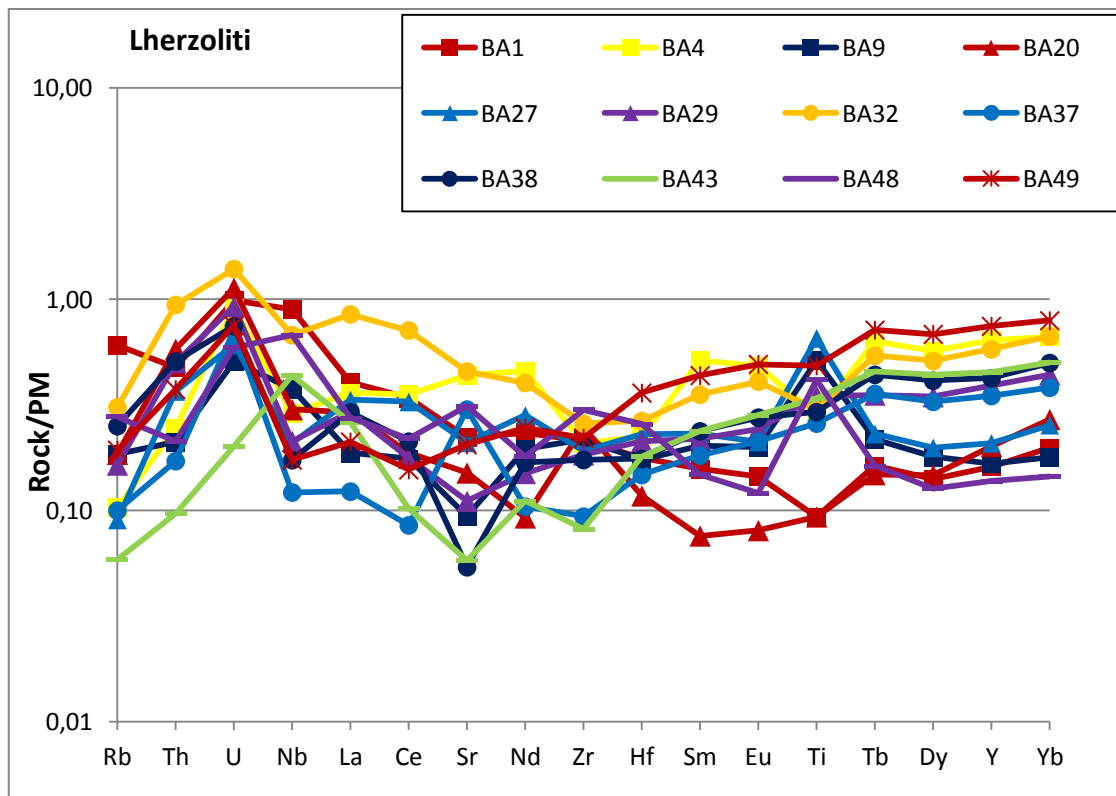


Fig. 45 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nelle lherzoliti di Bir Ali.

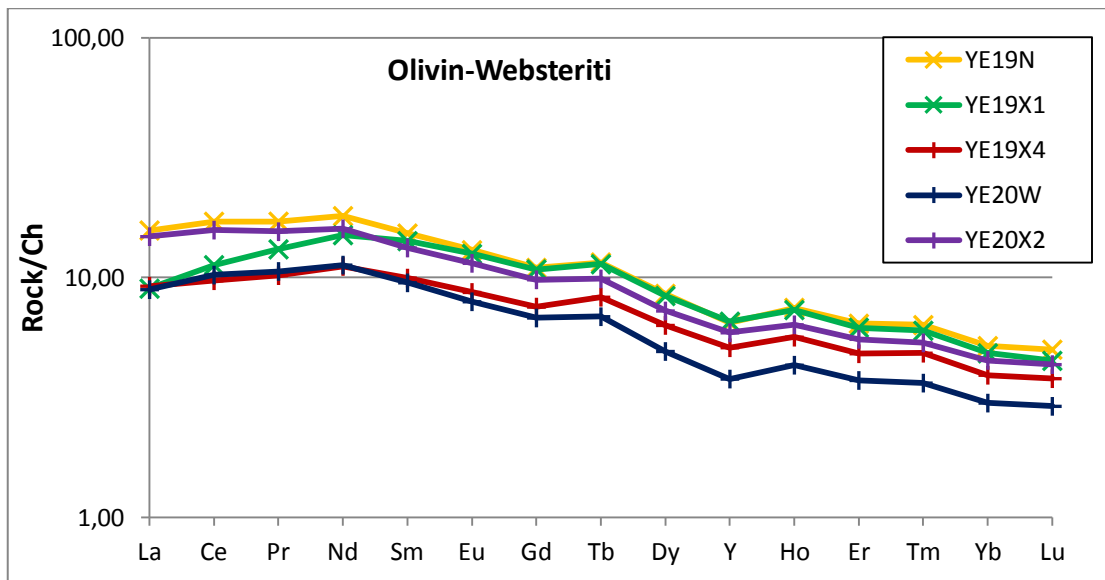


Fig. 46 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nelle olivin-websteriti di Bir Ali.

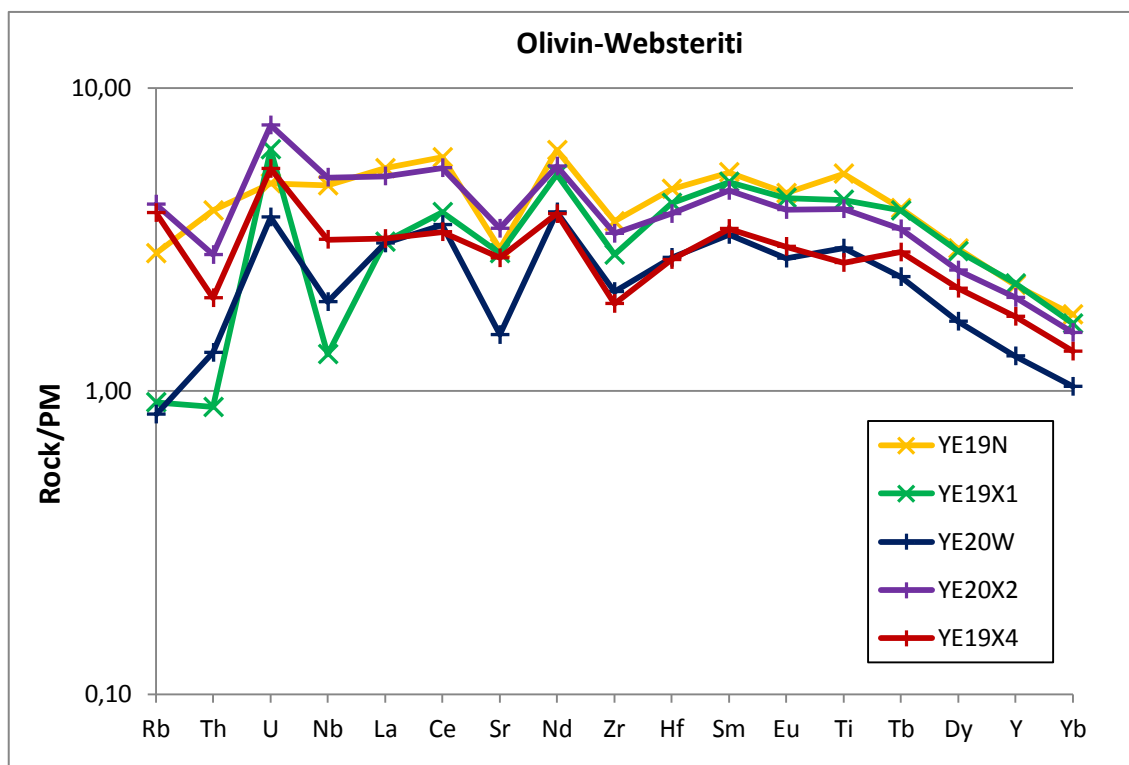


Fig. 47 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nelle olivin-websteriti di Bir Ali.

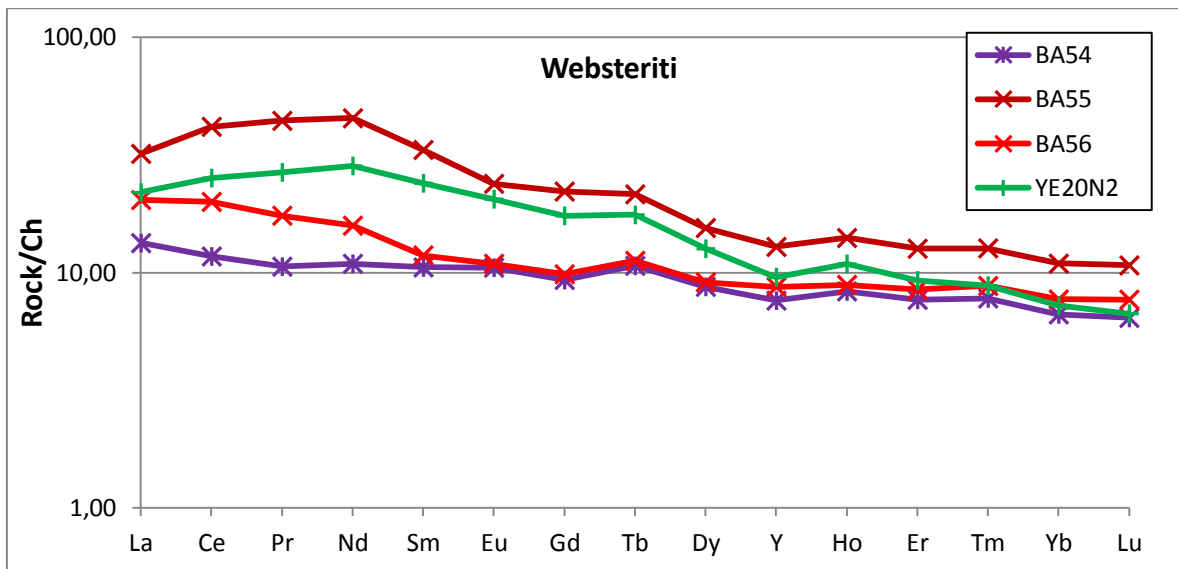


Fig. 48 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nelle websteriti di Bir Ali.

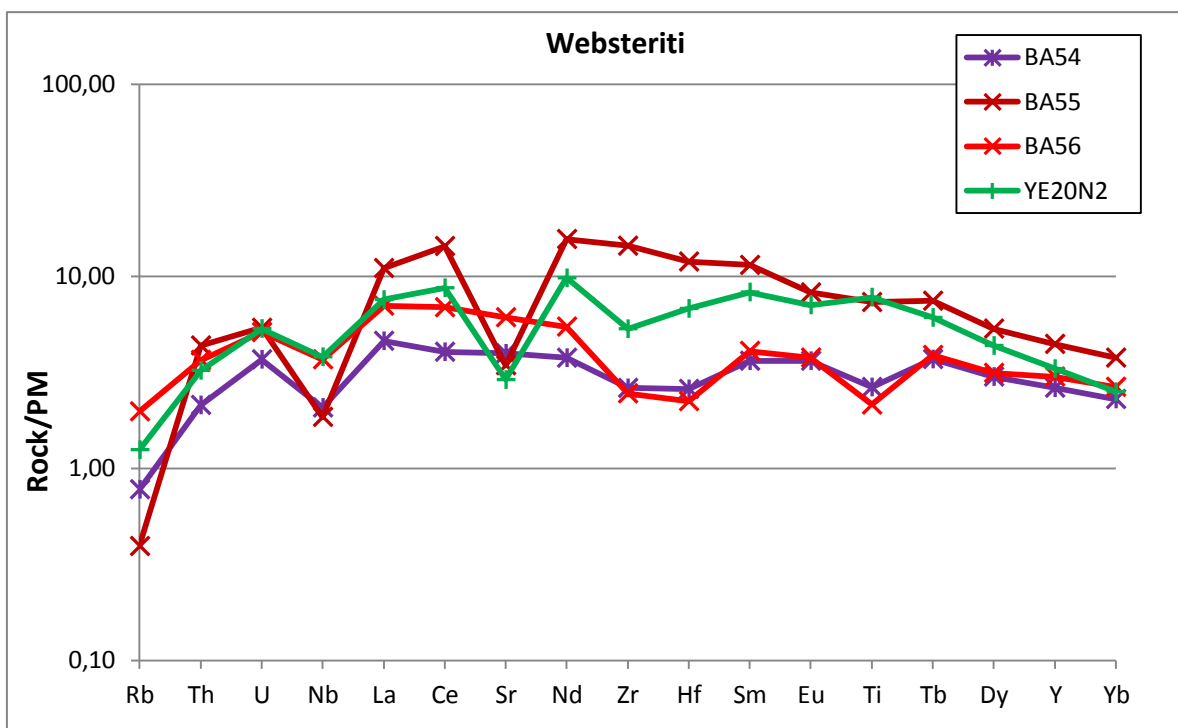


Fig. 49 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nelle websteriti di Bir Ali.

6.7 - ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE “IN SITU” DELLE FASI COSTITUENTI (LA-ICP-MS)

Le analisi degli elementi in tracce e ultratracce eseguite su singole fasi mineralogiche e vetri, sono state eseguite presso l'Istituto di Geoscienze e Georisorse – IGG-CNR di Pavia, secondo le modalità e le specifiche analitiche descritte in Appendice. Sono state effettuate 25 analisi su clinopirosseno, 3 analisi su anfibolo, 7 analisi su vetro. Rispettivamente clinopirosseni nei campioni BA1, BA8, BA27, BA37, BA43 e BA48, anfiboli nel campione BA8, e vetri nel campione BA33.

I clinopirosseni analizzati mostrano una distribuzione delle terre rare concorde con le rispettive analisi di roccia totale (Fig. 50), ossia la dunite presenta pattern arricchiti soprattutto in terre rare leggere, le lherzoliti al contrario presentano in generale pattern dei clinopirosseni da leggermente arricchiti a fortemente impoveriti, sempre nelle terre rare leggere LREE, in quanto contraddistinte da maggiore mobilità. Le terre rare intermedie MREE e pesanti HREE sono generalmente caratterizzate da andamenti piatti e si distribuiscono in un intervallo compreso tra 4 e 21 condritico (i pattern più alti sono della dunite BA8). A conferma di ciò, il rapporto La_n/Yb_n va da valori molto bassi (0,01-0,02 – Campione BA43) nelle lherzoliti più fertili, a valori più alti (3,87-3,9 – Campioni BA8 e BA27) nei cpx della dunite e della lherzolite più refrattaria. Osservando i campioni nel loro complesso, è possibile distinguere diverse tipologie di pattern. Seguendo un ordine a seconda del “grado d'impoverimento”, si nota come la lherzolite BA43 presenti i clinopirosseni con il maggiore impoverimento, soprattutto in terre rare leggere LREE, confermato da valori del rapporto La_n/Nd_n molto bassi, compresi tra 0,05 e 0,09. Il resto del pattern al contrario si presenta piatto per le terre rare pesanti HREE, attorno al valore 10 condritico. Simili anche le terre rare intermedie MREE, con un principio d'impoverimento per gli elementi Sm ed Eu.

Il campione BA37 mostra il tipico pattern a cucchiaio, tipicamente definito “spoon-shape REE pattern” (come osservato anche per la roccia totale), con un andamento delle terre rare intermedie MREE e pesanti HREE sostanzialmente piatto, attorno al 10 condritico, con un leggero impoverimento in Sm, Nd, Pr e Ce, ed un variabile arricchimento in La. I due pattern fin qui descritti possono essere interpretati come il risultato di uno o più episodi d'impoverimento per estrazione di fusi basici, ai quali, nel caso del campione BA37, è seguito probabilmente un leggero evento metasomatico, che ha reintrodotto nel sistema gli elementi più incompatibili per la paragenesi peridotitica.

Le restanti tre lherzoliti, ossia i campioni BA1, BA27 e BA48, presentano pattern dei clinopirosseni piatti, o con leggeri frazionamenti lineari positivi nelle terre rare intermedie MREE e leggere LREE, con valori del rapporto La_n/Nd_n fino a circa 1,7.

In accordo con i pattern di roccia totale, il maggiore fenomeno d'arricchimento, risulta nei pattern dei clinopirosseni della dunite BA8 con frazionamento positivo delle MREE/HREE e un pattern convesso verso l'alto delle LREE paragonabile a quello dei pirosseni cristallizzati da magmi alcalini (*Jeffries et al., 1995; Dobosi e Jenner, 1999*), dovuto quindi ad intensa interazione con agenti metasomatici alcalini. Per quel che riguarda il contenuto in elementi in tracce incompatibili normalizzati al Mantello Primordiale, gli spiderdiagram dei clinopirosseni, nella maggior parte dei casi, rispecchiano la composizione in elementi in tracce di roccia totale. Infatti i cpx delle lherzoliti BA43 e BA48 risultano quelli più impoveriti, con spider caratterizzati da un trend d'impoverimento generale all'aumentare del carattere d'incompatibilità degli elementi in tracce. Si può osservare inoltre che tutti i campioni presentano le anomalie negative più o meno marcate negli elementi ad alti forza di campo in Nb, Ta, Zr e Ti. Inoltre presentano forti anomalie positive in Th e U, come normalmente riscontrato in questi minerali. Come analogamente visto per roccia totale, i pattern dei cpx dei campioni BA8 e BA27 sono in accordo con un metasomatismo di tipo alcalino, come ad esempio magmi basanitici e/o nefelinitici (come si vedrà in seguito l'analisi dei vetri della dunite BA33 suggerisce un carattere alcalino-sodico degli agenti metasomatici).

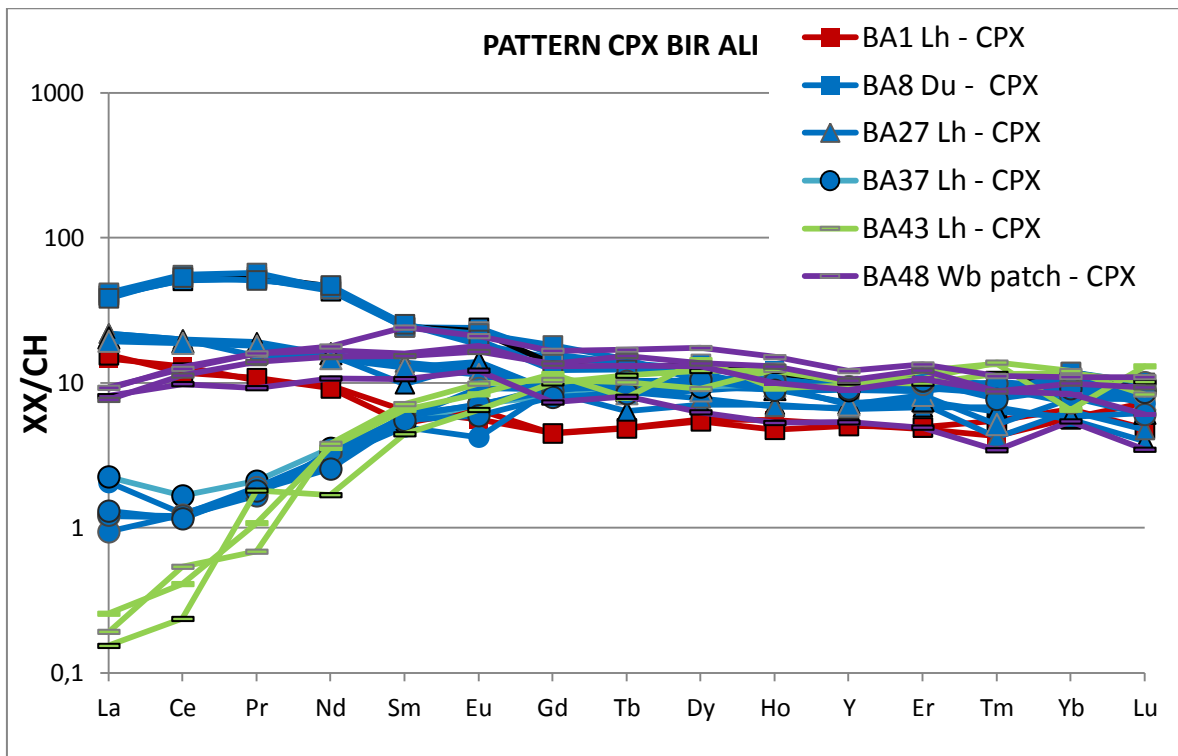


Fig. 50 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nei clinopirosseni degli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

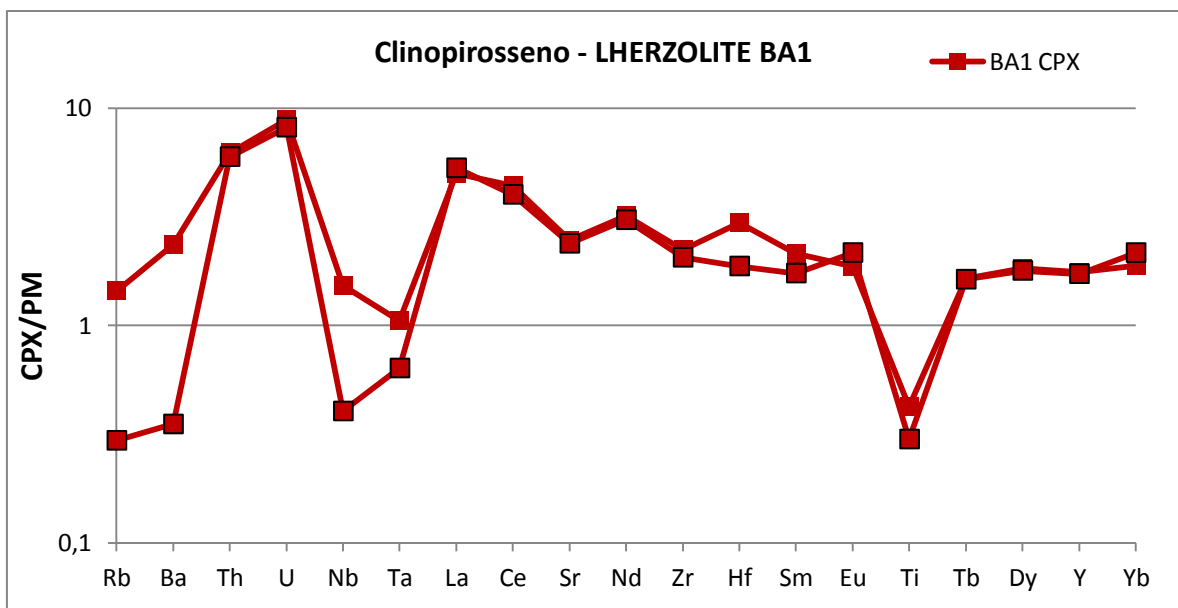


Fig. 51 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nei clinopirosseni della lherzolite BA1 di Bir Ali.

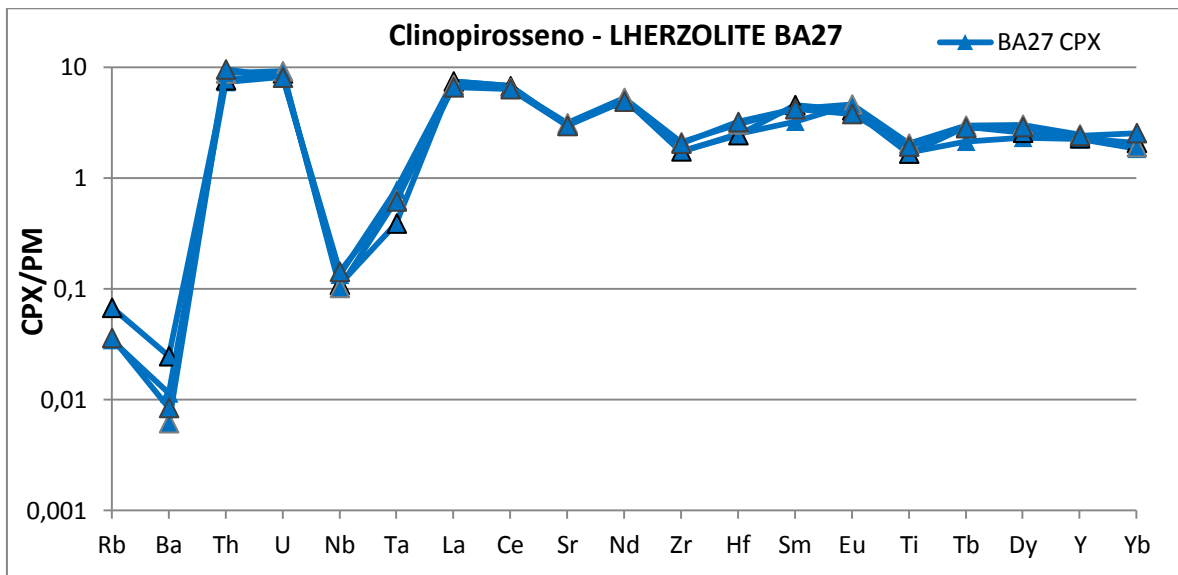


Fig. 52 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) nei clinopirosseni dell'harzburgite BA27 di Bir Ali.

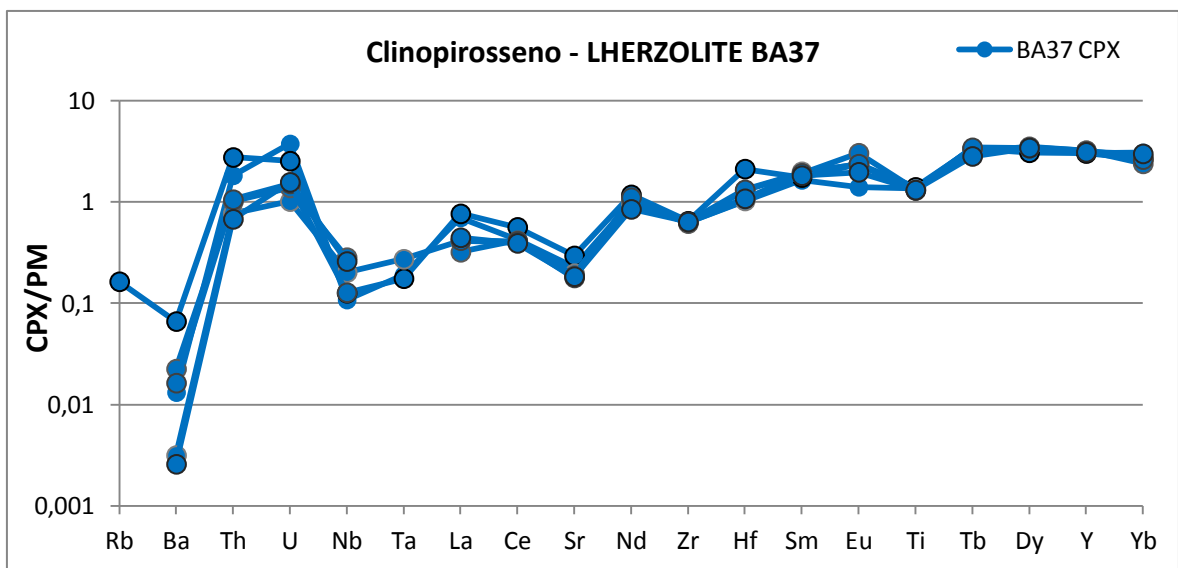


Fig. 53 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) nei clinopirosseni della lherzolite BA37 di Bir Ali.

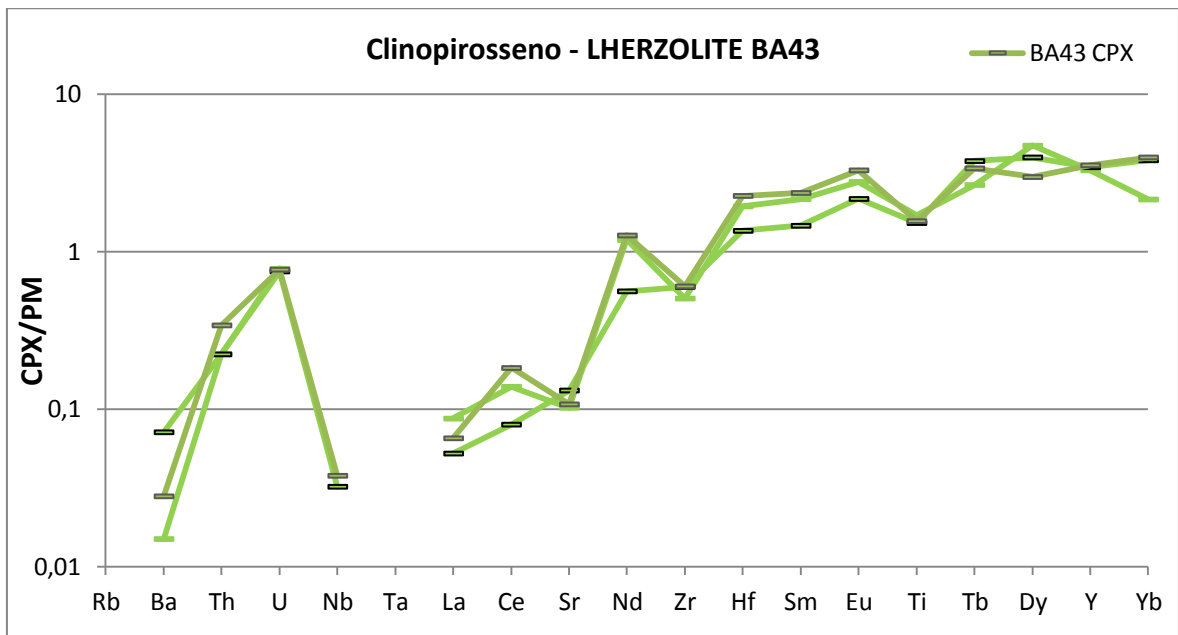


Fig. 54 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) nei clinopirosseni della lherzolite BA43 di Bir Ali.

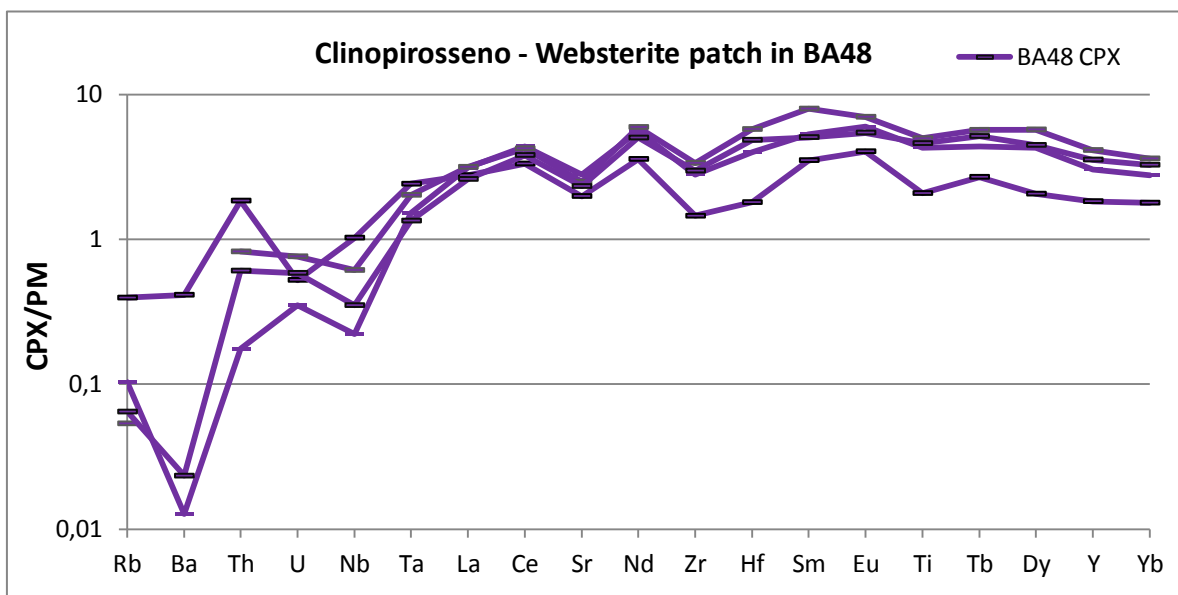


Fig. 55 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) nei clinopirosseni della lherzolite BA48 di Bir Ali.

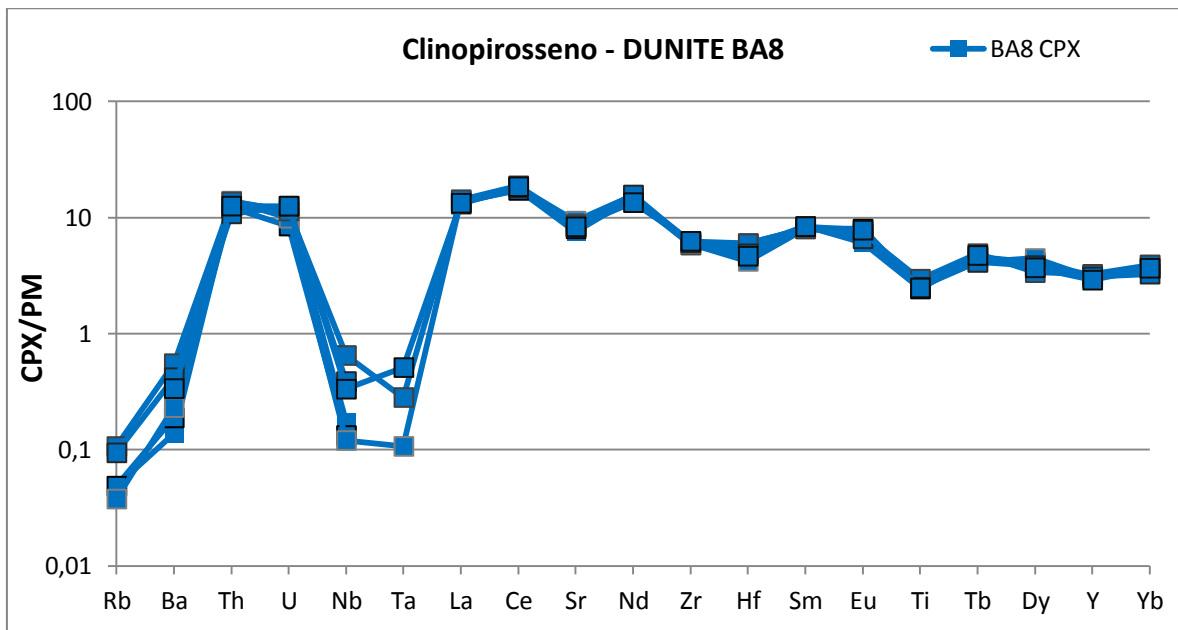


Fig. 56 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) nei clinopirosseni della dunite BA8 di Bir Ali.

Per quanto riguarda l'anfibolo analizzato, come si può notare presenta un pattern delle terre rare normalizzate alle condriti molto simile a quello dei clinopirosseni analizzati nella stessa roccia, ossia la dunite BA8. Infatti tale anfibolo presenta un pattern convesso verso l'alto, di maggiore altezza generale, con arricchimenti in terre rare leggere LREE con valori oltre il 100 condritico, terre rare pesanti HREE sostanzialmente piatte con valori attorno al 15 condritico, e terre rare intermedie MREE che già presentano un trend d'arricchimento nella direzione delle terre rare leggere LREE, confermato dal rapporto Sm_n/Dy_n con valori compresi tra 1,9 e 2,4. La presenza di questo minerale idrato indica un'interazione tra la roccia di mantello e l'agente metasomatico, e può essere interpretata come prodotto della stessa. Analizzando inoltre lo spiderdiagram degli elementi in tracce normalizzati al mantello primordiale, si possono notare alcune anomalie. Più precisamente, anomalie positive in Ba, terre rare leggere (La, Ce e Nd) e intermedie (Sm, Eu); anomalie negative di variabile entità in Zr e Hf.

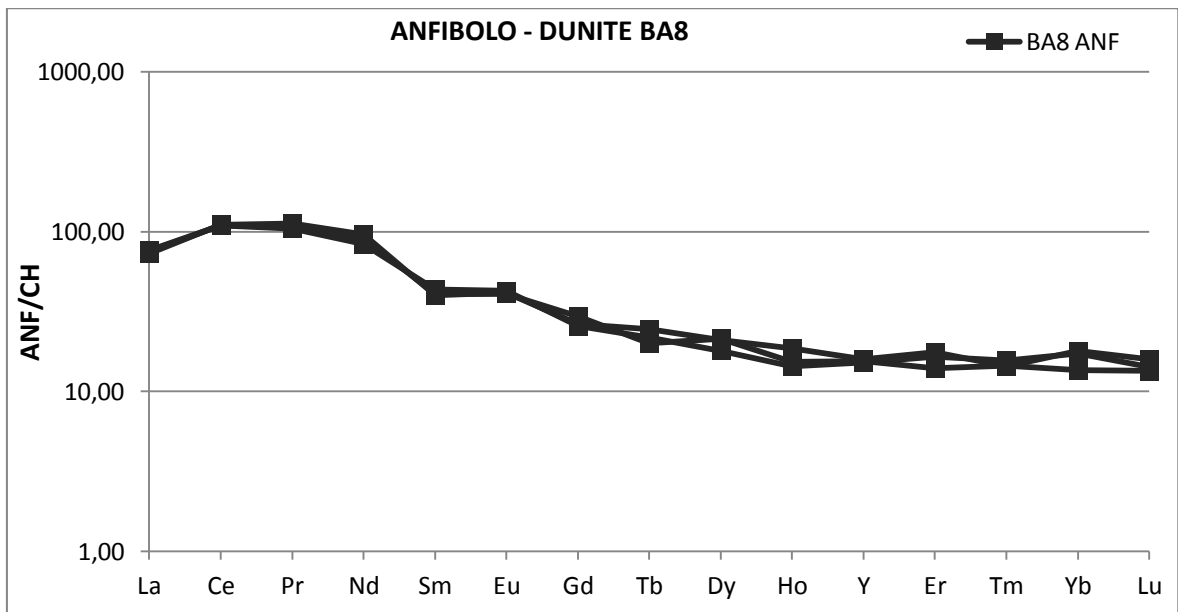


Fig. 57 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nell'anfibolo della dunite BA8 di Bir Ali.

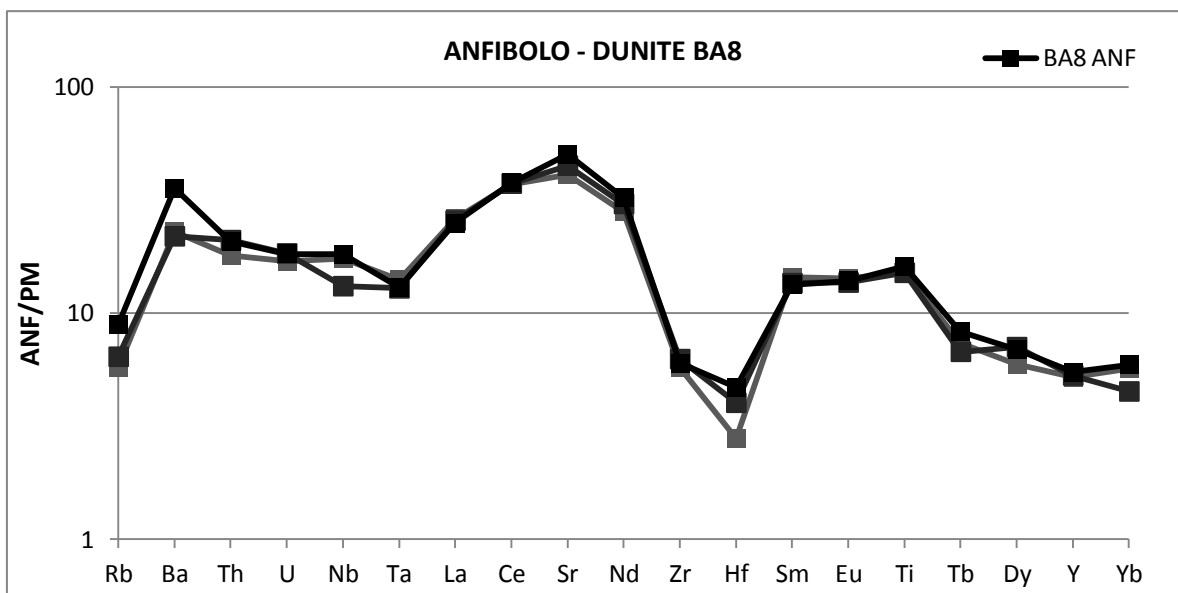


Fig. 58 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) nell'anfibolo della dunite BA8 di Bir Ali.

Sono state effettuate infine 7 analisi direttamente su alcuni vetri riscontrati nella sezione sottile della dunite BA33. Dai dati si evince come questi vetri presentino un pattern delle terre rare con un notevole frazionamento positivo soprattutto nelle terre rare intermedie MREE e leggere LREE fino a valori oltre il 100 condritico per il La, confermato da valori del rapporto Sm_n/Dy_n compresi tra 1 e 1,9 e valori del rapporto La_n/Nd_n compresi tra 2,3 e 2,8. Le terre rare pesanti HREE presentano un pattern sostanzialmente piatto (Fig. 59).

Visualizzando inoltre gli spiderdiagram degli elementi in tracce normalizzati al mantello primordiale, si può notare come gli stessi siano molto simili a quelli dell'anfibolo. Sono presenti infatti le stesse anomalie, soprattutto quelle negative, per gli elementi, Ta, Zr e Hf, sinonimo che questi vetri, assieme agli anfiboli descritti in precedenza, possono essere il prodotto diretto dell'interazione tra la roccia di mantello e gli agenti metasomatici alcalini (Fig. 60). Considerando infatti che entrambi si trovano in rocce dunitiche geneticamente simili, fortemente refrattarie, e quindi maggiormente permeabili al passaggio dei fluidi metasomatici, si può dedurre che le due fasi a simile composizione riflettano diverse condizioni termo-barometriche, a cui è avvenuta l'interazione.

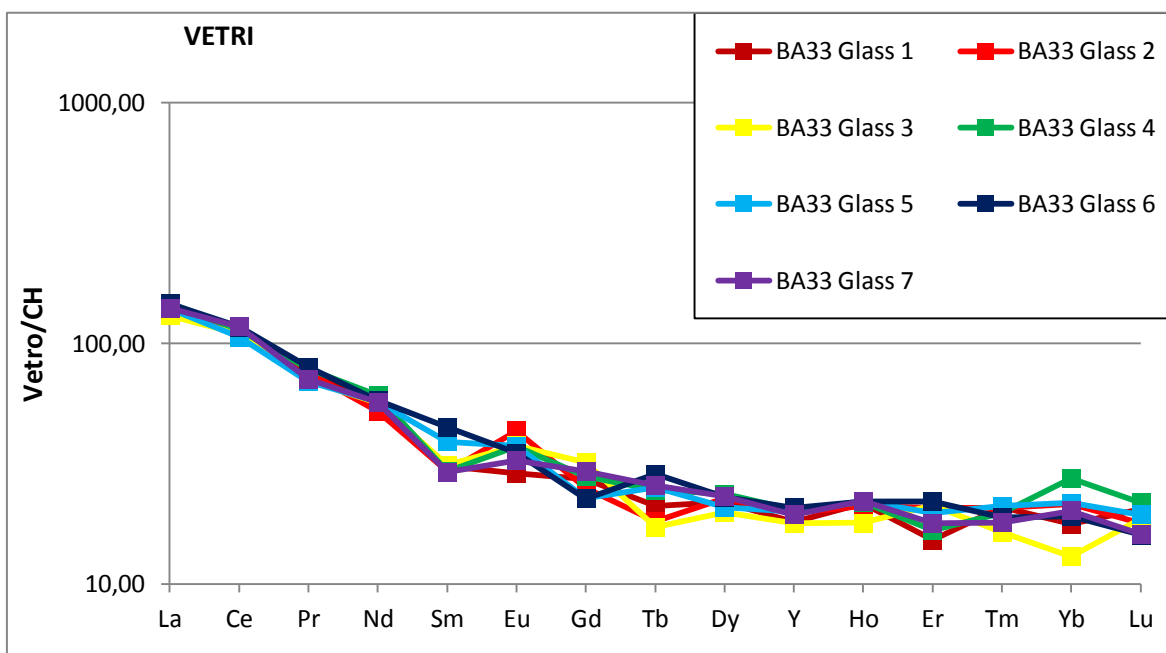


Fig. 59 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) nei vetri analizzati nella dunite BA33 di Bir Ali.

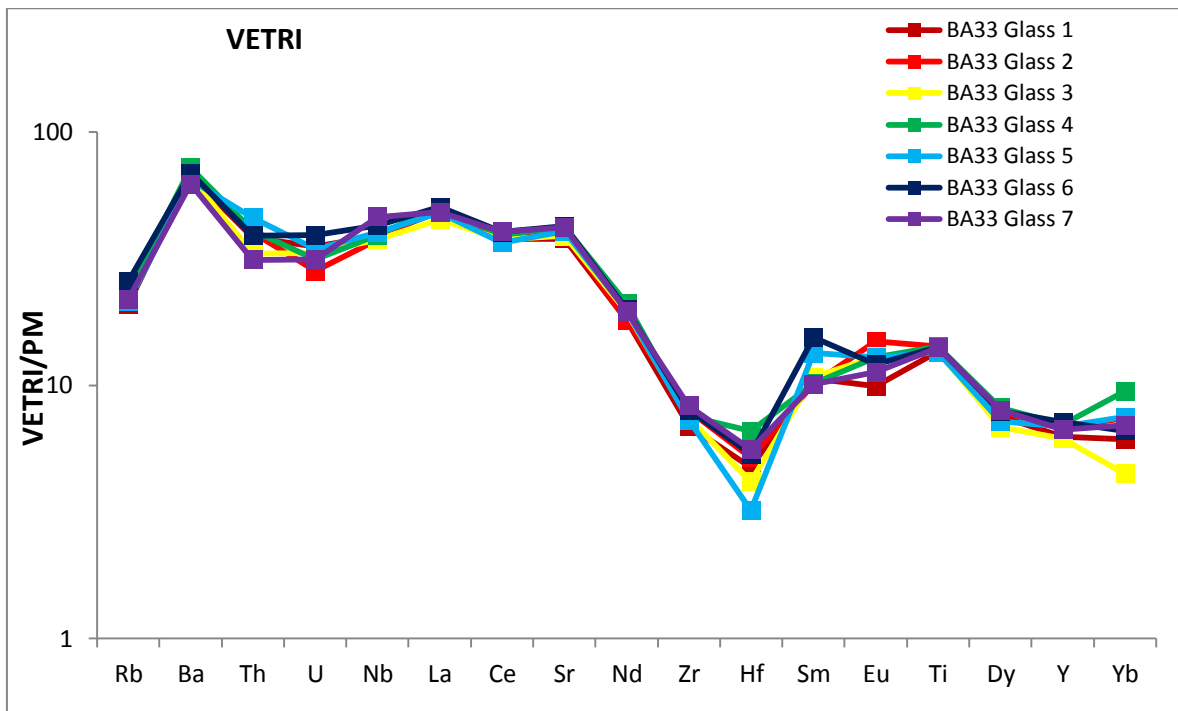


Fig. 60 – Distribuzione delle elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) nei vetri analizzati nella dunite BA33 di Bir Ali.

6.8 – MODELLIZZAZIONE DEGLI AGENTI METASOMATICI

Grazie quindi alla presenza di clinopirosseni con notevoli impronte metasomatiche, dell'anfibolo e dei vetri interstiziali sopra descritti è possibile tentare di modellizzare la composizione, in termini di elementi in tracce, dell'agente metasomatico per gli xenoliti del sito di Bir Ali.

Dai dati analitici raccolti sono stati effettuati vari tentativi per ricostruire la storia evolutiva degli xenoliti dal sito di Bir Ali.

Si è cercato di fornire stime il più possibile precise a proposito delle entità dei processi di fusione parziale e arricchimenti metasomatici che hanno influito sugli xenoliti in esame, ma anche, sulle sorgenti di mantello sottostante l'area di studio.

Come già visto, nei diagrammi di variazione degli ossidi ed elementi in tracce di roccia totale (fig. 16 e fig. 17), per questa popolazione di xenoliti di mantello si è ipotizzato un unico trend con vari gradi di fusione parziale; per tale motivo si è cercato quindi di stimare, in base alle analisi effettuate, in modo più preciso possibile, il grado d'impoverimento e la possibile presenza di interazioni con agenti metasomatici. A tale scopo si è utilizzato il diagramma (*Bianchini et al., 2007*), nel quale vengono ricostruiti, sulla base del contenuto in terre rare nei clinopirosseni, gli andamenti d'impoverimento per fusione parziale (sia batch melting che fractional melting, secondo gli algoritmi proposti da *Johnson et al., 1990*), a partire da una sorgente di mantello fertile (Cpx_0) caratterizzata da un contenuto di REE pesanti (Yb_n) 14 volte il valore delle condriti e un rapporto Nd_n/Yb_n di 1,03 (fig. 61).

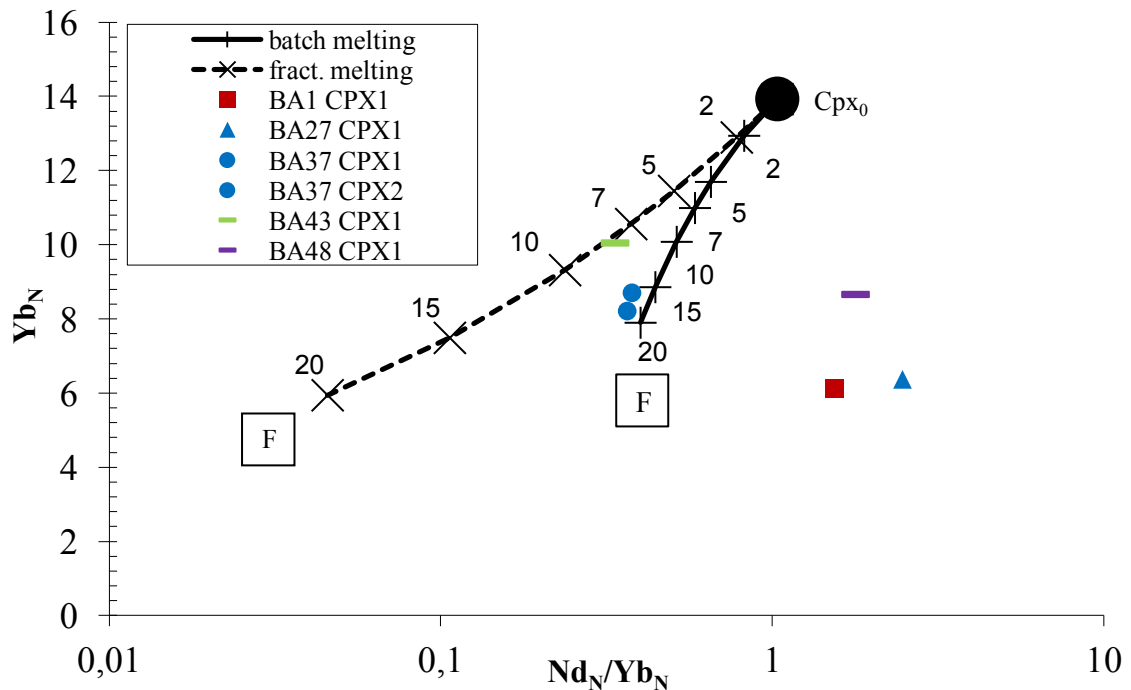


Fig. 61 – Diagramma Yb_n vs Nd_n/Yb_n per i clinopirosseni di una selezione di lherzoliti di Bir Ali. I trends d’impoverimento, e i relativi gradi di fusione parziale (F) del mantello per batch e fractional melting sono calcolati da una sorgente iniziale Cpx_0 (da Bianchini et al., 2007). Fattori di normalizzazione da Sun & McDonough, 1989.

Plottando i dati, si può notare come alcuni dei campioni utilizzati nel diagramma siano il risultato di processi di fusione parziale di entità variabile. In dettaglio vengono ipotizzati gradi di fusione parziale per il campione BA43 circa dell’8% (F fractional melting) e per il campione BA37 circa del 17-18% (F batch melting). Questi due campioni sono quelli che secondo le analisi e i capitoli precedenti risultano essere più impoveriti, e che poco o nulla hanno risentito di uno o più eventi metasomatici, o per i quali in definitiva l’evento metasomatico non ha introdotto nel sistema l’elemento Nd. Un secondo gruppo, composto dalle altre lherzoliti utilizzate (BA1, BA27 e BA48), non può essere spiegato semplicemente prendendo in considerazione un possibile processo di fusione parziale. Questi campioni, infatti, sono contraddistinti da un significativo incremento del rapporto Nd_n/Yb_n e nonostante tutti riportino un valore di Yb_n inferiore a quello di partenza (Cpx_0), evidenza di un passato processo di fusione parziale, per essere spiegati necessitano di un successivo arricchimento di origine metasomatica, variabile di caso in caso, a seconda dell’entità e degli elementi coinvolti. In particolare dal grafico si evince che questi tre campioni caratterizzati da un minore contenuto in clinopirosseno, quindi più refrattari, secondo le evidenze derivanti dalle analisi degli ossidi maggiori e dai successivi bilanci di massa, presentano gradi di fusione parziale superiore al 15%, e successivi arricchimenti

metasomatici (con il rapporto Nd_n/Yb_n fino a 2,5), coerentemente con quanto detto in precedenza. Ciò sembrerebbe quindi confermare l'ipotesi secondo la quale i campioni più impoveriti, afferenti cioè a domini di mantello costituiti da lherzoliti relativamente povere in clinopirosseno, harzburgiti e duniti, hanno subito un'infiltrazione più efficace ad opera degli agenti metasomatici, in accordo con le evidenze sperimentali a proposito della connettività dei fluidi nelle matrici di mantello (*Toramaru e Fujii, 1986*).

I prossimi modelli sono volti allo scopo di comprendere meglio la natura ed intensità dei processi metasomatici che hanno interessato le sorgenti di mantello sottostante il distretto vulcanico in esame. Per far ciò e per avere la certezza di non ottenere indicazioni che potessero essere fuorvianti, si è scelto di selezionare in modo accurato i campioni su cui effettuare le simulazioni successive, avendo cioè cura di utilizzare solo le analisi dei clinopirosseni che più degli altri recavano l'impronta dell'agente metasomatico, e cioè quelli più arricchiti nel contenuto di elementi incompatibili e terre rare, e le analisi dei vetri come diretta indicazione dell'agente metasomatico. In figura 62 viene riportato il diagramma discriminante (basato sui rapporti La_n/Yb_n e Ti/Eu , da *Coltorti et al., 1999*), che, utilizzato per i clinopirosseni, è in grado di indicare in modo qualitativo la natura di un eventuale agente metasomatico, aiutando a distinguere tra agente di composizione silicatica ed agente di composizione carbonatitica.

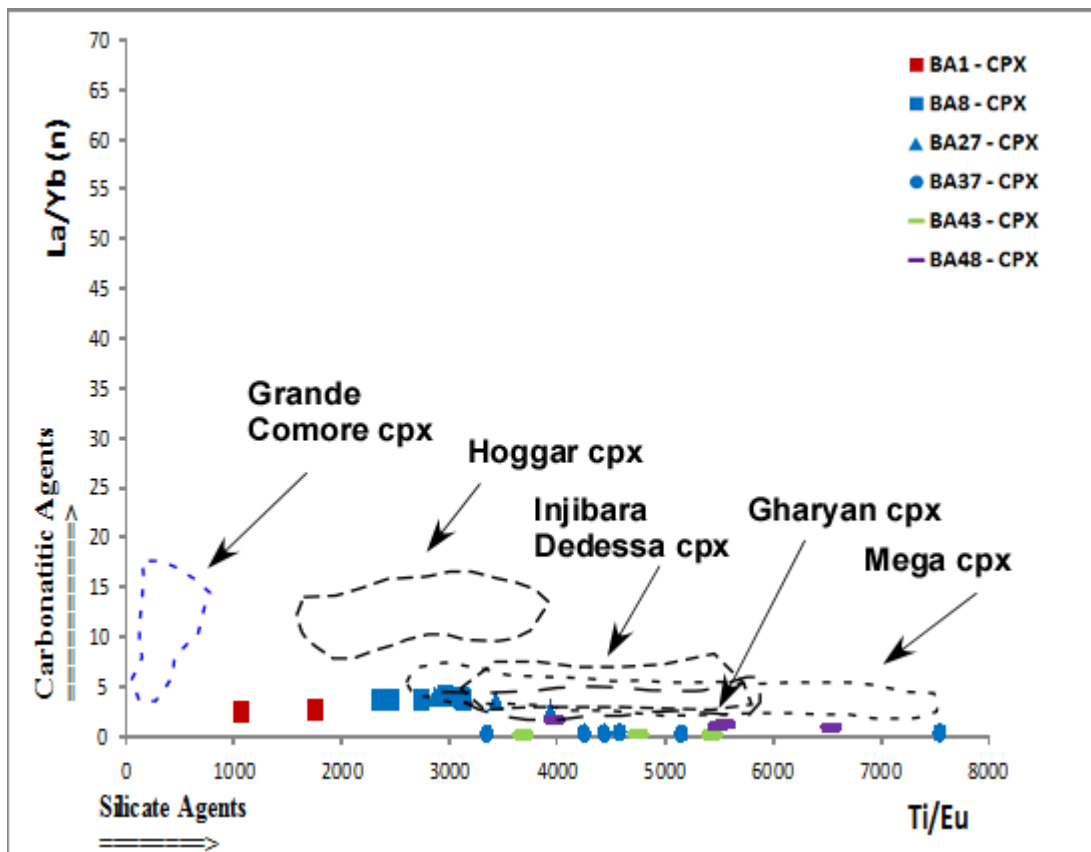


Fig. 62 – Diagramma La_n/Yb_n vs Ti/Eu per i clinopirosseni degli xenoliti più metasomatizzati del sito di Bir Ali. Per confronto sono riportati i campi composizionali dei clinopirosseni di xenoliti di La Grille (*Grande Comore*, da *Coltorti et al., 1999*), Hoggar (da *Beccaluva et al., 2007*), Gharyan (da *Beccaluva et al., 2008*), Injibara, Dedessa e Mega (da *Beccaluva et al., 2011*).

Su questo diagramma, prodotto per i clinopirosseni degli xenoliti a metasomatismo carbonatitico delle Grande Comore, il cui campo composizionale viene riportato per confronto, sono stati proiettati i punti analisi dei clinopirosseni di Bir Ali. Per confronto sono stati inseriti i clinopirosseni delle peridotiti di Hoggar (*Algeria – Beccaluva et al., 2007*), Gharyan (*Libia – Beccaluva et al., 2008*) e Mega – Injibara – Dedessa (*Etiopia – dati da Beccaluva et al., 2011*).

Per quanto riguarda i campioni di Bir Ali, i clinopirosseni analizzati, presentando valori del rapporto La_n/Yb_n decisamente bassi, compresi tra 0 e 4, e valori del rapporto Ti/Eu compresi tra 1000 e 7500, si distribuiscono nella parte bassa del diagramma, sovrapponendosi al campo occupato dai clinopirosseni di Gharyan (*Beccaluva et al., 2007*) e al campo dei clinopirosseni del gruppo di Mega (*Beccaluva et al., 2011*), entrambi influenzati da un agente metasomatico alcali-silicatico. Ciò quindi sembra suggerire, analogamente alle due popolazioni di campioni sopra citate, che la popolazione dei campioni di Bir Ali è stata influenzata da agenti metasomatici con una forte impronta alcali-silicatica.

Successivamente è stato effettuato un tentativo di modellizzazione della possibile composizione, in termini di elementi in tracce e terre rare, dell'agente metasomatico. A tale scopo si è cercato, quindi, di selezionare i clinopirosseni che meglio potevano aver registrato l'agente metasomatico e utilizzando i coefficienti di partizione clinopirosseno/fuso alcali-silicatico (Zack & Brumm, 1998) e anfibolo/fuso alcali-silicatico entrambi relativi a magmi basici alcalini (Dalpe & Baker, 1994) ritenuti più coerenti con le litologie reali (disponibili sul database GERM: <http://earthref.org/GERM/>), è stato possibile ricostruire, per questa popolazione, le composizioni degli agenti metasomatici. Il modello è stato costruito utilizzando le analisi dei clinopirosseni e degli anfiboli della dunita BA8, che presentavano i più alti arricchimenti in terre rare. Da tali diagrammi (fig. 63 e fig. 64), si può notare come gli agenti metasomatici calcolati siano composizionalmente molto simili, discostandosi solamente per un andamento generalmente più elevato per l'agente costruito dall'anfibolo. Inoltre si può dedurre che i vetri analizzati non sono probabilmente l'originale agente metasomatico di passaggio all'interno della paragenesi primaria di queste rocce più refrattarie, ma un prodotto di reazione tra l'agente metasomatico e la matrice peridotitica. Analizzando inoltre gli spider degli elementi in tracce degli ipotetici agenti metasomatici si possono notare le leggere anomalie negative negli elementi Nb, Zr, Hf e Ti. Analizzando inoltre gli spider degli elementi in tracce in confronto agli involuppi di magmi naturali di tipo alcalino (fig. 65), si evince come il set di coefficienti di partizione clinopirosseno/basalto alcalino e anfibolo/basalto alcalino, nel complesso risultino in buona corrispondenza con le composizioni dei magmi basici alcalini afferenti alla litosfera africana (basaniti, nefeliniti, meliliti; Azzouni-Sekkal et al., 2007; Beccaluva et al., 1998; Janney et al., 2002). Analogamente con quanto visto da Beccaluva et al. (2007 e 2011), sia per i campioni di Manzaz (Hoggar), che per i campioni di Mega, la presenza di anomalie negative in Zr e Ti, concorda con quanto emerge dal diagramma discriminante La_n/Yb_n vs Ti/Eu (fig. 62). Ciò indicherebbe infatti, per i campioni peridotitici di Bir Ali, che è avvenuta l'interazione con agenti metasomatici di natura silicatica e alcalina, senza escludere che questi magmi siano stati debolmente carbonatati (per i pattern più estremi nel diagramma – fig. 65).

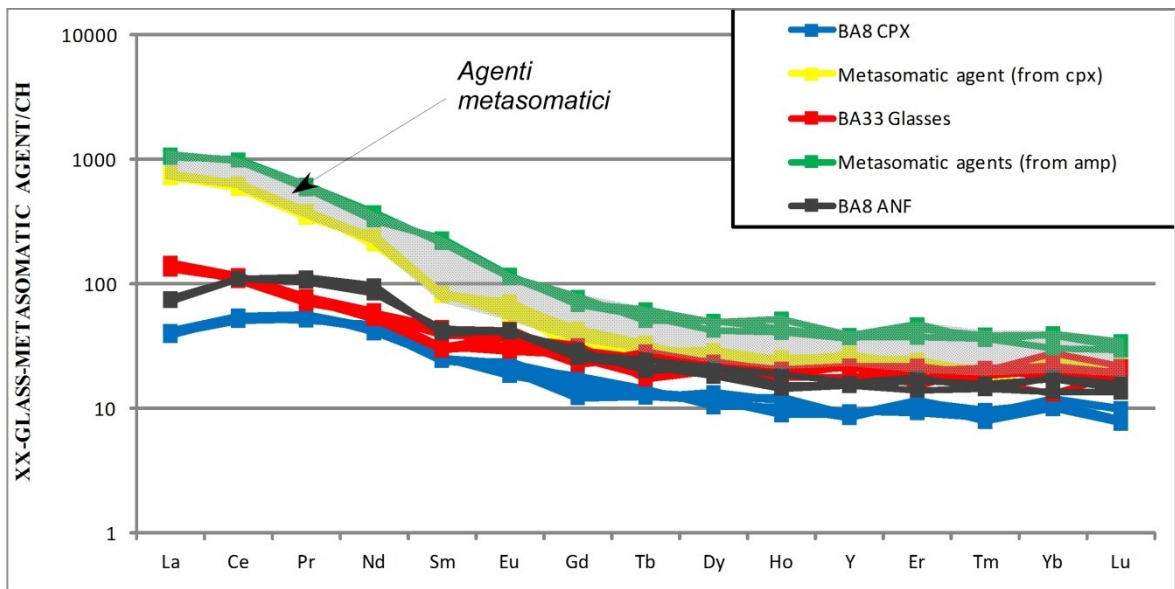


Fig. 63 – Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (*Sun & McDonough, 1995*) degli agenti metasomatici alcali-silicatici modellizzati in base alle composizioni dei clinopirosseni e degli anfiboli dello xenolite dunitico BA8. Per confronto sono riportati i pattern dei clinopirosseni e degli anfiboli della dunite BA8, e i pattern dei vetri della dunite BA33.

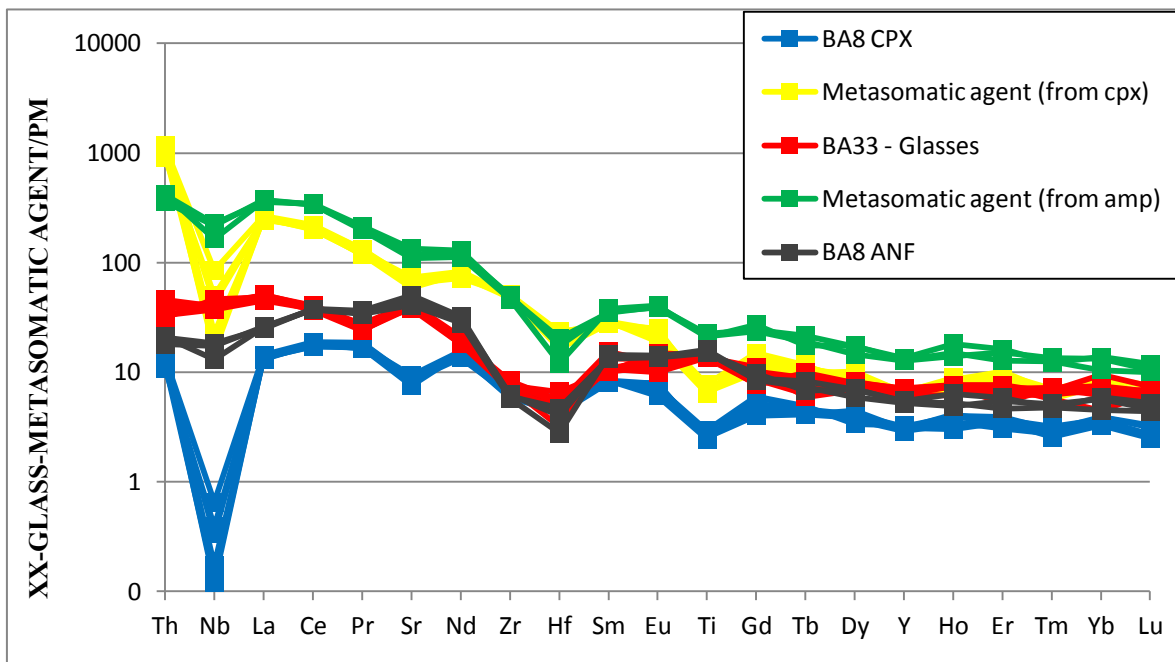


Fig. 64 – Distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) degli agenti metasomatici alcali-silicatici modellizzati in base alle composizioni dei clinopirosseni e degli anfiboli dello xenolite dunitico BA8. Per confronto sono riportati i pattern dei clinopirosseni e degli anfiboli della dunite BA8, e i pattern dei vetri della dunite BA33.

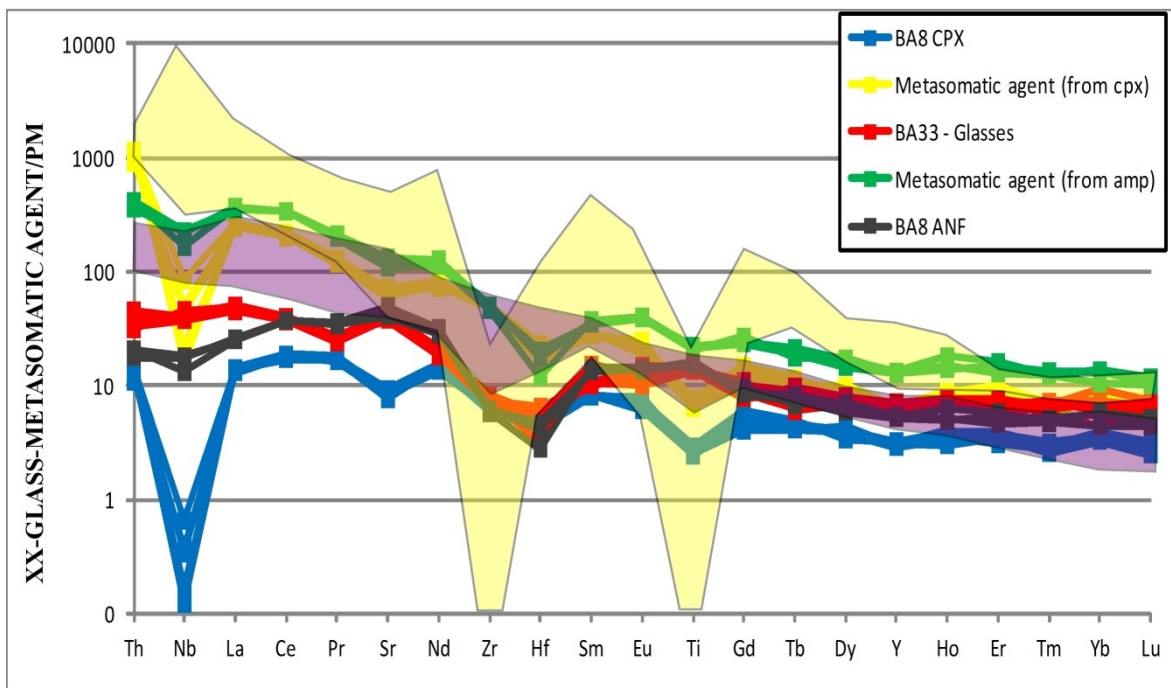


Fig. 65 – Distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) degli agenti metasomatici alcali-silicatici modellizzati in base alle composizioni dei clinopirosseni e degli anfiboli dello xenolite dunitico BA8 che potrebbero avere interessato il mantello litosferico di Bir Ali. Per confronto sono riportati i pattern dei clinopirosseni e degli anfiboli della dunite BA8, e i pattern dei vetri della dunite BA33, gli involucri composizionali di fusi basici alcalini (area viola - basaniti, nefeliniti, meliliti; da Azzouni-Sekkal et al., 2007; Beccaluva et al., 1998; Janney et al., 2002) e fusi carbonatitici (area gialla – da Nelson et al., 1988; Coltorti et al., 1993; Smithies et al., 1998) della Placca Africana.

Nel complesso, si può affermare che il mantello sottostante il sito di Bir Ali sia stato interessato da un metasomatismo nella maggior parte dei casi alcali-silicatico, come confermato dal diagramma La_n/Yb_n vs Ti/Eu (fig. 62) e dagli spider con i confronti con gli involucri composizionali dei vari fusi (fig. 65); tali fusi possono essere stati debolmente interessati da una componente carbonatitica.

A conferma di ciò, è stato costruito con le analisi dei vetri della dunite BA33, il diagramma Zr_n/Sm_n vs Ti_n/Eu_n , proposto da Coltorti et al., (2000), per comprendere la natura degli agenti metasomatici. A tal proposito il diagramma conferma l'impronta alcali-silicatica prevalente degli agenti metasomatici. Infatti le analisi ricadono al di fuori del campo con i valori più bassi nei due rapporti normalizzati, ossia il campo che descrive melts ad impronta carbonatitica (fig. 66).

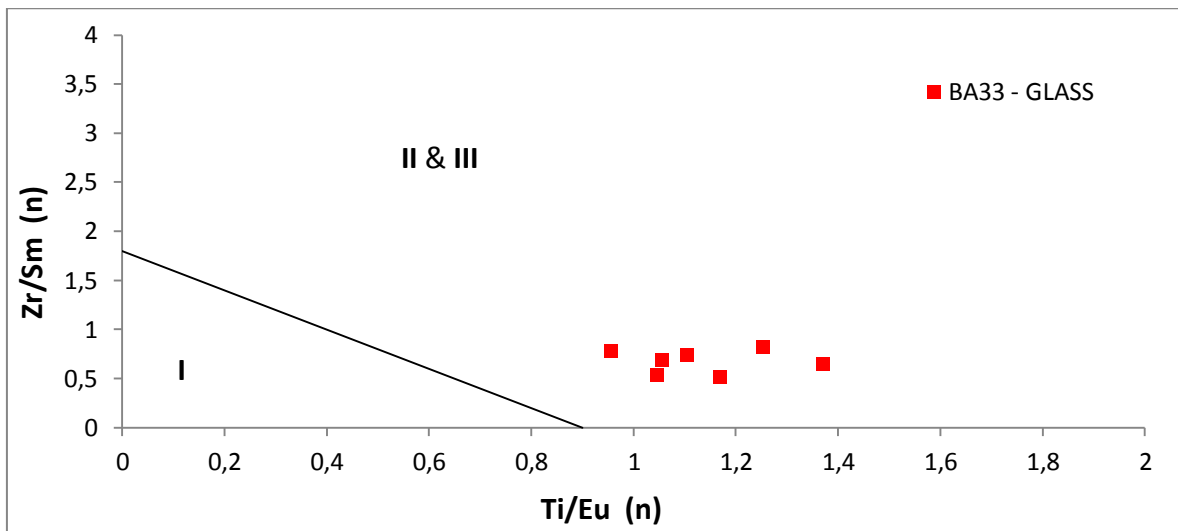


Fig. 66 – Zr_n/Sm_n vs Ti_n/Eu_n (da Coltorti *et al.*, 2000) per i vetri della dunite BA33 del sito di Bir Ali. (I – metasomatismo carbonatitico, II- metasomatismo alcalino-sodico, III – metasomatismo alcalino-potassico)

6.9 – ANALISI ISOTOPICHE SU FASI SEPARATE E ROCCIA TOTALE

Generalità

La determinazione dei rapporti per alcune particolari specie isotopiche, soprattutto se parte di un quadro di conoscenza approfondito, può offrire un contributo decisivo sia nella fase di datazione di un fenomeno di studio, sia nella definizione di un modello globale che permetta di spiegarne le cause.

Le misure dei vari rapporti isotopici di Sr, Nd, Hf, Pb, nel campo della petrologia di mantello, sono in assoluto le più comuni; la determinazione di questi rapporti isotopici è talmente diffusa da aver consentito lo sviluppo di vere e proprie classificazioni sistematiche, individuando il contributo di differenti componenti geochimiche ognuna delle quali è caratterizzata da distinti rapporti isotopici per $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

In geochimica un sistema di decadimento è regolato da differenti parametri, ad esempio per la coppia Rb/Sr (presa come esempio di questo principio), essi sono correlati nella seguente formula:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Second *Gast, 1960*, "...in a given chemical system the isotopic abundance of ^{87}Sr is determined by four parameters: the isotopic abundance at a given initial time, the Rb/Sr ratio of the system, the decay constant of ^{87}Rb , and the time elapsed since the initial time. The isotopic composition of a particular sample of strontium, whose history may or may not be known, may be the result of time spent in a number of such systems or environments. In any case the isotopic composition is the time – integrated result of the Rb/Sr ratios in all the past environments. Local differences in the Rb/Sr will, in time, result in local differences in the abundance of ^{87}Sr . Mixing of material during processes will tend to homogenize these local variations. Once homogenization occurs, the isotopic composition is not further affected by these processes..."

Ciò che Paul Gast scrisse per la coppia isotopica $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ è generalizzabile a tutti i sistemi di decadimento.

Ciò che determina le applicazioni di un sistema di decadimento costituito da una coppia isotopica di elementi denominati padre – figlio, è influenzato dalle caratteristiche geochimiche intrinseche di questi elementi, sostanzialmente riconducibili alla teoria della

forza di campo, e più precisamente alle caratteristiche di compatibilità relative tra isotopo padre e isotopo figlio.

Continuando ad utilizzare l'esempio precedente, le specie elementari Rb e Sr sono contraddistinte da un diverso grado di incompatibilità, in quanto il primo, membro del gruppo IA della tavola periodica degli elementi (elementi alcalini) è più incompatibile (se si prende in considerazione una matrice solida silicatica), e quindi anche più mobile (sulla base del rapporto carica/raggio ionico), rispetto all'elemento Sr, il quale facendo parte del gruppo IIA (elementi alcalino – terrosi), risulta esserlo meno.

Quella che può forse sembrare solo una lieve differenza nelle caratteristiche geochimiche di questi due elementi, in realtà, costituisce l'essenza della geochimica degli isotopi radiogenici, in quanto permette l'instaurarsi di processi di frazionamento isotopico, in questo caso tra la specie isotopica padre ^{87}Rb e quella figlia ^{87}Sr , ed è il motivo di fondo per cui ad esempio il contenuto in Rb della crosta terrestre è nettamente superiore a quello del mantello, ciò a causa della maggiore incompatibilità e quindi affinità dell'elemento Rb con i fusi magmatici primari, e non con la matrice solida del mantello.

Questo tipo di processi, infatti, ha rivestito un ruolo fondamentale quando, in seguito alla differenziazione primaria (nella quale è avvenuta una separazione fisica tra nucleo e mantello), la porzione esterna del pianeta terrestre, raffreddando lentamente, ha iniziato un secondo processo di differenziazione, che si è svolto mediante molteplici cicli di fusione – cristallizzazione, producendo magmi caratterizzati da un ampio intervallo di gradi di fusione parziale.

Il risultato è stato la produzione di una crosta estremamente arricchita negli elementi incompatibili rispetto al mantello sottostante, e quindi, prendendo in considerazione l'esempio precedente, arricchita in Rb. In seguito a questo fenomeno di differenziazione, durante il quale l'elemento Rb si è concentrato prevalentemente nella crosta, e ha dato luogo nella stessa ad un progressivo aumento del rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Medesime considerazioni possono essere effettuate per gli altri sistemi di decadimento sopra menzionati, prestando però particolare attenzione nello stabilire le caratteristiche geochimiche delle specie isotopiche in gioco, ossia osservando con attenzione quale tra l'isotopo padre e quello figlio sia maggiormente incompatibile.

Infatti, prendendo in causa un altro esempio, se come nel caso della coppia $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, la specie isotopica figlia è quella caratterizzata da una maggiore incompatibilità (^{143}Nd), sarà

quest'ultima ad impoverirsi nel mantello e ad arricchirsi nella crosta, progressivamente, ad ogni processo di fusione parziale e conseguente formazione di fusi primari.

Sinora, sono stati presi in considerazione esclusivamente gli aspetti correlati ai processi di frazionamento isotopico, connessi alla fusione parziale di una sorgente di mantello e del relativo apporto di un fuso magmatico alla crosta, mentre sono stati tralasciati gli aspetti legati ad eventuali eventi metasomatici.

Tuttavia, dal punto di vista della geochimica isotopica, i processi metasomatici (trasferimenti di massa tra due o più reagenti) non possono essere considerati meno importanti, data la loro evidente diffusione in natura, ed in particolare nel mantello terrestre.

Nella sistematica isotopica convenzionale l'end member contraddistinto da bassi da bassi rapporti isotopici di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e alti di $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ è stato definito come DM (Depleted Mantle, *Zindler e Hart, 1986*); questo aspetto è comune per porzioni di mantello interessate da significativi eventi di fusione parziale.

Al contrario, componenti caratterizzati da sostanziali arricchimenti anomali nei rapporti isotopici di Sr e Pb, e impoverimenti nei rapporti isotopici di Hf e Nd, a seconda del caso, sono stati indicati con gli acronimi EMI, EMII ed HIMU, rispettivamente Enriched Mantle I, Enriched Mantle II, e High μ (dove μ è il rapporto U/Pb, *Zindler e Hart, 1986*). È importante notare come, per la definizione delle ultime componenti isotopiche, gli autori abbiano chiamato in causa un contributo di materiale crostale, di tipologia e proporzioni variabili, riciclato nel mantello terrestre mediante la subduzione (concetto delle “sorgenti arricchite”).

Le componenti isotopiche sinora descritte costituiscono, quindi, le fondamenta della classificazione sistematica che utilizza le catene di decadimento radiogenico di Rb/Sr, Sm/Nd, U-Th/Pb e Lu/Hf, sia per le porzioni di mantello che per le lave associate. In particolare in clinopirosseni accuratamente separati dagli xenoliti di Bir Ali sono stati effettuate analisi isotopiche del Nd, Hf e Pb.

Al fine d'ottenere un quadro definitivo dei processi metasomatici intervenuti nella porzione di mantello dalla quale provengono gli xenoliti di Bir Ali, si è ricorsi ad un'ulteriore determinazione, ossia la determinazione del rapporto isotopico dell'He nelle olivine attraverso una tecnica denominata “in vacuo crushing” (rottura dei cristalli di olivina sotto vuoto). Questa tecnica in generale consiste nello spaccare i minerali separati

(principalmente olivine od ortopirosseni) allo scopo di misurare il rapporto isotopico dei gas (He, in questo caso) presenti, sotto forma di inclusioni fluide, al loro interno.

Ai fini dell'applicazione pratica della sopracitata tecnica analitica, le caratteristiche chimiche e geochemiche principali dell'He possono essere riassunte come segue:

- l'He è il primo elemento del gruppo dei gas nobili della tavola periodica;
- il suo numero atomico è $Z = 2$, la sua configurazione elettronica è dunque stabile e la sua reattività pressoché nulla (anche in condizioni di pressione e temperatura critiche);
- la mobilità, anche se variabile a seconda delle fasi mineralogiche in questione, è relativamente bassa (*Dunai & Porcelli, 2003*).

Queste caratteristiche giustificano il comportamento geochemico di questo elemento, il quale, quando presente in una paragenesi di mantello, raramente entra nei reticoli mineralogici, ma tende a concentrarsi nelle inclusioni fluide, inglobate dai cristalli durante la crescita o lungo le loro fratture. Il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ (che viene normalmente espresso normalizzato allo stesso rapporto per l'atmosfera terrestre = Ra) è il risultato di molteplici processi che contribuiscono a variare un ipotetico rapporto iniziale (nel globo terrestre primordiale), durante il decadimento radioattivo; l'isotopo ^4He è infatti un sottoprodotto della catena di decadimento di Th e U. In particolare si può notare come i domini litosferici siano contraddistinti da un rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ tendenzialmente molto basso, ciò a causa di due processi distinti che possono anche sovrapporsi:

- a) la produzione radiogenica di ^4He (decadimento di U e Th particolarmente abbondanti nella crosta continentale);
- b) il possibile processo di degassamento, durante il quale l'isotopo più leggero ^3He risentirebbe in proporzione maggiore di un processo di frazionamento differenziale che coinvolge questi due isotopi.

Di conseguenza, il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ nel caso di fusi basaltici tipo MORB si attesta in modo sistematico su valori di R isotopico/Ra circa 8 ± 1 , mentre valori inferiori a tale limite sono considerati, solitamente, il prodotto di un'azione simultanea di degassamento e della contaminazione di componenti caratterizzate da elevato decadimento radioattivo (con valori del rapporto R isotopico/Ra fino a circa 5, *Dunai & Porcelli, 2003*). Al contrario le porzioni di mantello più profondo, dall'astenosfera in poi, probabilmente meno degassate, mostrano rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$, classicamente più elevati, ed è questo l'esempio di alcuni magmi dell'area della LIP etiopico-yemenita (rapporti R isotopico/Ra compresi tra 15 e 25, *Dunai & Porcelli, 2003; Pik et al., 2006*). Quanto scritto sinora rende

l'idea dei motivi per cui il rapporto isotopico dell'He venga considerato in grado, se pur non direttamente, di fornire indicazioni preziose a proposito delle componenti geochimiche nelle sorgenti dei magmi o degli xenoliti di mantello: in definitiva la presenza o assenza di componenti di mantello profonde in relazione a eventi di "plume".

Sistematica isotopica degli xenoliti di Bir Ali

In tabella 14 sono riportati i dati analitici riguardanti le determinazioni dei rapporti isotopici di Nd, Hf, Pb e He sui clinopirosseni, sulle olivine e sulle polveri di roccia totale degli xenoliti di Bir Ali, effettuate presso i laboratori dell'Università di Lione (Francia) e i laboratori del "College of Earth, Ocean & Atmospheric Sciences dell'Università dell'Oregon (USA - per le analisi dell'He). Nel complesso sono state condotte analisi su un numero complessivo di 18 campioni di cui: 11 lherzoliti, 2 duniti, 2 harzburgiti e 3 websteriti. Per quanto riguarda le metodologie e le specifiche analitiche utilizzate si rimanda all'Appendice.

Le composizioni isotopiche di Nd, Hf, Pb ed He mostrano i seguenti intervalli composizionali, dalle analisi su clinopirosseni ed olivine:

0,51243	<	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	<	0,51419
0,28307	<	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	<	0,28459
36,85	<	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<	38,65
15,27	<	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<	15,59
17,21	<	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<	18,88
7,5	<	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (R/Ra)	<	7,8

e dalle analisi sulle polveri di roccia totale:

0,51209	<	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	<	0,51311
0,28239	<	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	<	0,28339
37,42	<	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<	41,56
15,46	<	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<	15,72
17,55	<	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	<	19,73

Dal diagramma tra i rapporti isotopici $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ si osserva che i campioni si distribuiscono in uno spettro composizionale che va dall'EM II (Enriched Mantle II) fino a ben oltre il DM (Depleted Mantle) (fig. 67). In particolare i campioni che esprimono maggiormente le componente EM sono quelli caratterizzati dai maggiori arricchimenti metasomatici in LREE e elementi incompatibili, ossia le due duniti e la lherzolite BA27 (in accordo con i patterns e gli spiderdiagrams sia di roccia totale che dei clinopirosseni). Se si considera che le duniti e le harzburgiti, ossia i prodotti più refrattari di uno o più fenomeni di fusione parziale, che dovrebbero cadere nella parte destra del diagramma, si trovano al contrario nella parte sinistra dello stesso, risulta evidente che questi due gruppi di xenoliti, maggiormente "permeabili", hanno subito l'interazione con fusi metasomatici. Più precisamente, al rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ più alto corrispondono i campioni che meno hanno subito fenomeni di metasomatismo (o che ne è totalmente esente, quanto meno per ciò che riguarda la coppia Sm - Nd) e che invece sono stati interessati da importanti processi di fusione parziale; in altre parole hanno subito impoverimenti differenziali per le terre rare intermedie e quelle leggere. Lo stesso discorso vale in definitiva per il rapporto isotopico $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, ossia laddove questo rapporto presenta i valori più alti, tali campioni sono da considerarsi i più impoveriti a causa di uno o molteplici fenomeni di fusione parziale; i campioni al contrario che presentano valori bassi di tale rapporto isotopico, sono probabilmente caratterizzati da arricchimenti dovuti a interazione con agenti metasomatici.

Questa distribuzione dei campioni del sito di Bir Ali viene confermata dai diagrammi Lu/Hf di roccia totale vs $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ e Sm/Nd di roccia totale vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (fig. 68 e fig. 69). A tal proposito giustamente i campioni con i più alti rapporti isotopici, quindi più impoveriti, presentano i più alti valori nei rapporti Lu/Hf e Sm/Nd, questo a causa del fatto che per queste due coppie di elementi, gli elementi "figli" sono i più incompatibili e quindi subiscono maggiormente i fenomeni di fusione parziale. Anche in questi due diagrammi, le

duniti e le harzburgiti si trovano nella parte sinistra del diagramma, essendo caratterizzati da valori isotopici minori. Ciò indica, con ogni probabilità, che interazioni con agenti metasomatici hanno fornito un apporto nell'elemento più incompatibile (Hf e Nd), causando una diminuzione dei valori dei rapporti Lu/Hf e Sm/Nd, e dei rapporti isotopici per il diagramma $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (fig. 67).

Per quanto riguarda le websteriti analizzate e inserite in questi diagrammi, si nota come esse si distribuiscano nei pressi delle duniti e delle harzburgiti, a conferma del fatto che si tratta di rocce arricchite, in accordo con i patterns delle terre rare e gli spiderdiagrams degli elementi incompatibili di roccia totale descritti in precedenza. È bene inoltre porre l'attenzione sul campione BA55. Questa websterite risulta essere un campione alquanto "anomalo" rispetto alla popolazione studiata. Infatti risulta essere caratterizzato da bassissimi rapporti isotopici, quindi addirittura più arricchita dell'EM I (Enriched Mantle I), e anche negli altri due diagrammi si discosta notevolmente dagli altri campioni che sono risultati essere arricchiti.

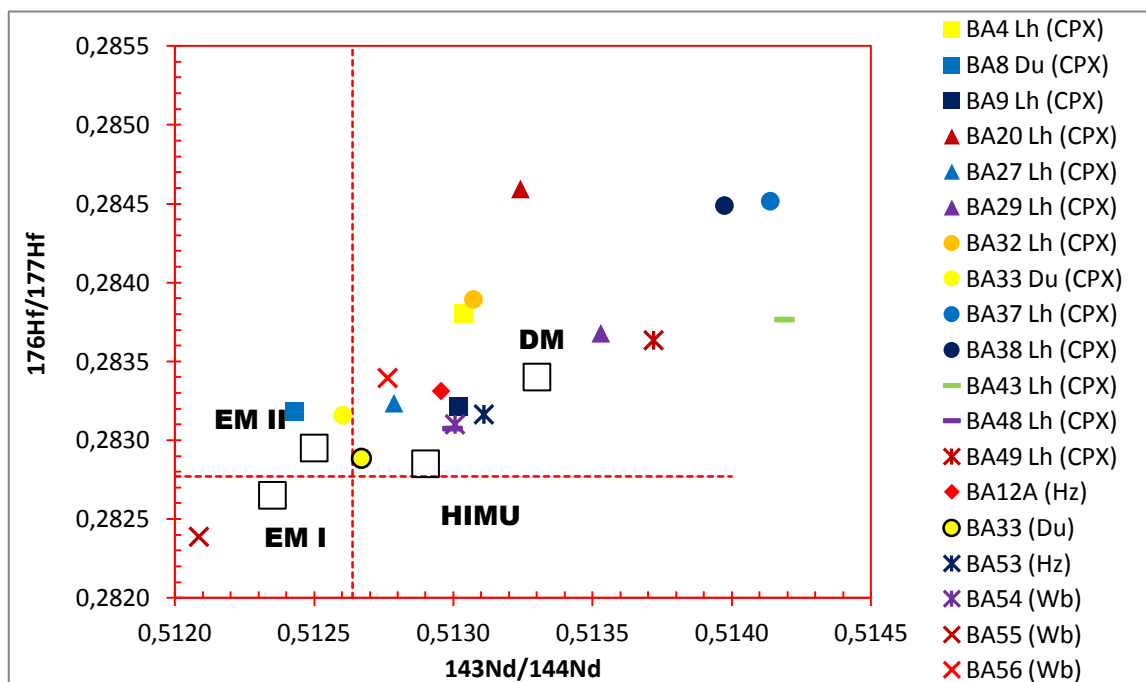


Fig. 67 – Diagramma tra il rapporto $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali. DM – Depleted Mantle; HIMU - High μ (dove μ è il rapporto U/Pb); EM I – EM II – Enriched Mantle I – II (Zindler e Hart, 1986)

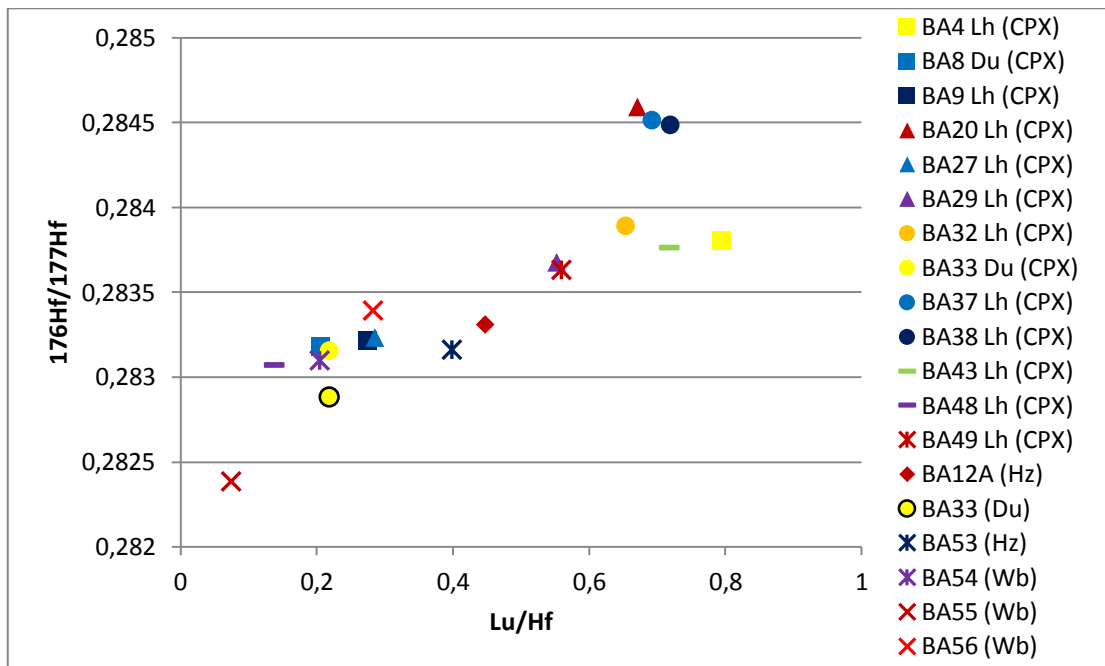


Fig. 68 – Diagramma tra il rapporto Lu/Hf vs $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali.

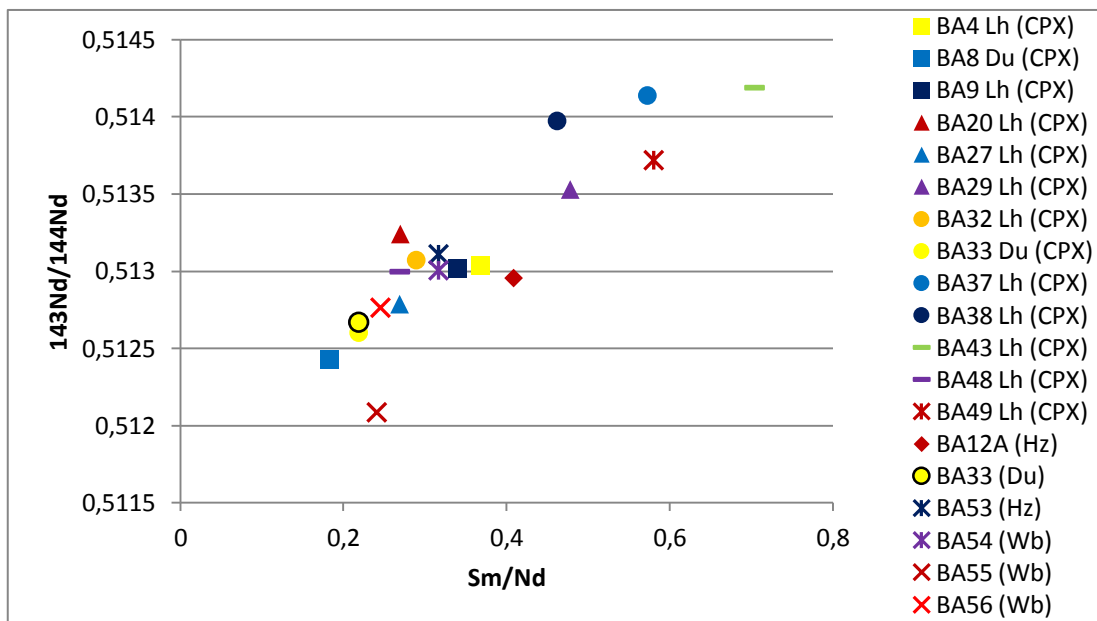


Fig. 69 – Diagramma tra il rapporto Sm/Nd vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali.

Per modellizzare l'età dell'evento o degli eventi di fusione parziale che hanno portato all'impovertimento del mantello, sono stati utilizzati i campioni BA43 e BA37 (Iherzoliti), che sono risultati i più depleti. Il calcolo dell'età è stato effettuato sulla base dei rapporti isotopici dei clinopirosseni separati da questi campioni. I risultati, considerando i dati isotopici dell'Hf, indicano processi di fusione parziale d'età molto antica, pre-paleozoica (1670 Ma e 1115 Ma in relazione al DM – Depleted Mantle, e 2040 Ma e 1800 Ma per il CHUR - Chondritic unfractionated reservoir). (fig. 70 e fig. 72).

Risultati leggermente minori in termini d'età sono stati ottenuti utilizzando le età modello a partire dai rapporti isotopici del Nd: ipotetiche età dell'evento di fusione parziale principale attorno a 1 miliardo di anni, prendendo in considerazione il DM – Depleted Mantle e attorno a 1,3 miliardi di anni prendendo invece in considerazione il CHUR - Chondritic unfractionated reservoir (fig. 71 e fig. 73). In conclusione i risultati di questi calcoli indicano, con buona approssimazione che gli eventi di fusione parziale subiti dal mantello pristino nell'area di studio sono d'età Proterozoica (tra 1 e 2 miliardi di anni).

	Time – CHUR (Ma)	Time – DM (Ma)	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$
BA37 CPX	2040	1670	0,28451	0,07949
BA43 CPX	1800	1115	0,28377	0,06305

Fig. 70 – Risultati dei calcoli di età modello degli eventi di fusione parziale subiti dagli xenoliti di mantello non metasomatizzati del sito di Bir Ali – Sistema isotopico Lu/Hf
(CHUR $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ = 0,28277; DM $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ = 0,28325).

	Time – CHUR (Ma)	Time – DM (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$
BA37 CPX	1310	1050	0,51413	0,37112
BA43 CPX	1290	1050	0,51419	0,37883

Fig. 71 – Risultati dei calcoli di età modello degli eventi di fusione parziale subiti dagli xenoliti di mantello non metasomatizzati del sito di Bir Ali – Sistema isotopico Sm/Nd
(CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0,51264; DM $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ = 0,51311).

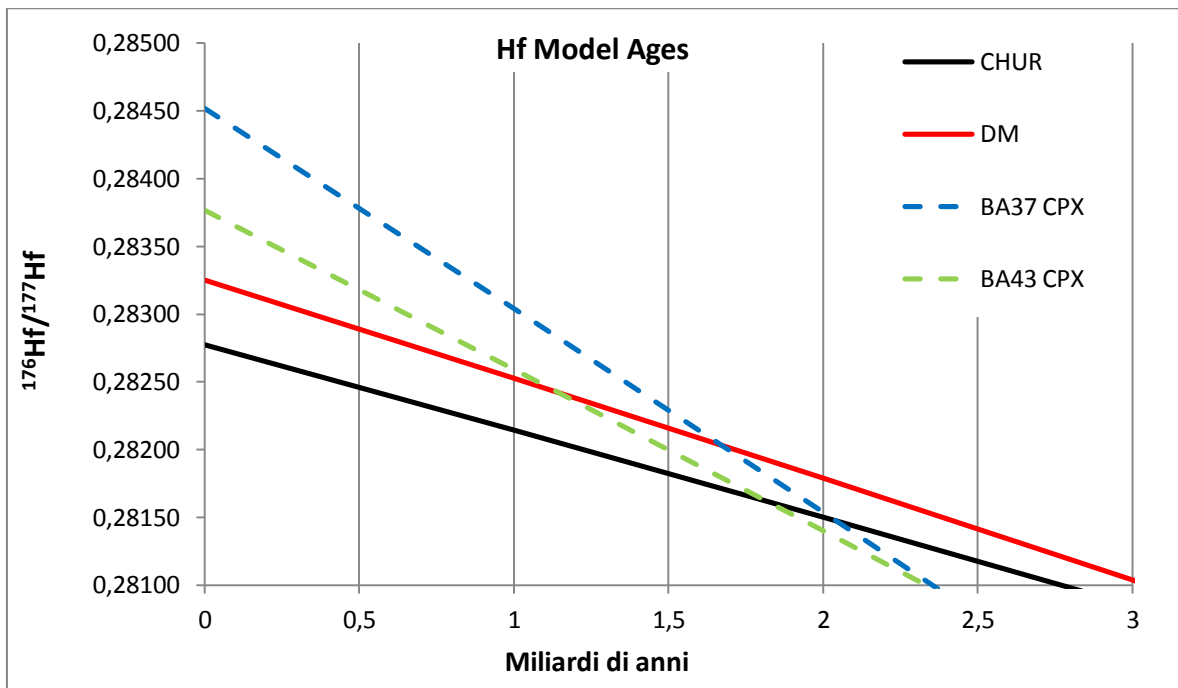


Fig. 72 – Modellizzazione grafica dell'evoluzione nel tempo degli eventi di fusione parziale subiti dagli xenoliti non metasomatizzati del sito di Bir Ali a partire dalle analisi isotopiche dell'Afnio.

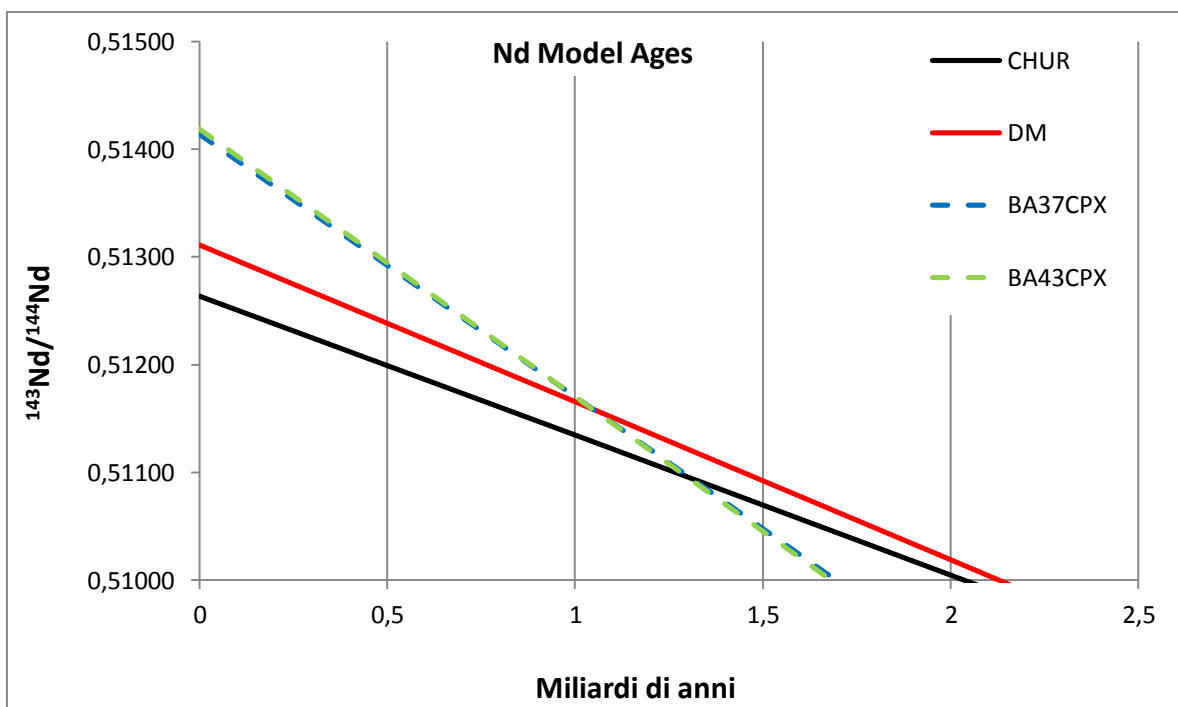


Fig. 73 – Modellizzazione grafica dell'evoluzione nel tempo degli eventi di fusione parziale subiti dagli xenoliti non metasomatizzati del sito di Bir Ali a partire dalle analisi isotopiche del Neodimio.

Successivamente, utilizzando la totalità delle analisi isotopiche in possesso, e i valori elementari di roccia totale, sono state costruite due pseudoisocrone, rispettivamente quella per il sistema Lu/Hf (fig.74) e quella per il sistema Sm/Nd (fig.75). In base alla distribuzione dei campioni e alla relativa retta di correlazione lineare, utilizzando la formula:

$$\text{Age} = ((1/\lambda) \times (\text{LN}(m + 1)))/100000$$

dove λ è la costante di decadimento dell'elemento radiogenico in questione e m è il coefficiente angolare, sono risultate età pre-paleozoiche, intorno a 750 Ma per la pseudoisocrona Lu/Hf, e intorno agli 810 Ma per quella Sm/Nd. Questo ambito d'età è ovviamente di difficile interpretazione, ma può indicare un'età intermedia tra eventi di fusione parziale del mantello molto antichi (Proterozoico ?) e successivi eventi metasomatici molto più recenti (Cenozoico ?).

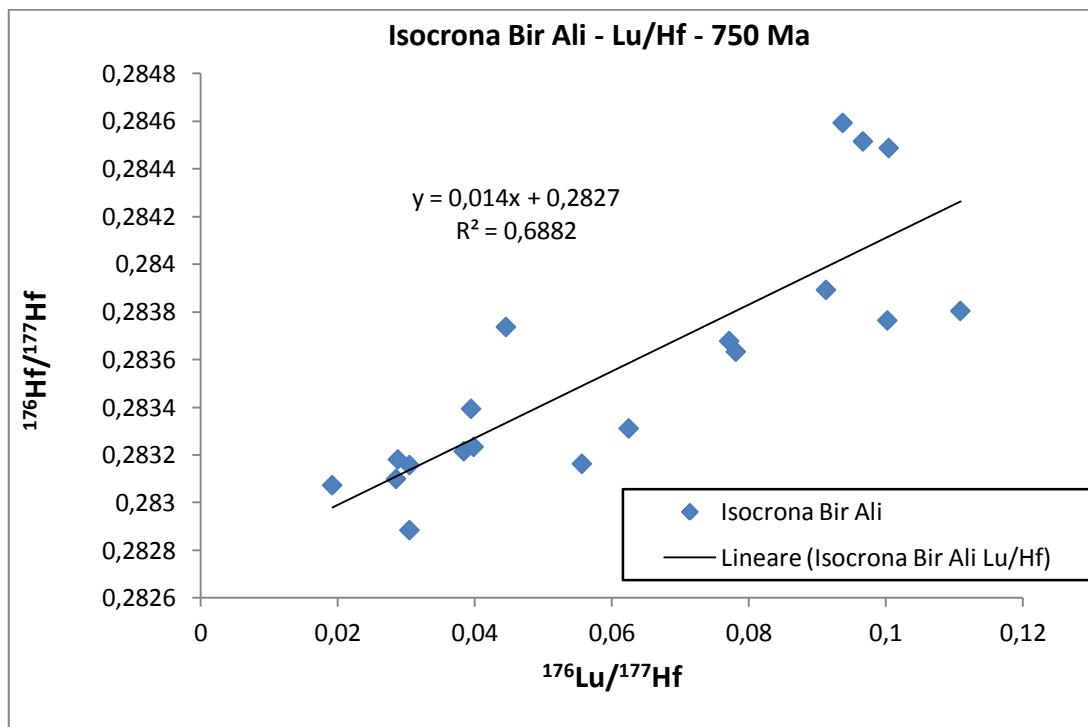


Fig. 74 – Pseudoisocrona Lu/Hf degli xenoliti di mantello del sito di Bir Ali.

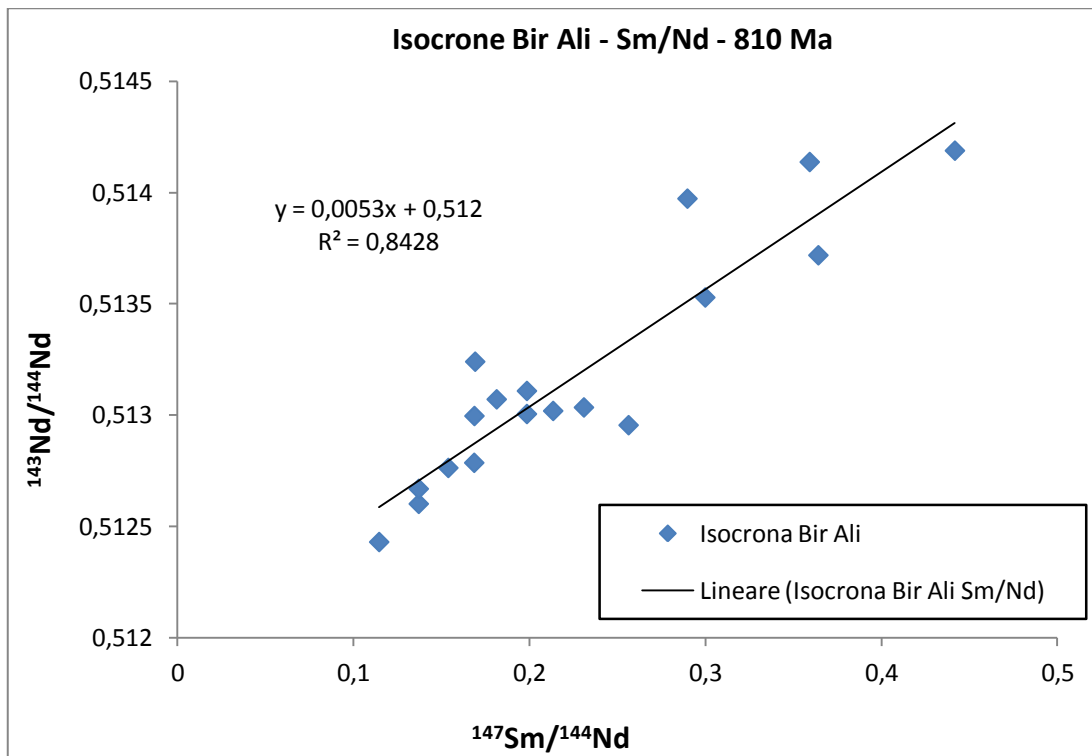


Fig. 75 – Pseudoisocrona Sm/Nd degli xenoliti di mantello del sito di Bir Ali..

Per quanto riguarda i rapporti isotopici del Pb, il discorso, rispetto ai rapporti isotopici descritti precedentemente, è esattamente l'opposto. Ossia a rapporti isotopici più bassi corrispondono campioni più impoveriti, che hanno subito molteplici fenomeni di fusione parziale, senza interazione con agenti metasomatici (considerando infatti la maggiore incompatibilità del Pb nella matrice peridotitica rispetto ai sistemi Lu/Hf e Sm/Nd). I campioni analizzati si distribuiscono secondo un trend lineare tra il DM (Depleted Mantle) fino a raggiungere quasi i valori degli end members dell'EM II (Enriched Mantle II) e HIMU, in accordo con altre popolazioni di campioni della provincia etiopica (Mega – Beccaluva *et al.*, 2011). Nei due diagrammi che considerano i rapporti isotopici del Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, rispettivamente fig. 76 e fig. 77) vengono confermate le distribuzioni isotopiche viste in precedenza. Più in dettaglio le duniti e le harzburgiti riportano, assieme alle websteriti, i rapporti isotopici più alti, in accordo con i diagrammi precedenti e gli arricchimenti in elementi incompatibili e in terre rare, soprattutto leggere. Le duniti e le harzburgiti risultano essere quindi arricchite negli isotopi del piombo, sinonimo di efficaci interazioni con agenti metasomatici. Ancora una volta le lherzoliti BA37, BA38 e BA43 risultano essere le più “depleted”, impoverite, quindi hanno subito molteplici ed antichi fenomeni di fusione parziale senza essere poi metasomatizzate. Infine, anche in questo caso, si ritiene opportuno citare la websterite

BA55, che conferma la sua natura anomala, al di fuori della popolazione studiata, con rapporti isotopici del Pb altissimi, tra l'EM II (Enriched Mantle II) e il termine HIMU (alto rapporto U/Pb).

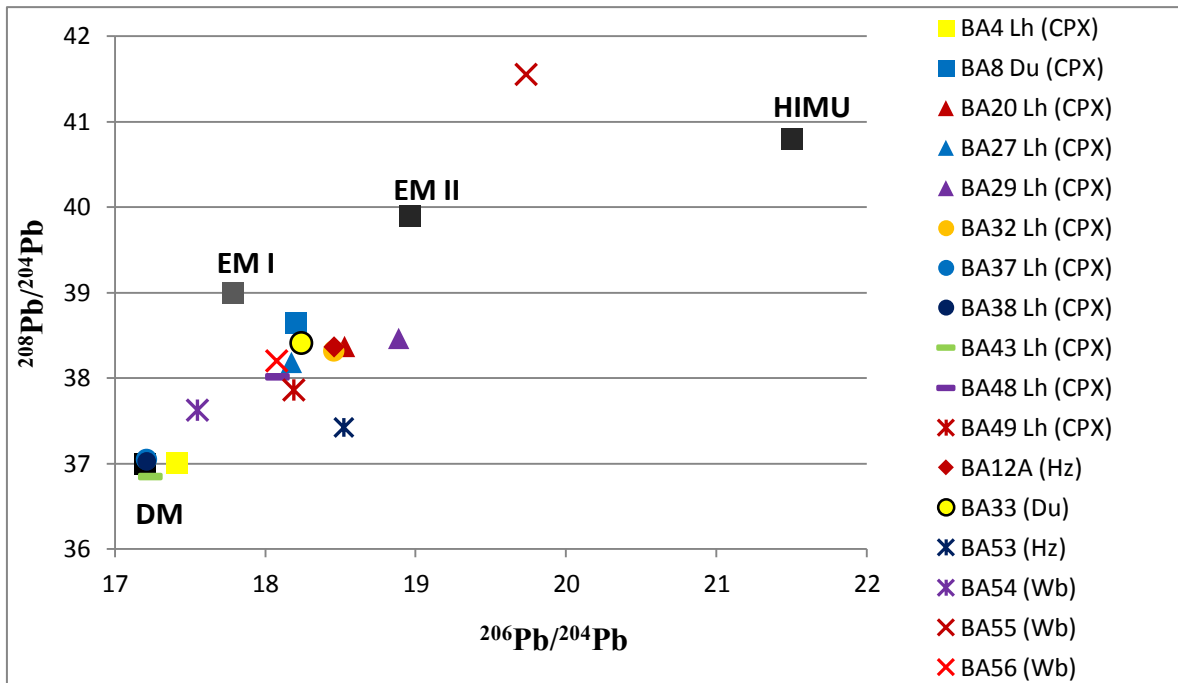


Fig. 76 – Diagramma $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali.

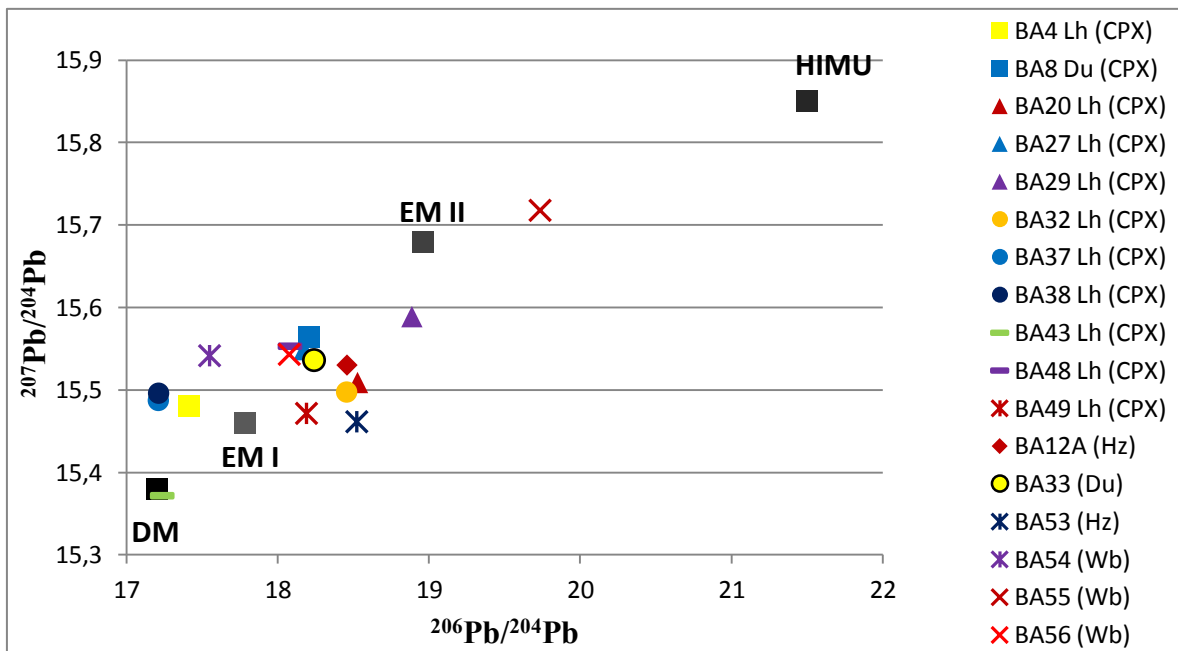


Fig. 77 – Diagramma $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali.

La sistematica isotopica sugli xenoliti di Bir Ali è stato completata con le determinazioni del rapporto isotopico dell'He, intrappolato all'interno dei reticoli cristallini dei separati di olivina di 5 campioni (4 lherzoliti, 1 dunite e 1 harzburgite). I dati ottenuti, riportati in tabella 14, hanno evidenziato la presenza di uno stretto intervallo del rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$, con un rapporto R/Ra compreso tra 7,5 e 7,8. I rapporti isotopici misurati, concordi con quelli che per la sistematica dell'He definiscono la componente DM (8 ± 1 Ra campionata nei MORB), sono leggermente maggiori rispetto a quelli registrati in altri xenoliti di mantello nord africano (*Beccaluva et al., 2007, 2008*), e confrontabili con quelli della popolazione di Mega (*Beccaluva et al., 2011*). A tal proposito questi valori suggeriscono l'assenza o una minima interazione di queste litologie con componenti di plume di mantello caratterizzati da R/Ra decisamente più alti (*Pik et al., 2006*).

7 – CONFRONTI REGIONALI

Il confronto più immediato che si pone per il sito oggetto di questa tesi è quello con gli xenoliti lherzolitici a spinello del distretto vulcanico di Ataq, circa 200 Km WNW dal centro vulcanico di Bir Ali.

Nei diagrammi classificativi di fig. 78 e fig. 79, i clinopirosseni e gli spinelli degli xenoliti di Bir Ali e quelli di Ataq (*Chazot et al., 1996*), mostrano composizioni ampiamente sovrapposte. È da notare, tuttavia, che buona parte degli spinelli di Ataq si avvicinano maggiormente al campo delle cromiti ricche in Mg e Al (fig. 79).

Dal confronto delle analisi sugli anfiboli, si può osservare come parte di Ataq (*Chazot et al., 1996*) ricade nel campo della Pargasite, in accordo con le analisi di Bir Ali, mentre altre analisi, leggermente più ricche in silice, ricadono nel campo dell'Edenite (fig. 80). Si tratta comunque di termini in entrambi i casi stabili all'interno di paragenesi mantelliche.

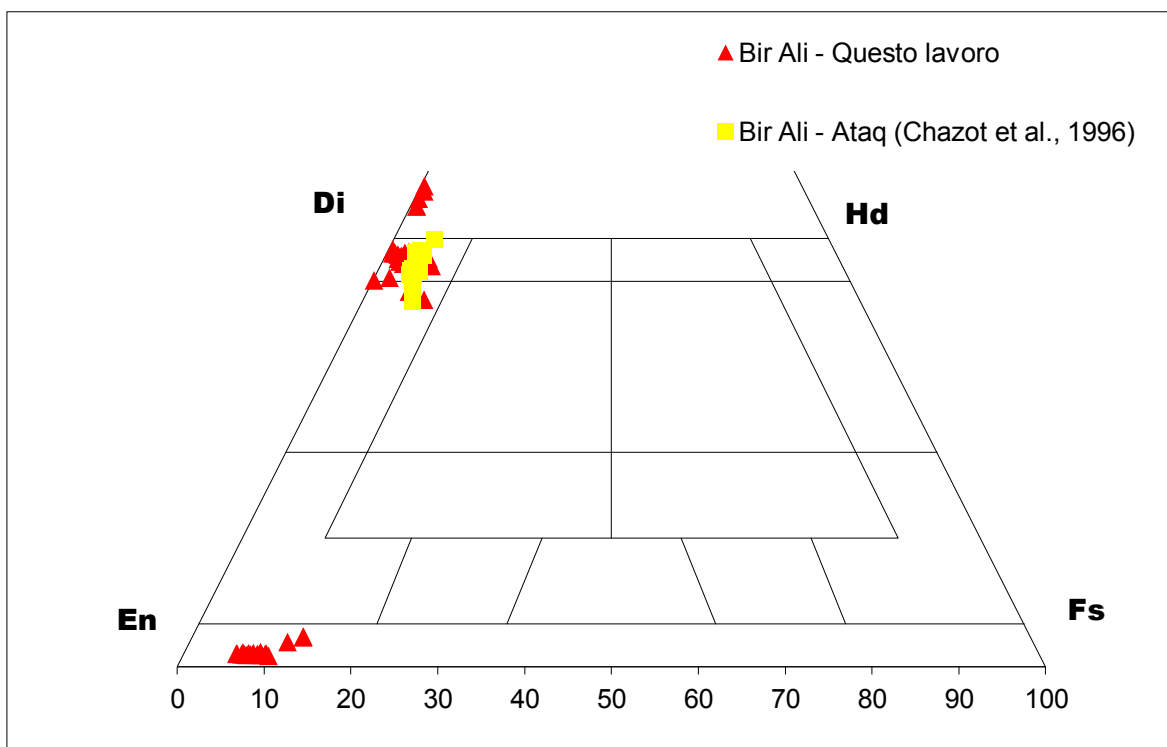


Fig. 78 – Quadrilatero dei Pirosseni. Confronti tra le analisi di questo studio e le analisi tratte da *Chazot et al., 1996*, per i siti di Bir Ali e Ataq.

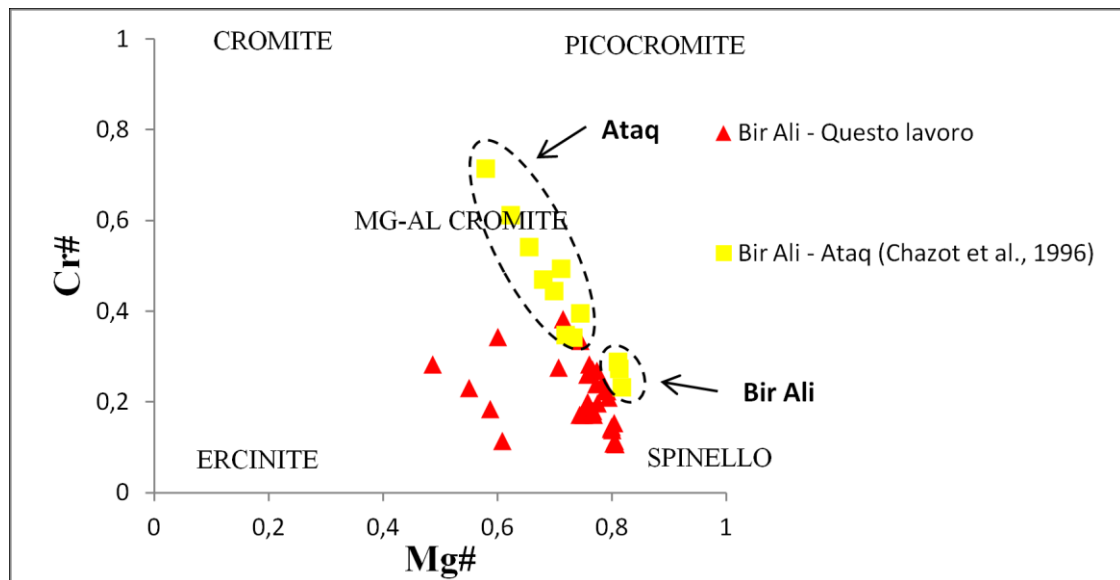


Fig. 79 – Diagramma classificativo degli Spinelli (Haggerty, 1991).

Confronto tra le analisi di questo studio e le analisi tratte da Chazot et al., 1996, per i siti di Bir Ali e Ataq.

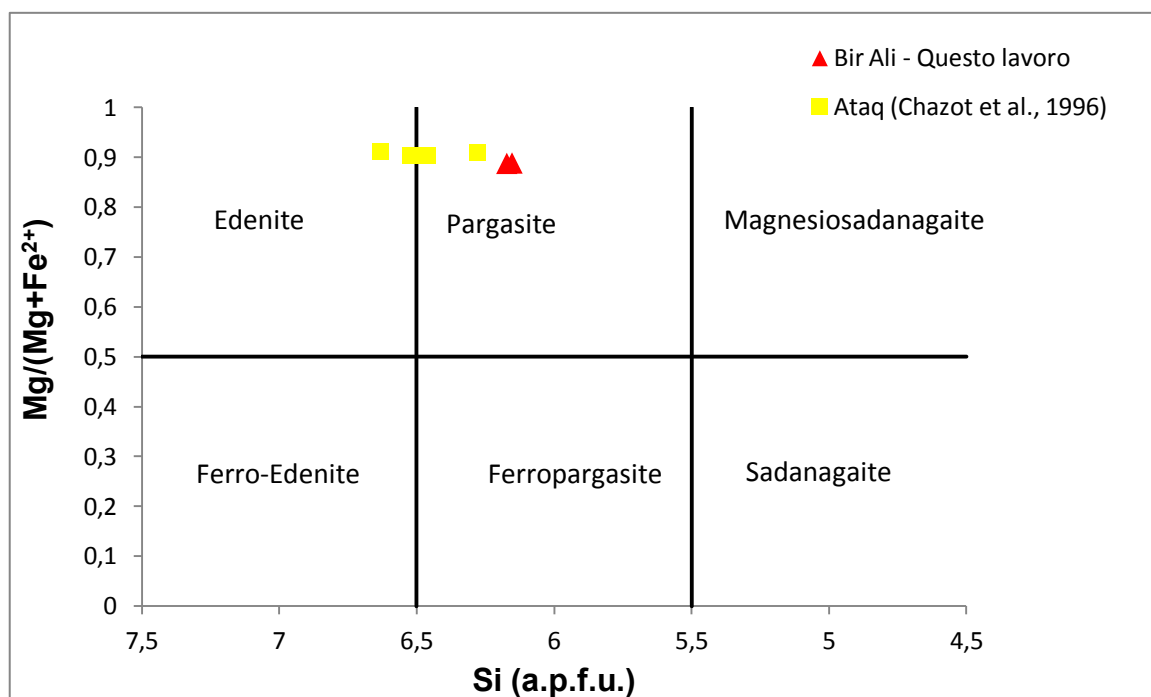


Fig. 80 – Diagramma classificativo degli anfiboli calcici. Confronto tra le analisi di questo studio e le analisi tratte da Chazot et al., 1996, per il sito di Ataq.

Più variabile risulta la composizione dei vetri negli xenoliti dei due siti: infatti se quelli di Bir Ali analizzati in questa tesi ricadono nei campi classificativi delle basaniti e delle hawaiiti, quelli di Ataq risultano tutti più ricchi in silice (50-60% di SiO₂), occupando i campi dalle fono-tefriti alle andesiti, avvicinandosi alle composizioni riportate da Chazot et al. per alcuni xenoliti di Bir Ali (fig. 81). Nonostante queste differenze, tutti i vetri

presentano un carattere sodico con rapporto Na/K > 2. Una possibile spiegazione di tale variabilità nel contenuto in silice, può essere il differente grado d'interazione tra gli ortopirosseni di paragenesi primaria e gli agenti metasomatici. Infatti la destabilizzazione degli ortopirosseni può portare alla liberazione di silice nel sistema a favore dell'agente metasomatico, e la formazione di nuova olivina, secondaria.

Il confronto tra le composizioni dei vetri è stato effettuato anche per il contenuto in terre rare (fig. 82). Come è possibile osservare in figura, i vetri di Bir Ali, sia quelli analizzati in questo lavoro, sia quelli da Chazot et al., presentano pattern molto simili, e con ugual frazionamento positivo delle terre rare leggere.

I vetri degli xenoliti di Ataq invece, anche se simili a quelli di Bir Ali nel contenuto in terre rare pesanti e intermedie, mostrano un frazionamento più variabile ed in generale maggiore per le terre rare leggere.

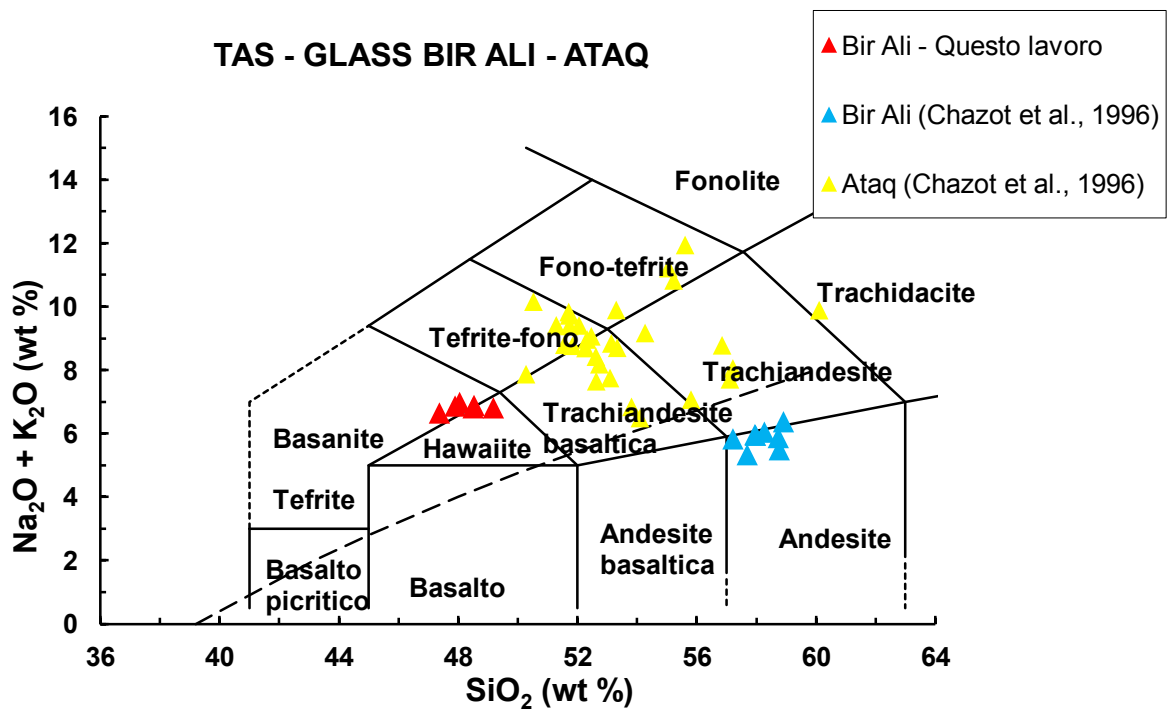


Fig. 81 – TAS – Total Alkali Silica dei vetri analizzati in microsonda degli xenoliti di Bir Ali. Confronto con le analisi dei vetri di Bir Ali e Ataq da *Chazot et al., 1996*.

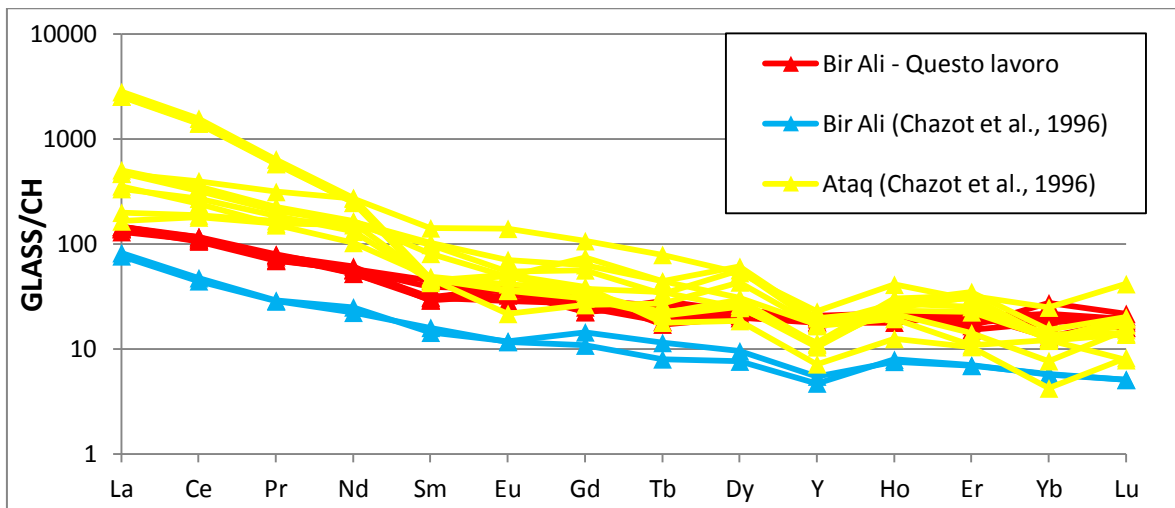


Fig. 82 – Pattern delle terre rare normalizzate alle condriti dei vetri analizzati in microsonda degli xenoliti di Bir Ali. Confronto con le analisi dei vetri di Bir Ali e Ataq da *Chazot et al., 1996*.

È possibile fare un confronto tra il sito di Bir Ali e quello di Ataq anche utilizzando le analisi dei rapporti isotopici del Pb dei clinopirosseni e di roccia totale delle due popolazioni di xenoliti (*Baker et al., 1998*). In entrambi i diagrammi di fig. 83 e fig. 84 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), i campioni di Ataq si distribuiscono in modo simile ai campioni di Bir Ali, ad indicare che il complesso vulcanico di Bir Ali – Ataq si può considerare come un'unica provincia vulcanica anche per quanto riguarda gli inclusi di mantello (*Heikal et al., 2012*). Inoltre è opportuno notare come buona parte dei campioni analizzati risulta avere rapporti isotopici minori rispetto ai valori associati al Plume di mantello dell'Afar (Diagramma $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – Fig. 84 - *Vidal et al., 1991; Shilling et al., 1992*), suggerendo una minima o assente interazione con agenti metasomatici legati al plume sopra citato.

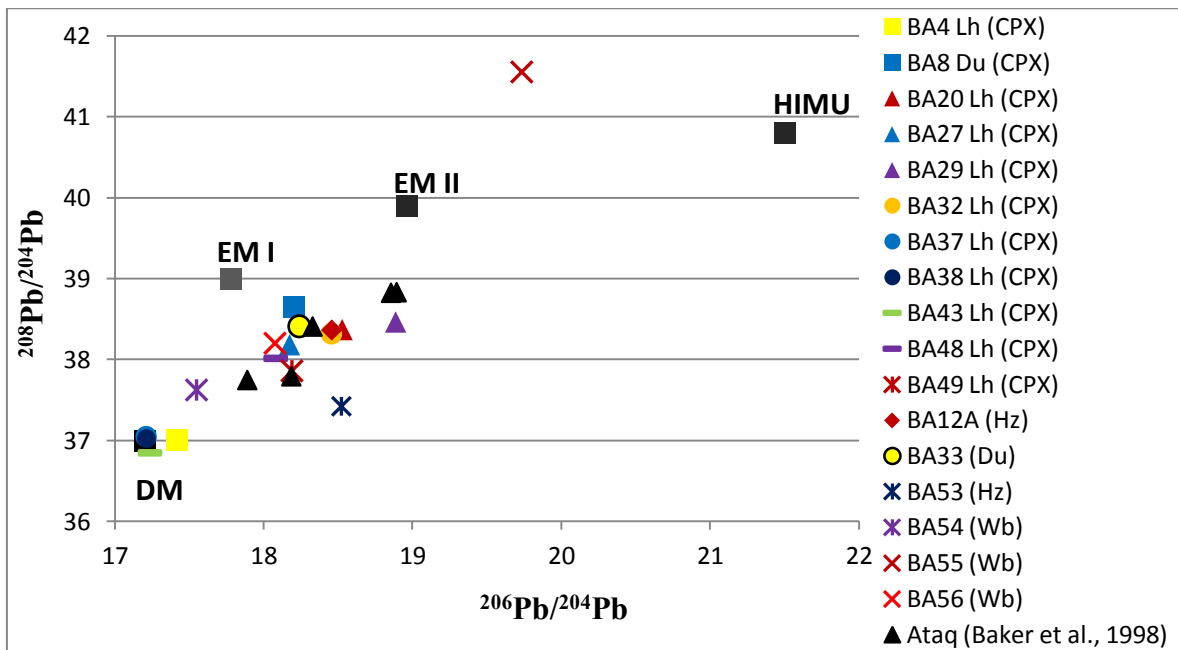


Fig. 83 – Diagramma $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali. Confronto con le analisi isotopiche dei clinopirosseni di Ataq (da Baker et al., 1998).

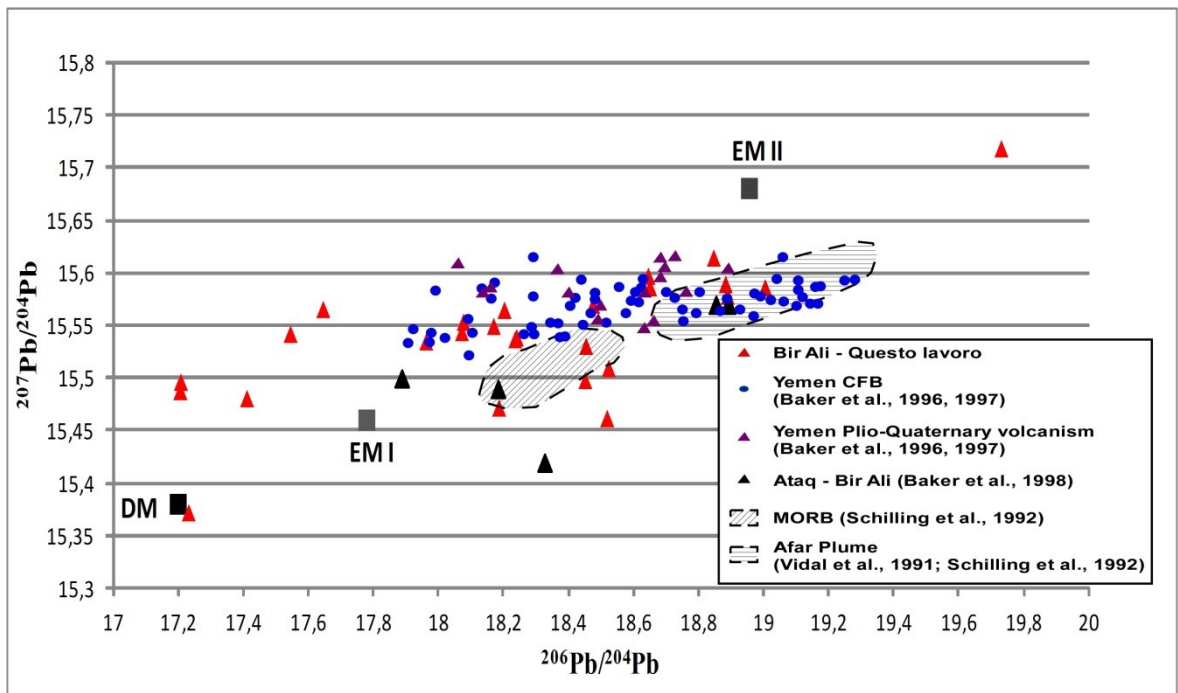


Fig. 84 – Diagramma $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali. Confronto con le analisi isotopiche dei clinopirosseni di Ataq (da Baker et al., 1998), i CFB del plateau dello Yemen e il vulcanismo Plio-Quaternario (da Baker et al., 1996, 1998), il campo dei basalti tipo MORB (da Schilling et al., 1992) e il campo dell'Afar Plume (da Vidal et al., 1991; Schilling et al., 1992).

A livello regionale più ampio, è stato effettuato il confronto con altri siti del nord Africa e del rift est africano, dove sono stati esaminati xenoliti di mantello, sia all'interno dell'area del Plateau nord etiopico (con probabile influenza del Plume dell'Afar), sia all'esterno della stessa. In particolare dal diagramma classificativo Ol – Opx – Cpx (fig. 85) emergono alcune differenze tra le varie collezioni di campioni. Infatti, come è possibile osservare, i siti ubicati al di fuori dell'area di plateau, in particolare Bir Ali, Dillo e Megado, quindi non direttamente legati all'influsso del Plume di Mantello, presentano una tendenza ad un maggiore arricchimento nel termine “clinopirosseno” sia per quanto riguarda le peridotiti in generale, che in misura maggiore per il gruppo delle pirosseniti. Al contrario le popolazioni di campioni all'interno dell'area di plateau, Dedessa ed Injibara (*Beccaluva et al., 2011*), presentano soprattutto websteriti ad ortopirosseno prevalente. Questo aspetto è stato descritto ed interpretato da diversi autori (*Beccaluva et al., 2011; Baker et al., 1998*), i quali sostengono che questa diversa paragenesi mineralogica è dovuta a interazioni con processi di rifertilizzazione ed agenti metasomatici di differente natura. A tal proposito, occorre considerare che all'interno dell'area di plateau, i fusi basaltici che sono risaliti fino in superficie sono soprattutto tholeiiti sub-alcaline, sature in silice, con conseguente stabilizzazione dell'ortopirosseno come prodotto di reazione con la matrice peridotitica. Al contrario, gli altri siti sono centri vulcanici alcalini. Di conseguenza in queste situazioni i magmi reagenti con la paragenesi di mantello tendono a destabilizzare l'ortopirosseno e a stabilizzare il clinopirosseno come prodotto di reazione.

Nei diagrammi di variazione (Fig. 86), le pirosseniti si distribuiscono a sinistra del valore del Primordial Mantle (PM), indicando che per alcuni componenti chimici come Al_2O_3 , CaO, TiO_2 e K_2O vi è stato un variabile arricchimento della sezione pristina di mantello, possibilmente a causa dell'infiltrazione e dell'interazione con melts basaltici, sopra citati. I risultati ottenuti sono perfettamente confrontabili con quelli di altre località della Penisola Arabica (Stern e Johnson, 2010), e si associano quindi alla maggior parte delle pirosseniti all'interno di massicci ultrafemici, le quali vengono generalmente considerate come prodotto di cristallizzazione e cumulo a partire da magmi basici che intrudono ed interagiscono con le peridotiti di mantello (Downes, 2007). Al contrario, sono presenti importanti differenze con le pirosseniti provenienti dalle località di Injibara e Dedessa (Plateau Nord-Etiopico; *Beccaluva et al., 2011*), quest'ultime più arricchite in ortopirosseno.

A livello isotopico, è stato effettuato il confronto con collezioni di campioni provenienti da località sia interne, sia esterne all'area di plateau. Osservando il grafico $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{176}Hf/^{177}Hf$ (fig. 87), si può notare come siano presenti differenti variabilità

composizionali, a seconda dell'ubicazione dei centri vulcanici. Infatti la campionatura di Bir Ali, in accordo con i nuovi dati della campionatura di Mega (*Bianchini et al., 2013* sottoposto per la stampa), siti entrambi al di fuori dell'area di plateau, presentano campioni da molto depleti a estremamente radiogenici. Al contrario, le campionature di Injibara – Dedessa (Julie Bryce – New Hampshire University – comunicazione personale), in accordo con la collezione di campioni di Assab – Eritrea (*Teklay et al., 2010*), siti all'interno dell'area di plateau, quindi sotto la diretta influenza del “Plume”, presentano una variabilità composizionale decisamente inferiore, acquisita molto probabilmente da agenti metasomatici direttamente legati all'azione del Plume dell'Afar; questo in accordo inoltre con i rapporti isotopici dei CFB (Continental Flood Basalts) del plateau etiopico provenienti dalla località Buré (*Meshesha & Shinjo, 2008; Savo, 2012*).

Per quanto riguarda la sistematica del Pb, sono stati costruiti i grafici $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (fig. 88 e fig. 89), ponendo a confronto la campionatura di Bir Ali con le nuove analisi degli xenoliti provenienti dalle località di Injibara – Dedessa, di Mega, le analisi di Hoggar (Algeria – *Beccaluva et al., 2007*), di Gharyan (Libia - *Beccaluva et al., 2008*). Da questi due grafici si confermano differenze tra i campioni di xenoliti provenienti da siti esterni all'area di plateau, e i campioni di xenoliti da siti all'interno dell'area di plateau: gli xenoliti di Injibara – Dedessa si distribuiscono in un ambito circoscritto per tutti i rapporti isotopici del Pb (fig. 88 e fig. 89). Al contrario gli xenoliti dei siti ubicati all'esterno dell'area di plateau, presentano una distribuzione generale dal DM (Depleted Mantle) fino a raggiungere valori prossimi all'HIMU. In particolare, le collezioni di campioni di Mega, Gharyan e Hoggar, presentano valori dei rapporti isotopici più prossimi alla componente HIMU; mentre la maggior parte dei campioni di Bir Ali mostra una minore influenza della componente HIMU, con rapporti isotopici più prossimi al DM (Depleted Mantle). Tale variabilità è con ogni probabilità imputabile all'influenza dell'agente metasomatico che, nel caso degli xenoliti dei siti esterni al plateau, presenta una chiara impronta isotopica HIMU: questa impronta è più marcata per i siti di Mega, Gharyan e Hoggar, maggiormente interessati da processi metasomatici, mentre risulta più lieve per i siti di Bir Ali, Ataq (Yemen) e Azrou (Marocco), dove il mantello lherzolitico ha subito meno marcati effetti metasomatici.

La sistematica dell'He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) delle olivine di Bir Ali varia da 7,5 a 7,8 Ra, ricadendo nell'intervallo di valori registrato da altre località del dominio Est Africano-Arabico (Mega, Injibara e Dedessa, *Beccaluva et al., 2011*), dove i valori del rapporto isotopico oscillano tra 6,9 e 8,9. Tutto il suddetto dominio presenta valori sistematicamente più alti

rispetto a quelli misurati negli xenoliti peridotitici di altre località della fascia Sahariana (valori compresi tra 6,2 e 6,8; località: Azrou, Marocco – Natali et al., 2013; Hoggar, Algeria – Beccaluva et al., 2007; Gharyan, Libia – Beccaluva et al., 2008) (Fig. 90). Possibile causa di questi differenti risultati può essere l'estrema mobilità dei gas nobili rispetto agli elementi incompatibili, i quali sembrano risultare influenzati dal Plume dell'Afar all'interno di una regione litosferica molto più estesa.

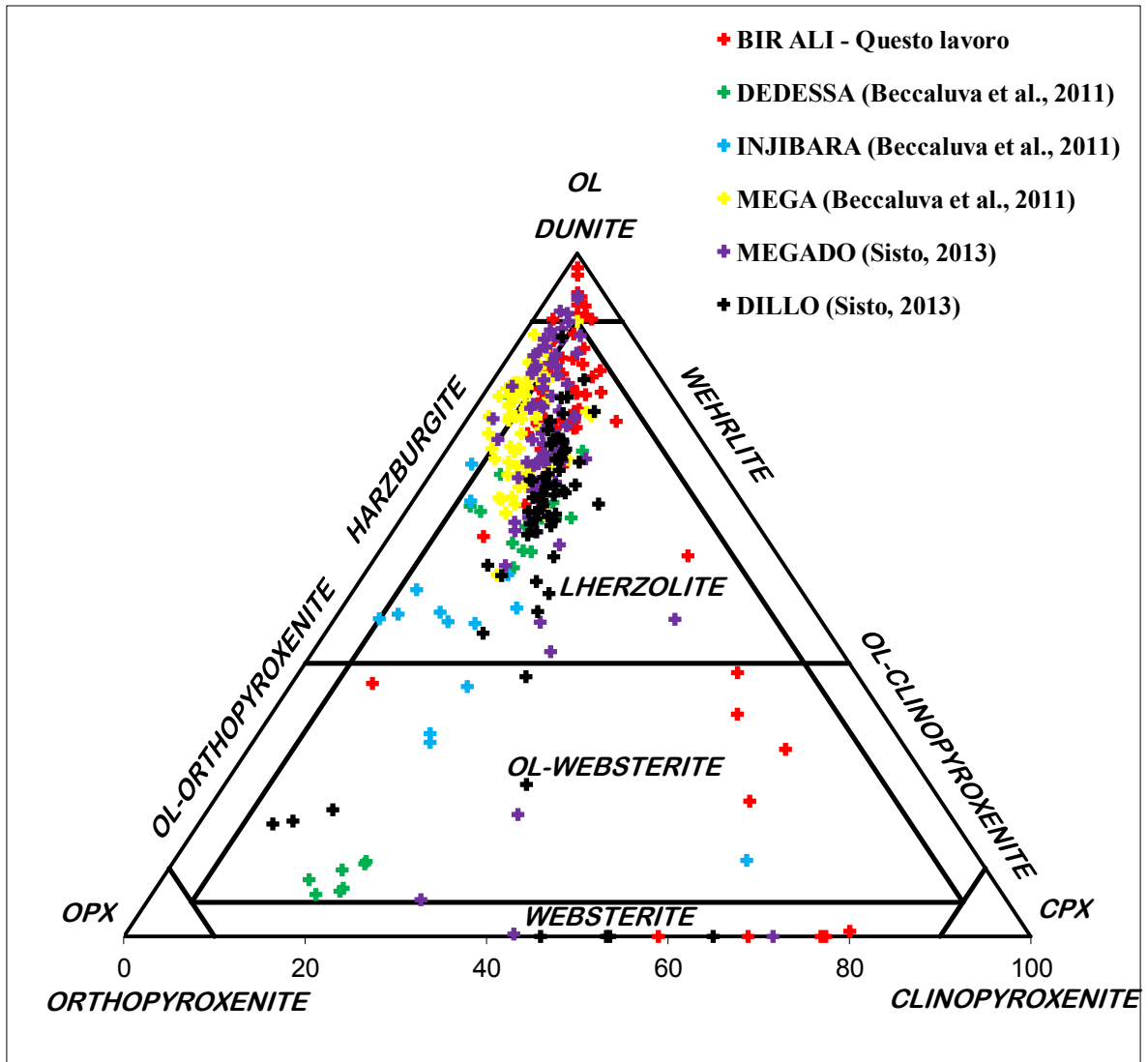


Fig. 85 – Diagramma Classificativo Ol – OpX – CpX del sito di Bir Ali – Confronto con i siti di Dedessa, Injibara e Mega (da Beccaluva et al., 2011) e Dillo e Megado (da Sisto, 2013).

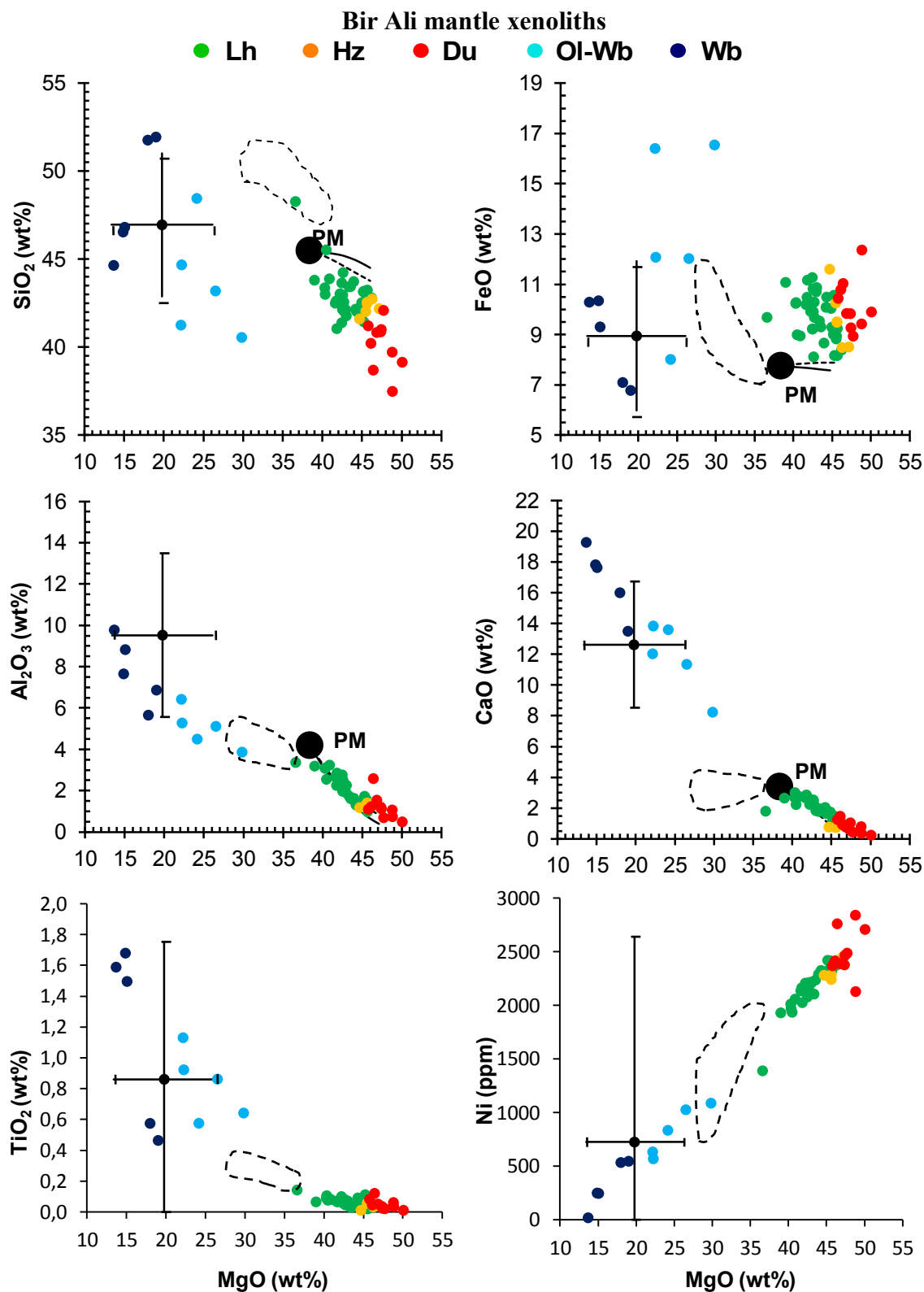


Fig. 86 - Diagrammi di variazione degli elementi maggiori vs MgO degli xenoliti di Bir Ali. I campi delle peridotiti abissali (linea continua), dei trend di fusione parziale (Batch e Fractional melting – linea tratteggiata e linea continua rispettivamente) e della composizione del mantello primordiale (PM) sono stati ricavati da *Niu, 1997*. Per confronto sono riportate le composizioni delle pirosseniti (xenoliti) della Penisola Arabica (\pm deviazione standard – Stern e Johnson, 2010) e il campo delle pirosseniti (linea tratteggiata) delle località di Injibara e Dedessa – Etiopia (Beccaluva et al., 2011).

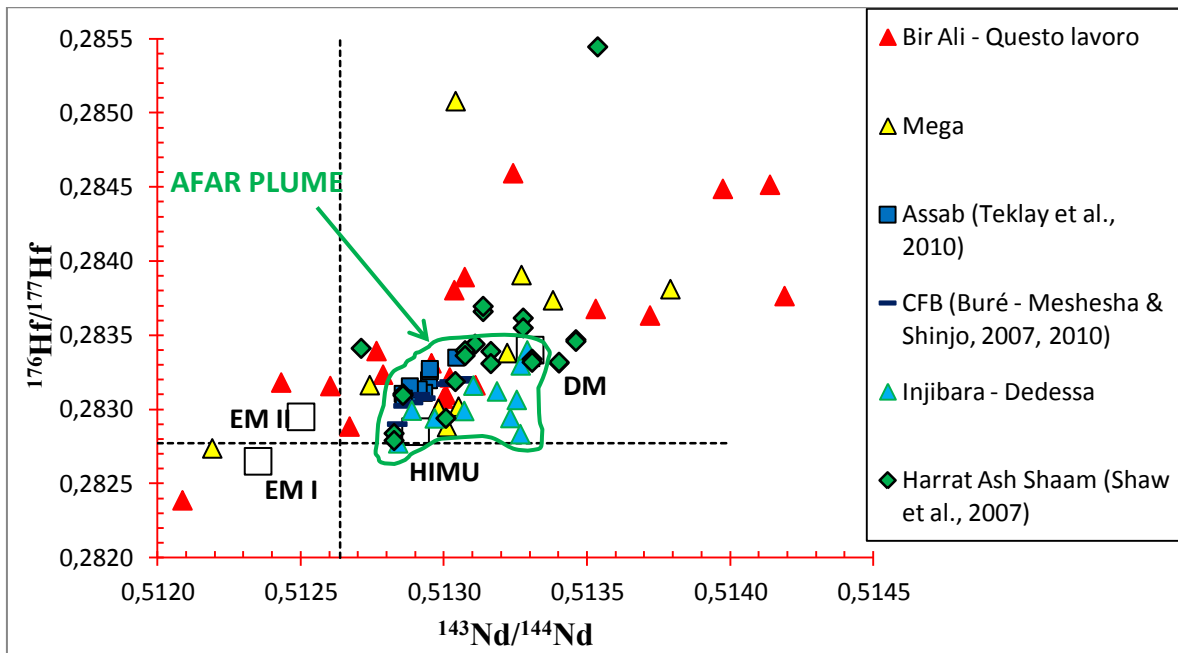


Fig. 87 – Diagramma $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ dei clinopirosseni e di roccia totale degli xenoliti del sito di Bir Ali. Confronto con le analisi isotopiche dei campioni di Mega (*Etiopia meridionale, Bianchini et al., 2013*), di Assab (*Eritrea – Teklay et al., 2010*), di Harrat Ash Shaam (*Giordania – Shaw et al., 2007*), dei basalti della località di Buré (*NW Etiopia – Meshesha & Shinjo, 2007-2010*) e i campioni delle località di Injibara e Dedessa (*Etiopia – area di plateau*).

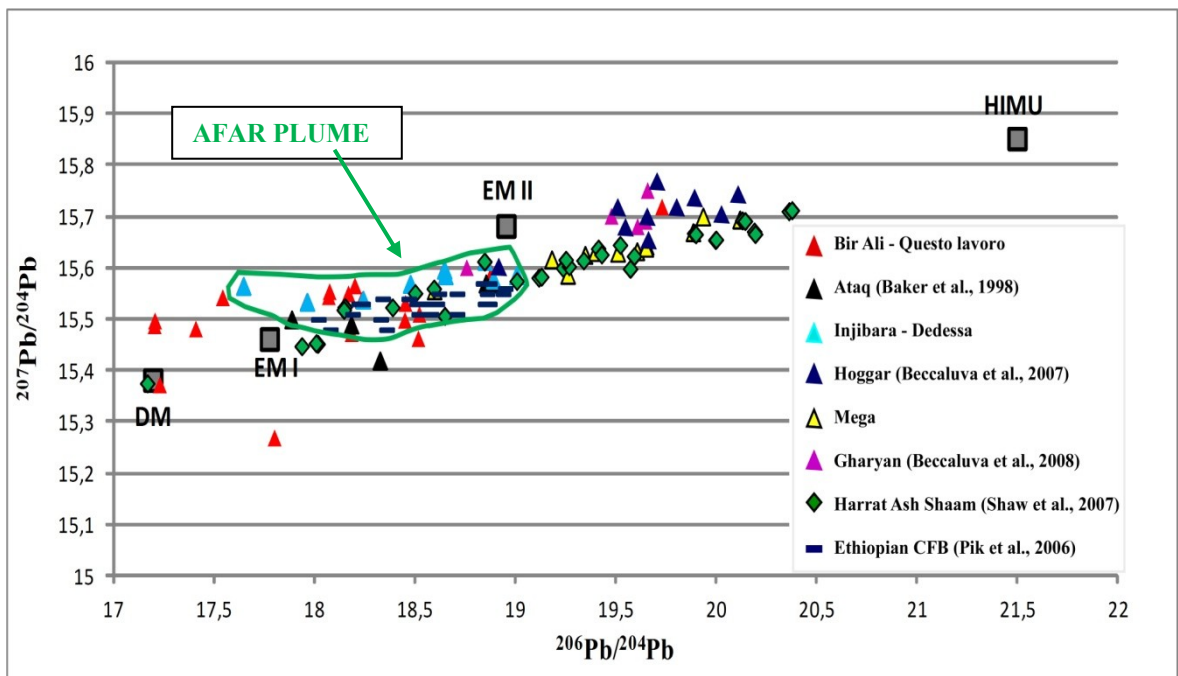


Fig. 88 – Diagramma $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ degli xenoliti del sito di Bir Ali. Confronto con le analisi isotopiche di Ataq (*Yemen – da Baker et al., 1998*), Injibara e Dedessa (*Etiopia Meridionale, questo lavoro*), Mega (*Etiopia meridionale, Bianchini et al., 2013*), Hoggar (*Algeria – da Beccaluva et al., 2007*), di Harrat Ash Shaam (*Giordania – Shaw et al., 2007*), Gharyan (*Libia – da Beccaluva et al., 2008*) e con i CFB del plateau nord-etiopico (*Pik et al., 2006*).

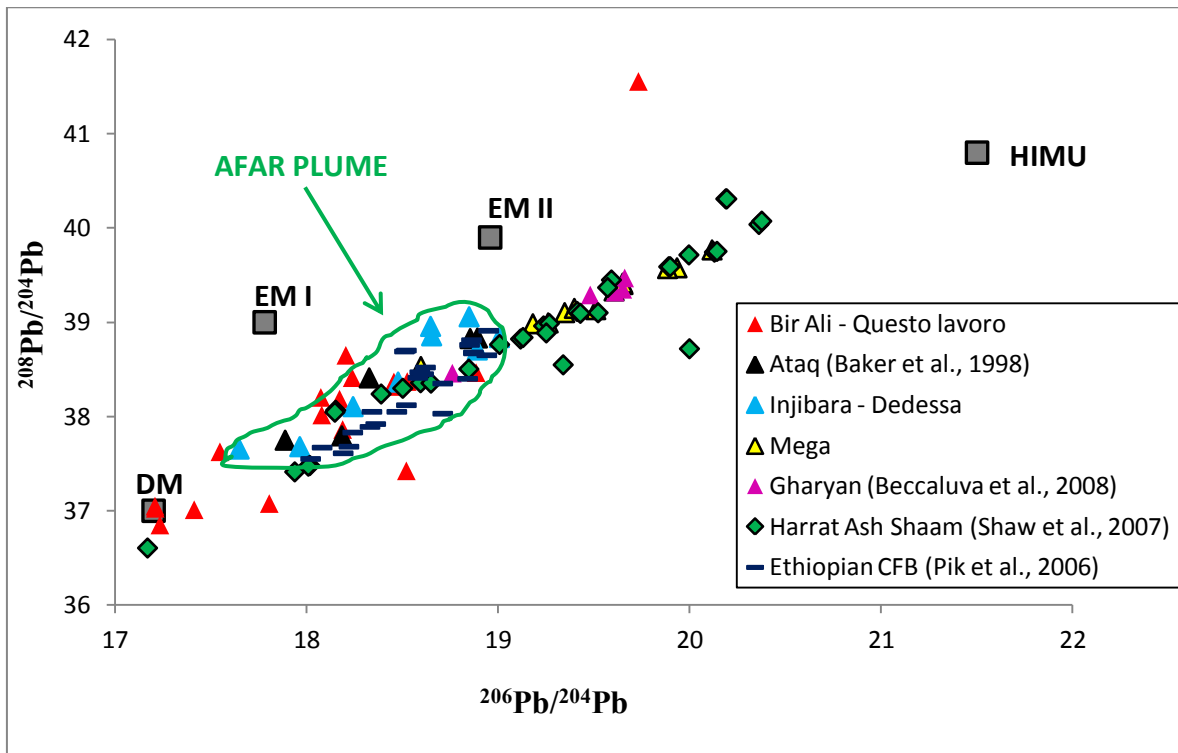


Fig. 89 – Diagramma $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ degli xenoliti del sito di Bir Ali. Confronto con le analisi isotopiche di Ataq (*Yemen - Baker et al., 1998*), Injibara e Dedessa (Etiopia meridionale, questo lavoro, Mega (*Etiopia meridionale, Bianchini et al., 2013*), Hoggar (*Algeria – Beccaluva et al., 2007*), di Harrat Ash Shaam (*Giordania – Shaw et al., 2007*), di Gharyan (*Libia – Beccaluva et al., 2008*) e con i CFB del plateau nord-etiopico (*Pik et al., 2006*).

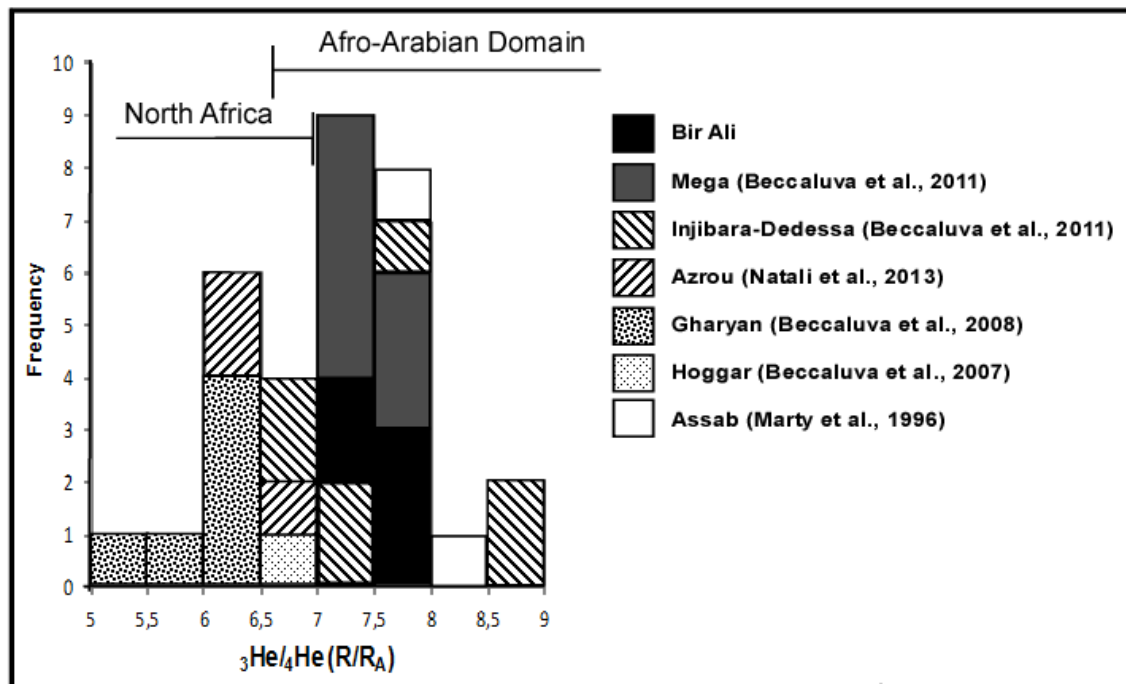


Fig. 90 – Istogramma delle composizioni isotopiche dell'He (R/Ra) degli xenoliti di Bir Ali, confrontati con i dati di altre località del dominio Afro-Arabico e della fascia Sahariana (Beccaluva et al., 2007, 2008, 2011; Marty et al., 1996; Natali et al., 2013).

La modellizzazione degli agenti metasomatici partendo dalle analisi degli elementi incompatibili dei clinopirosseni più arricchiti e degli anfiboli di Bir Ali ha dimostrato che parte dei campioni della collezione di questa tesi hanno subito l'interazione con agenti metasomatici a carattere alcali – silicatico, portando ad un “nuovo” arricchimento soprattutto negli elementi più incompatibili e nelle terre rare leggere, più mobili. Risulta opportuno quindi cercare di comprendere le possibili similitudini o differenze con le ricostruzioni degli agenti metasomatici proposte da altri autori, di altri siti del dominio afro-arabico. A tal proposito sono stati considerati i modelli inerenti il sito di Mega (Etiopia meridionale – *Beccaluva et al., 2011*), il sito di Hoggar (Algeria – *Beccaluva et al., 2007*), il sito di Gharyan (Libia – *Beccaluva et al., 2008*), al sito di Azrou (Marocco – *Natali et al., 2013*) e i siti di Injibara e Dedessa (Etiopia centrale – *Beccaluva et al., 2011*); tutti questi modelli sono stati inseriti nello stesso diagramma per il confronto a carattere regionale (fig. 90).

Dal grafico risulta chiaro che sono state riconosciute due famiglie di agenti metasomatici. La prima famiglia descrive melts a chiara impronta alcali – silicatica, con elevato frazionamento positivo negli elementi più incompatibili, e presenta anomalie negative in Nb, Zr e Ti. Di questa famiglia fanno parte la modellistica per il sito di Bir Ali, e gli involuppi delle modellistiche proposte per i siti di Mega, Hoggar, Gharyan e Azrou. Si tratta dunque di tutti i siti esterni al plateau nord-etioptico, che non hanno subito l'interazione con il “plume” di mantello dell'Afar.

Al contrario, nel secondo caso, per i siti di Injibara e Dedessa, aree interne alla zona di plateau, quindi sotto la diretta influenza dell'Afar Plume, i modelli proposti descrivono agenti metasomatici, con un frazionamento positivo degli elementi più incompatibili, ma decisamente inferiore rispetto al primo gruppo. Inoltre l'altezza dell'involuppo è decisamente inferiore, fino a due ordini di grandezza per gli elementi più incompatibili, e sono assenti le anomalie negative che caratterizzavano la prima famiglia di agenti metasomatici. Si tratta in questo caso di melts con una chiara impronta sub – alcalina, direttamente collegati all'azione del Plume dell'Afar (*Beccaluva et al., 2011*), ed ai relativi basalti tholeiitici (CFB) che hanno formato il plateau nord-etioptico nell'Oligocene.

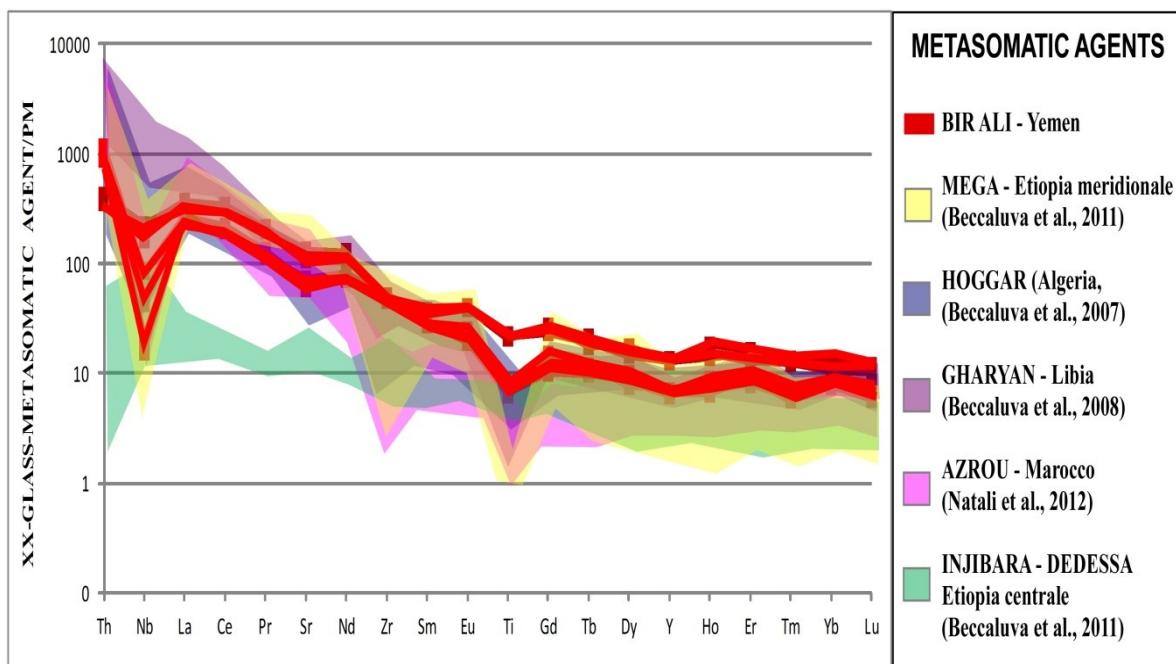


Fig. 91 – Distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati alla composizione del mantello primordiale (*Sun & McDonough, 1989*) degli agenti metasomatici alcali-silicatici modellizzati in base alle composizioni dei clinopirosseni e degli anfiboli dello xenolite dunitico BA8. Per confronto sono riportati gli involucri degli agenti metasomatici modellizzati per Mega (Etiopia meridionale – *Beccaluva et al., 2011*), Hoggar (Algeria – *Beccaluva et al., 2007*), Gharyan (Libia – *Beccaluva et al., 2008*), Azrou (Marocco – *Natali et al., 2013*) e Injibara – Dedessa (Etiopia centrale – *Beccaluva et al., 2011*).

8 – CONCLUSIONI

La popolazione di xenoliti di Bir Ali è stata sottoposta a diverse tipologie analitiche su roccia totale e singole fasi. Sono state eseguite le analisi degli elementi maggiori e in tracce per fluorescenza a raggi X e spettrometria di massa ICP-MS su roccia totale, sulla base di un'attenta selezione dei campioni in sezione sottile al microscopio ottico. Sulla base di una classificazione modale e normativa la popolazione oggetto di studio è risultata costituita da: 10 duniti, 7 harzburgiti, 34 lherzoliti, 5 olivin-websteriti e 5 websteriti. La paragenesi mineralogica nelle peridotiti è rappresentata dalle quattro fasi mantelliche principali: olivina (Fo % da 87 a 93), clinopirosseno diopsidico ed endiopsidico, ortopirosseno enstatitico (En % da 83 a 93) e spinello cromifero; mentre le tessiture variano da proto granulare classica (prevalente), a porfiroclastica, e più raramente, equigranulare. Indizi di interazione con agenti metasomatici sono evidenziati, soprattutto nelle duniti ed harzburgiti, dalla presenza di strutture pirometamorfiche con vetri, plagioclasio interstiziale, bordi di reazione e destabilizzazione intorno a pirosseni e spinelli, e neo-cristallizzazione di anfibolo pargasitico.

I modelli termobarometrici, effettuati sul chimismo delle fasi, indicano con valori di temperature di equilibrio nelle lherzoliti comprese tra 900° e 1150° C, e nelle duniti, tra 750° e 820° C; con valori delle pressioni in un range da 9 a 20 Kbar. Tali dati sono in accordo con la geoterma proposta da *Conticelli et al., 1999* sullo studio degli xenoliti etiopici, e consentono di identificare una comune geoterma a scala regionale per il dominio Etiopico-Yemenita.

Una selezione degli xenoliti di Bir Ali è stata, infine, sottoposta ad analisi isotopiche di Hf, Nd, Pb e He, su roccia totale e fasi separate (olivine e clinopirosseni): nel complesso gli xenoliti di Bir Ali si distribuiscono tra la composizione del DM (soprattutto lherzoliti) e le componenti convenzionali EM e HIMU, queste ultime soprattutto evidenti nelle harzburgiti e duniti. Ciò è interpretabile come una variabile sovrapposizione di componenti metasomatiche arricchite su sezioni di mantello DM impoverito da precedenti episodi di fusione parziale; in coerenza con quanto osservato sulla base degli elementi maggiori ed in tracce su roccia totale e sulle fasi costituenti. Le età modello ottenute sia in riferimento al CHUR, che al DM, suggeriscono per tali eventi di fusione parziale un'età proterozoica compresa tra 1 e 2 miliardi di anni.

Dalle analisi degli elementi in tracce emerge che tale metasomatismo è associato, infatti, ad un variabile arricchimento degli elementi a più alto grado d'incompatibilità (Terre rare

leggere, Th, U), in roccia totale, nei vetri pirometamorfici e nei clinopiroseni ed anfiboli di neo-cristallizzazione. Come osservato in molte altre popolazioni di mantello, tali effetti sono risultati essere più intensi nelle matrici peridotitiche di mantello più refrattarie (harzburgiti e duniti), e più permeabili, in ragione dell'angolo diedro dell'olivina, all'infiltrazione di agenti metasomatici.

La modellizzazione ricavata dalle analisi degli elementi incompatibili sui clinopiroseni e sugli anfiboli, attraverso i coefficienti di partizione (K_D minerale-fuso), ha permesso di determinare le caratteristiche salienti degli agenti metasomatici che hanno arricchito il mantello sottostante l'area oggetto di studio. In questo modo si è ricavato il possibile agente metasomatico che ha interessato il mantello soggiacente l'area di Bir Ali, derivante da fusi a prevalente componente alcali – silicatica.

In una visione più generale dell'evoluzione del mantello litosferico nella regione dello Yemen e dell'Africa Nord - Orientale, da un confronto tra i dati petrologici e geochimici, sia di roccia totale che delle singole fasi minerali, delle popolazioni di xenoliti di mantello provenienti dalle aree del plateau etiopico (Injibara, Dedessa e Assab) con quelle più lontane dall'area del plateau (Bir Ali in Yemen; Gharyan, in Libia; Hoggar, in Algeria; Mega, Megado, Dillo, in Etiopia meridionale), si riscontrano simili processi d'impoverimento del mantello a causa d'antichi eventi di fusione parziale (*Beccaluva et al., 2007, 2008, 2011; Teklay et al., 2010; Natali et al., 2013; Reisberg et al., 2004*), ma marcate differenze nei processi di arricchimento da parte degli agenti metasomatici.

Tutte le popolazioni mostrano un comune trend d'impoverimento da fertili lherzoliti con clinopiroseno a harzburgiti e duniti. Tuttavia in generale i domini litosferici sotto il plateau mostrano limitate evidenze di deformazioni reologiche, mentre gli altri domini, soprattutto sotto la MER, mostrano un'intensa storia di deformazioni implicando la risalita di materiale di mantello, con parziale riequilibrio nei livelli litosferici più superficiali, durante lo sviluppo del rift.

È importante sottolineare che gli xenoliti di mantello sottostanti il plateau nord-etiopico-yemenita, presentano caratteristiche composizionali, mineralogiche, e isotopiche congruenti con agenti metasomatici basaltici subalcalini, di composizione analoga ai magmi CFB, costituenti il plateau basaltico, e connessi al "plume" dell'*Afar* (*Beccaluva et al., 2011*).

Le sezioni di mantello esterne al plateau, compresa la collezione di campioni di questa tesi, mostrano invece processi metasomatici completamente diversi, che interessano prevalentemente i domini harzburgitici e dunitici più refrattari; come visto dai dati degli elementi in tracce e degli isotopi la natura di questi agenti metasomatici è connessa invece

a fusi basici alcalini, in analogia con le affinità magmatiche del vulcanismo della MER e delle aree del dominio afro-arabico lontane dal plateau (fig. 89). Queste caratteristiche indicano che gli xenoliti di Bir Ali, probabilmente, rappresentano una risalita passiva del mantello non connessa con il Plume dell'Afar, e legata invece allo sviluppo del sistema di rift neogenico-quadernario che si irradia dal punto triplo dell'Afar (*Kendall et al., 2006* - come la popolazione di xenoliti di mantello di Mega – Etiopia meridionale).

Da una comparazione regionale a scala ancor più ampia le popolazioni provenienti da siti esterni all'area di plateau, sia vicine ai siti nei pressi del Mar Rosso e del Golfo di Aden (*Ottonello et al., 1978; Baker et al., 1996*), sia relativamente più lontane come il sito di Mega nell'Etiopia meridionale, fino ad arrivare alla fascia Sahariana a nord (Gharyan, Libia – *Beccaluva et al., 2008*; Hoggar, Algeria – *Dautria et al., 1992, Beccaluva et al., 2007*; Azrou, Marocco – *Natali et al., 2013*), sia nel rift keniota (Marsabit – *Kaeser et al., 2006*; Gregory Rift – *Aulbach et al., 2011*), mostrano chiare evidenze d'interazione con agenti metasomatici basici alcalini, a prevalente impronta HIMU (fig. 86-87-88).

Extended abstract

Introduction

Mantle xenoliths exhumed from the Neogene-Quaternary alkaline volcanism in the Afro-Arabian domain provide a powerful tool to unravel the complex mantle dynamics in a region that was interested by plume-related Oligocene Continental Flood Basalt (CFB) magmatism (Hofmann et al., 1997; Pik et al., 1998; Beccaluva et al., 2009) and rifting processes (Natali et al., 2011; 2013), from continental break-up to oceanization.

The influence of the plume has been gradually vanishing over time, as suggested by seismic images of the Afar region, where transition from continental rifting to incipient oceanization has been studied in detail (Bastow et al., 2011; Hammond et al., 2013).

In the Afro-Arabian region, mantle xenoliths included in Neogene-Quaternary alkaline volcanics are found in two main occurrences: i) within the Northern Ethiopian-Yemen plateau area (Beccaluva et al., 2011) and ii) outside this area, neighbouring the rift structures which radiate from the Afar triple junction along the Red sea-Gulf of Aden Arabian margins (Henjes-Kunst et al., 1990; Blusztajn et al., 1995; Chazot et al., 1996; Baker et al., 1998) and along the Main Ethiopian and Kenya-Tanzania rifts southward (Kaesler et al., 2006; Aulbach et al., 2011; Beccaluva et al., 2011; Bianchini et al., submitted).

While mantle xenoliths related to the CFB area show evidence of pervasive refertilization by Afar plume melts (Beccaluva et al., 2011), other mantle xenoliths collected outside this area, along the Arabian margin and the East Africa Rifts, display more complex history of depletion and enrichment events (Baker et al., 1998; Reisberg et al., 2004; Aulbach et al., 2011; Bianchini et al., submitted). In this paper we present new bulk rock and mineral major and trace element data as well as Nd-Hf-Pb-He isotope systematics from an exhaustive sampling (more than 60 samples) from Bir Ali (Yemen), which is a xenolith occurrence located in the southern Arabian margin, ca. 500 km eastward of CFB from the Ethiopian-Yemeni plateau. The aim is to define: i) the real composition, on a statistical basis, of the lithospheric mantle section underlying the southern Arabian margin; ii) its secular variations in terms of depletion and enrichment processes; iii) the geochemical and isotopic signature of the metasomatic events in relation to the Afar plume influence.

Methods

Mantle xenoliths studied in this work have been collected from pyroclastic material of the Bir Ali diatreme, belonging to the Pliocene-Quaternary Balhaf Bir Ali alkaline volcanic province (Mallick et al., 1990), which is located in the central southern part of Yemen (Fig. 1). 62 ultramafic xenoliths (up to 20 cm in size) unaffected by host basalt infiltration were selected for a detailed investigation. Samples were sliced and the freshest portions (weighting between 15 and 30 g) were crushed and then powdered in an agate mill. X-ray fluorescence (XRF) major and trace elements (Ni, Co, Cr, V and Sr) were analysed on powder pellets, using a wavelength-dispersive automated ARL Advant 'X spectrometer at the Department of Earth Sciences of the Ferrara University. Accuracy and precision for major elements are estimated as better than 3% for Si, Ti, Fe, Ca, and K, and 7% for Mg, Al, Mn, Na; for trace elements (above 10 ppm) they are better than 10%. REE, Sc, Y, Zr, Hf,

Nb, Ta, Th, and U were analysed (after HF-HNO₃ dissolution of rock powders in teflon beakers) by inductively coupled mass spectrometry (ICP-MS) at the Department of Physics and Earth Sciences of the Ferrara University, using an X Series Thermo-Scientific spectrometer. Accuracy and precision, based on the replicated analyses of samples and standards, are estimated as better than 10% for all elements well above the detection limit. Mineral compositions were obtained at the CNR-IGG Institute of Padova with a Cameca SX-50 electron microprobe (fitted with four wavelength dispersive spectrometers) at an accelerating voltage of 15 kV and specimen current of 15 nA, using natural silicates and oxides as standards. Trace element analyses on pyroxenes were carried out at the CNR-IGG of Pavia by LAM ICP-MS, using an Elan DRC-e mass spectrometer coupled with a Q-switched Nd:YAG laser source (Quantel Brilliant). The spot diameter was typically 50 μ m, and the CaO content was used as internal standard. Precision and accuracy, better than 10% for concentrations at ppm level, were assessed by repeated analyses of NIST SRM 612 and BCR-2 standards.

For the Nd-Hf-Pb isotopic analysis hand-picked clinopyroxene separates (weight of 100-300 mg) and bulk rock powders (weight of 300-600 mg) have been preliminarily prepared in laboratories of the Department of Earth Sciences at the University of New Hampshire. Samples were leached in hot (~120°C) 6 N HCl to remove any surface contamination (cf. Wittig et al., 2006), following techniques outlined in Blichert-Toft (2001) and Blichert-Toft and Albarède (2009). The resulting residues were subsequently digested in a mixture of concentrated HF-HNO₃. Lutetium (Lu) and hafnium (Hf) were separated as described by Blichert-Toft et al. (1997) and the Light Rare Earth Element (LREE) fraction recovered from the Lu-Hf separation protocol were further processed to separate and concentrate neodymium (Nd). Isotopic measurements were carried out by the Nu Plasma HR multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) at the Ecole Normale Supérieure in Lyon. Hafnium and Nd isotope analyses of samples were run in alternation with JMC-475 Hf and “Rennes” in-house Nd (courtesy C. Chauvel) standards, respectively and were normalized for mass fractionation relative to, respectively, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ using an exponential law.

The 100-ppb JMC 475 Hf standard, run throughout the analytical session (n=16) to monitor instrument performance, yielded $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282155$ (with external $2\sigma = 0.000010$).

Lead was separated using techniques based on those described in Bryce and DePaolo (2004), and Pb isotopic measurements were carried out on the Nu Plasma HR multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC-ICP-MS) at the Ecole Normale Supérieure in Lyon. For Pb, mass fractionation was corrected via thallium normalization as described in White et al. (2000), and ratios were additionally adjusted for drift using the standard bracketing technique outlined in Albarède et al. (2004) using NIST SRM values reported in Eisele et al. (2003). Four NIST SRM 981 run as “blind” samples amongst the seventeen bracketing standards analyzed yielded averages (with 2σ external precision) of $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7271$ (0.0019), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4978$ (0.0009) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9408$ (0.0012).

Helium was extracted from hand picked olivine crystals by in vacuo crushing and analysed at the laboratories of the Oregon University (US) using the procedure described by Graham et al. (1998).

Petrography and geochemistry

The composition in terms of the Ol-Opx-Cpx normative classification (following Niu et al., 1997) shows that mantle xenoliths may be classified as spinel (Sp)-peridotites (35 lherzolites, 10 dunites and 6 harzburgites) and Sp-pyroxenites s.l. (5 ol-websterites and 5 websterites). Classification has been crosschecked by mass-balance calculation between bulk rock and mineral chemistry of the constituent phases, showing a good agreement with the normative method. Sp-peridotites are mainly protogranular in texture, only locally porphyroclastic and rarely equigranular. **Olivine** is generally medium to coarse grained (up to 2 mm) and moderately kink-banded, varying in composition from Fo 87.3 to Fo 92.0 in lherzolites, and from Fo 89.1 to Fo 92.9 in dunites. **Orthopyroxene** varies in size from medium to small grained, commonly showing cpx exsolution *lamellae*; it ranges in composition from En 88.9 to En 92.5. **Clinopyroxene** is generally small grained and often interstitial, displaying opx exsolution *lamellae* in the relatively largest crystals; its composition varies in the range En 49.1-52.9 Fs 0.5-3.0 Wo 45.4-48.7. A peculiar clinopyroxene composition is recorded in dunite BA33 (En 43.5-45.6 Fs 0.3-0.7 Wo 53.7-56.1) which is characterized by distinctive high CaO and TiO₂ contents, suggesting interaction with magmatic melts. Dark brown **Spinel** is scarce, with lobate shape showing the following compositional ranges: mg# 76-81 cr# 11-27 in lherzolites, and mg# 71-79 cr# 17-38 in dunites. Interaction with metasomatising agents are evidenced by secondary minerals overimposed on the primary parageneses, particularly widespread in harzburgites and dunites. Reaction textures include “spongy” borders in clinopyroxene, opacized rims around spinel often containing fine-grained aggregates of secondary olivine and clinopyroxene as well as patches containing brownish to yellowish glass, rare plagioclase (An 52-70) and rare disseminated pargasitic amphibole (mg# 88.8-88.9).

Sp-pyroxenites are represented either as individual xenoliths or as discrete domain texturally equilibrated inside peridotites. Like peridotites, pyroxenites exhibit prevalent protogranular texture, in place turning to porphyroclastic and equigranular, although with different composition of constituent minerals with respect to peridotites. In both websterites and Ol-websterites pyroxenes show mutual exsolution *lamellae*. **Clinopyroxene** is the dominant mineral phase, varying in composition between En 47.3 Fs 4.7 Wo 42.9 and En 51.5 Fs 7.0 Wo 47.6. **Orthopyroxene** composition is in the range En 83.8-85.9 **Olivine** is medium grained, weakly deformed and its composition varies in the range of Fo 82.2-83.9. **Spinel** is brown to dark green in color with mg# 49-61 and cr# 18-33. These compositions conform to those reported for analogous Bir Ali xenoliths by Ali and Arai (2007). Reaction textures similar to those observed in peridotites, although less evident, are also present.

Thermo-barometric estimates for peridotites, based on the Brey and Kohler, (1990) and Kohler and Brey, (1990) algorithms, indicate that Bir Ali mantle xenoliths equilibrated in a range of T(temperature) 900-1100°C and P (Pressure) 9-20 Kbar. These P-T conditions are in agreement with petrographic observations, indicating the ubiquitous stability of spinel in both peridotites and pyroxenites. These estimates also conform with those reported by Ali and Arai (2007) for Bir Ali, Stern & Johnson (2010) for the Arabian Peninsula, and by Conticelli et al. (1999) for Southern Ethiopia.

Peridotite xenoliths plot along the melting depletion trends with a continuous SiO₂ - CaO - Al₂O and TiO₂ decrease from fertile lherzolites approaching the Primitive Mantle (PM) to

extremely depleted dunites. Coherently, compatible elements such as Ni, are positively correlated with MgO from lherzolites to dunites as expected for mantle depletion processes by increasing extraction of basic melts. The restitic nature of these dunites after severe partial melting events is favored with respect to a replacive origin, such as that proposed for “dunite channels” in abyssal and ophiolite mantle peridotites (Suhr, 1999; Bernstein et al., 2006; Piccardo et al., 2007; Abily and Ceuleneer, 2013); this is supported by the lack of any chemical, modal and mineralogical compositional gap within the peridotite depletion trend, as well as the non-oceanic setting of the mantle section beneath Bir Ali.

In the same diagrams, pyroxenites are remarkably displaced from PM indicating that significant chemical components such as Al₂O₃, CaO, TiO₂, K₂O variably enriched the pristine peridotite mantle section, possibly due to infiltration and interaction with basaltic melts (Fig. 3). The resulting compositions are perfectly comparable with those of pyroxenite mantle xenoliths from other occurrences of the Arabian peninsula (Stern and Johnson, 2010, and references therein), and conform to most pyroxenites occurring in ultramafic massifs, which are generally considered products of cumulus crystallization of basic melts intruding and interacting with the mantle peridotite (Downes, 2007). By contrast, Bir Ali pyroxenite xenoliths show remarkable differences with respect to those from the Northern Ethiopian plateau area (Injibara and Dedessa), which are comparatively enriched in orthopyroxene (Beccaluva et al., 2011).

Middle (M) and Heavy (H)-REE distribution of Bulk rock Chondrite (Ch)-normalized Rare Earth Elements (REE) of Bir Ali xenoliths is positively correlated with the modal clinopyroxene content, as usually observed in mantle rocks (Coltorti et al., 1999; Beccaluva et al., 2001, 2007; 2008; 2011). Accordingly, the M- and H-REE contents range from 0.4 to 1.9 times chondrite in lherzolites, from 0.3 to 0.5 in harzburgites and from 0.2 to 0.6 in most dunites. A notable exception is represented by three dunites (characterized by abundant reaction textures and presence of glass and amphibole) which show M- and H-REE contents ranging from 0.7 to 1.4 times chondrite.

The enrichment in the most incompatible elements (e.g. Light (L) REE) is indicated by the La_N/Yb_N ratio ranging from 0.3 to 2.0 in lherzolites, 0.4-2.6 in harzburgites and 0.7-4.1 in dunites, with the highest ratios corresponding to samples showing the most widespread reaction textures. Therefore, the La_N/Yb_N ratio in peridotites may indicate that the interaction with metasomatic agents were slight or negligible in most lherzolites but much more effective in olivine-rich lithologies such as harzburgites and particularly dunites, as expected by experimental results on peridotite permeability (Toramaru and Fuji, 1986).

The reaction domains including newly formed mineral phases and glass indicate that interactions of peridotite matrix with metasomatic agents were relatively recent and did not attained textural re-equilibration.

Pyroxenites show HREE abundances ranging between 3.5 and 12.2 times chondrite, where the absolute REE concentrations increase from Ol-websterite to websterite. They display slightly positively fractionated REE patterns with La_N/Yb_N increasing from 1.9 to 3.0, in broad relation with the abundance of modal clinopyroxene. These REE patterns together with major elements and mineralogical composition indicate that pyroxenites may represent mantle section remarkably refertilized by basic melts with tholeiitic-transitional affinity at variable melt/matrix ratio. It is important to note that these processes were old

enough to permit a textural re-equilibration between peridotitic and pyroxenitic mantle domains.

Ch-normalized REE distribution of **clinopyroxene** from Bir Ali mantle peridotites is reported in Fig. 5. Relatively homogeneous compositions are recorded within each sample, with patterns generally higher and subparallel to that of the relative bulk rock. M- to H-REE flat patterns are recorded in all clinopyroxenes ranging from 5.3 to 14.9 times chondrite. LREE distribution is highly variable with La_N/Yb_N down to 0.2 for lherzolite unaffected by metasomatism, increasing up to 3.4 for those affected by metasomatic enrichment. As expected, clinopyroxenes in dunites record the most effective LREE metasomatic enrichment with La_N/Yb_N up to 3.9.

The amphibole REE patterns (in dunite BA8) is characterized by the M-HREE distribution ranges from 23.4 to 24.7 times chondrite and La_N/Yb_N in the range 4.1-5.5. The related patterns mimic those of clinopyroxene from the same sample, suggesting that the two phases were reaction products of the same metasomatic agent. The REE distribution of glass (in dunite BA33) is characterized by HREE in the range of 18.6-21.9 times chondrite and positive fractionation, with La_N/Yb_N averaging around 7.0. The above data coherently suggest that these new phases and the related geochemical enrichments were induced by alkali-silicatic metasomatic agents whose effects are evidenced by modal and textural disequilibrium. To constrain the nature of these metasomatising agents, incompatible element modelling has been performed based on the compositions of the most enriched clinopyroxene and pargasitic amphibole using partition coefficients (K_d) mineral/alkaline basic melt from Zack & Brunn (1998) and Dalpe & Baker (1994), respectively. The calculated metasomatising agents are in good agreement with the incompatible element distribution of basic alkaline lavas from Cenozoic volcanic districts of the African plate, whereas they do not fit with carbonatitic melts. Comparison at regional scale shows that metasomatic agents inferred for Bir Ali conform to those calculated for other mantle xenoliths occurrences of the Afro-Arabian domain, invariably characterized by alkali-silicate nature (Baker et al., 1998; Beccaluva et al., 2007; Beccaluva et al., 2008; Beccaluva et al., 2011; Natali et al., 2013b). By contrast, mantle xenolith occurrences within the Northern Ethiopian Plateau area exhibit the interaction with subalkaline metasomatic agents, similar to CFB related to the Afar Plume activity (Beccaluva et al., 2011).

Hf-Nd-Pb-He isotopes from Bir Ali xenoliths

Hf-Nd-Pb isotopic analyses were carried out on highly selected (hand-picked) clinopyroxene separates, and subordinately bulk rock powders, whereas He isotopic ratio was measured on olivine crystals. Results are discussed on the basis of the notional depleted (DM), high U/Pb (HIMU) and enriched (EM1, EM2) mantle components which refer to the different types of Ocean Island Basalts (OIB) and Mid Ocean Ridge Basalts (MORB) (Zindler and Hart, 1986; Carlson, 1995; Hofmann, 1997; Stracke et al., 2005).

The general distribution of Bir Ali peridotite xenoliths in terms of $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{176}Hf/^{177}Hf$ span from the conventional Depleted Mantle (DM) signature or even more depleted compositions (ϵ_{Nd} up to 30.3 and ϵ_{Hf} up to 64.4) to Enriched Mantle (EM) values (ϵ_{Nd} down to -4.0 and ϵ_{Hf} down to 4.0). The lherzolites are characterized by the most

depleted supra-chondritic compositions, whereas harzburgites and dunites show enriched compositions coherent with the observed incompatible element distribution. This isotopic distribution confirm that lherzolites and harzburgites/dunites represent the least and most metasomatized peridotite mantle domains, respectively.

Model ages have been calculated on the basis of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ respect to both CHUR and DM, for the most LREE depleted clinopyroxene of lherzolites BA37 and BA43. Hafnium model ages are in the range 2040-1800 and 1670-1115 Ma, respect to CHUR and DM. Nd model ages are comparatively younger approaching 1300 (CHUR) and 1050 (DM) Ma. The age discrepancy between Hf and Nd model ages is attributable to the different susceptibility of the Lu-Hf and Sm-Nd systems to the metasomatic agents, which are characterized by a strong LREE (e.g. Nd) enrichment.

Therefore, from these estimates we may conclude that significant partial melting events took place during Proterozoic ages, and were followed by metasomatic interactions which variously perturbed the relative isotopic systems.

The Pb isotope systematic generally conforms to the above scenario with many lherzolites plotting close to DM, whereas harzburgites, dunites and websterites generally cluster near the EM components. In particular, the same lherzolites considered for the model ages are those showing unradiogenic Pb isotopic composition, thus confirming that they escaped significant metasomatic effects. More radiogenic Pb compositions are displaced toward the EM2 isotopic end-member. For comparison we report the isotopic compositions of mantle xenoliths from other localities of the Arabian plate (Ataq; Baker et al., 1998; Jordan; Shaw et al., 2007), East Africa (Mega, Southern Ethiopia; author's data; Assab, Eritrea; Teklay et al., 2009; Injibara and Dedessa, Northern Ethiopia; author's data) and from the Saharan Belt (Hoggar, Algeria; Beccaluva et al., 2007; Gharyan, Lybia; Beccaluva et al., 2008). The resulting distribution show that the depletion and enrichment processes that affected the Afro-Arabian lithospheric domain produced an extreme variability of isotopic signatures, extending sometimes beyond the mantle arrays defined by the conventional mantle isotopic components (DM, EM and HIMU).

A relevant exception is represented by mantle xenoliths located within Northern Ethiopian-Yemeni plateau (Assab, Injibara and Dedessa), showing a relative isotopic homogeneity ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28277\text{-}0.28340$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51284\text{-}0.51329$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.7\text{-}39.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5\text{-}15.6$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.7\text{-}19.0$), possibly inherited by pervasive interaction of these mantle sections with Afar plume-related CFB which display similar isotopic composition ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28290\text{-}0.28319$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51284\text{-}0.51307$, Meshesha and Shinjo, 2007 and 2010; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.6\text{-}39.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4\text{-}15.7$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.0\text{-}19.3$; author's data and Pik et al., 2006).

The helium isotope composition ($^3\text{He}/^4\text{He}$) of the olivines from Bir Ali varies from 7.5 to 7.8 Ra falling in the range recorded in other occurrences of the East African-Arabian domain (e.g. Mega, Injibara and Dedessa: 6.9-8.9, Beccaluva et al., 2011) and is systematically higher than that measured in peridotite xenoliths from Saharan belts (6.2-6.8; Azrou, Morocco: Natali et al., 2013b; Hoggar: Beccaluva et al., 2007; Gharyan: Beccaluva et al., 2008). A possible explanation is provided by the extreme mobility (and decoupling) of noble gases with respect to other incompatible elements, which may result in a much more extended lithospheric region influenced by the plume. The related

diffusive aureola could account for the systematic higher $^3\text{He}/^4\text{He}$ values of East-Africa/Arabia with respect the north African belt.

Conclusions

The extensive sampling of mantle xenoliths from Bir Ali show that spinel-peridotites represent the preponderant part (85%) of the southern Arabian lithosphere, the remaining part (15%) being constituted by spinel-pyroxenites sometimes forming texturally equilibrated composite xenoliths. Peridotites exhibit a compositional variation from lherzolites (up to 14% clinopyroxene) to harzburgites and dunites (cpx down to 2-3%) which delineate a continuous depletion trend attributable multiple and intensive extraction of basic melts. The calculated model ages suggest that these partial melting events occurred at least since Paleo-Proterozoic (2 Ga according to Lu-Hf model age of the most depleted peridotites). Moreover, The Lu-Hf and Sm-Nd error-chrones calculated on the total xenoliths population suggest important magmatic events between 800 and 750 Ma. While the Paleo-Proterozoic ages may indicate the occurrence of extensive partial melting events in the pristine mantle, the Neo-Proterozoic ages may correspond to Pan-African magmatic events that modified the lithospheric mantle, as suggested by Stern & Johnson (2010). In our view, texturally equilibrated pyroxenites, which represent ubiquitous and significant components of mantle xenoliths throughout the Arabian Peninsula, could be related to these Neo-Proterozoic events that extensively rejuvenated the Arabian lithospheric mantle.

On the other hand, the observed disequilibrium textures and formation of new phases (glass, clinopyroxene and amphibole) in parallel with incompatible elements and isotopic enrichments could be derived by interactions with much younger and recent metasomatic agents that variously affected the studied lithospheric section. These metasomatic effects, particularly effective in harzburgite and dunite lithologies, indicate that the causative agents were OIB-type alkaline basic melts. Therefore, the Bir Ali mantle section, compared with others from the Afro-Arabian domain, confirms that the general extensional regime radiating from the Afar triple junction and generating the Red Sea-Gulf of Aden-Main Ethiopian Rift system, was accompanied by shallow mantle upwelling events and metasomatic processes dominated by alkaline agents (Henjes-Kunst 1990; Blusztajn et al., 1998; Kaeser et al., 2006; Bedini et al., 2007; Shaw et al., 2007; Aulbach et al., 2011; Beccaluva et al., 2011). A notable exception is represented by mantle xenoliths included in Neogene-Quaternary alkaline volcanics located within the Northern Ethiopian-Yemeni CFB province; in these xenoliths, petrological and geochemical evidences indicate that the causative agents of mantle metasomatism were subalkaline melts closely resembling the tholeiitic magmas related to the Afar plume (Beccaluva et al., 2011 and references therein). We may conclude that the thermo-chemical effects of the Afar plume were essentially confined to the lithospheric sections located within the northern Ethiopian-Yemeni CFB plateau, and were negligible in the neighbouring regions. However, based on the available data on extremely mobile elements such as noble gases (Fig. 8), we emphasize a regional scale anomaly throughout the East-African-Arabian domain showing a systematic higher Helium isotopic composition with respect to other African occurrences (residual plume influence?).

Extended abstract

Introduzione.

Gli xenoliti di mantello esumati dal vulcanismo alcalino neogenico-quadernario nel dominio Afro-Arabico forniscono un potente strumento per rivelare le dinamiche complesse di mantello in una regione che è stata interessata dalla formazione di un plateau basaltico continentale oligocenico legato alla presenza di un Plume profondo (Hofmann et al., 1997; Pik et al., 1998; Beccaluva et al., 2009), e da multipli processi di rifting (Natali et al., 2011; 2013), dal break-up continentale all'oceanizzazione. L'influenza del plume è gradualmente svanita nel tempo, come suggerito dalle immagini sismiche nella regione dell'Afar, dove il passaggio dal rifting continentale all'incipiente oceanizzazione è stato studiato in dettaglio (Bastow et al., 2011; Hammond et al., 2013). Nella regione Afro-Arabica, gli xenoliti di mantello inclusi in lave alcaline neogenico-quadernarie, sono stati trovati in due principali situazioni: all'interno dell'area del plateau basaltico Nord Etiopia – Yemen (Beccaluva et al., 2011); e all'esterno di quest'area, nei pressi delle strutture di rift radianti dal raccordo del punto triplo dell'Afar lungo i margini del Mar Rosso e del Golfo di Aden (Henjes-Kunst et al., 1990; Blusztajn et al., 1995; Chazot et al., 1996; Baker et al., 1998) e lungo il rift etiopico e del sistema Kenya - Tanzania più a sud (Kaeser et al., 2006; Aulbach et al., 2011; Beccaluva et al., 2011). Mentre gli xenoliti di mantello associati all'area del plateau mostrano evidenze di rifertilizzazione da parte dei melts legati al plume dell'Afar (Beccaluva et al., 2011), gli altri xenoliti di mantello raccolti al di fuori di quest'area, lungo il margine arabico e il rift est-africano, mostrano una storia dei processi d'impoverimento e di arricchimento decisamente più complessa (Baker et al., 1998; Reisberg et al., 2004; Aulbach et al., 2011). In questa tesi saranno presentati i dati delle analisi sugli elementi maggiori ed in tracce di roccia totale e fasi minerali e le sistematiche isotopiche di Nd-Hf-Pb-He da una collezione di più di 60 campioni dalla località di Bir Ali (Yemen), nel margine arabico meridionale, circa 500 Km di distanza dal plateau oligocenico etiopico-yemenita. Gli obiettivi sono definire la composizione reale, su base statistica, della sezione litosferica di mantello del margine meridionale arabico, le variazioni chimiche a causa dei processi d'impoverimento ed arricchimento, la firma geochimica ed isotopica degli agenti metasomatici in relazione al plume dell'Afar.

Metodi analitici.

Gli xenoliti di mantello oggetto di studio sono stati raccolti dal diatrema di Bir Ali, appartenente alla provincia magmatica alcalina Plio-quadernaria di Balhaf Bir Ali (Mallick et al., 1990), sita nello Yemen centro meridionale. I campioni, precedentemente tagliati, e ripuliti dalla parte alterata, sono stati granulati e in seguito macinati in un mulino d'agata, fino a raggiungere una polvere impalpabile. Gli elementi maggiori ed alcuni in tracce (Ni, Co, Cr, V e Sr) sono stati analizzati tramite fluorescenza a raggi X (XRF) utilizzando lo spettrometro ARL Advant'X del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Accuratezza e precisione per gli elementi maggiori è stimata migliore del 3% per Si, Ti, Fe, Ca e K, e del 7% per Mg, Al, Mn, Na; per gli elementi in tracce l'analisi è considerata migliore del 10%. REE, Sc, Y, Zr, Hf, Nb, Ta, Th e U sono stati analizzati, dopo dissoluzione della polvere tramite attacchi acidi di HF e HNO₃, tramite spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente (ICP-MS) nello stesso dipartimento, usando uno spettrometro X Series Thermo-Scientific. Accuratezza e precisione, basati sulla ripetizione delle analisi di campioni noti e standards, sono stimate

migliori del 10% per tutti gli elementi. Le analisi sulle fasi costituenti sono state ottenute presso il CNR-IGG Istituto di Padova con una microsonda elettronica Cameca SX-50 (voltaggio di 15kV e corrente 15nA), usando silicati naturali e ossidi noti come standards. Le analisi degli elementi in tracce sui pirosseni sono state eseguite presso il CNR-IGG di Pavia, attraverso la metodologia LAM ICP-MS, usando uno spettrometro di massa Elan DRC-e con un Q-switched Nd:YAG sorgente laser. Il diametro dello spot è stato tipicamente di 50 µm, e il contenuto in CaO è stato usato come standard interno. Precisione ed accuratezza, migliori del 10%, sono state valutate grazie a ripetute analisi sugli standards NIST SRM 612 e BCR-2. Per le analisi isotopiche di Nd, Hf, e Pb sono stati utilizzati clinopirosseni separati attraverso la tecnica hand-picking (100-300 mg) e polveri di roccia totale (300-600 mg), precedentemente preparati presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università del New Hampshire (USA). I campioni sono stati lisciviati usando 6N HCl ad elevata temperatura (120° C) per rimuovere qualsiasi contaminazione superficiale (Witting et al., 2006), seguendo le metodologie di Blichert-Toft (2001) e Blichert-Toft e Albarède (2009). Il tutto è stato poi digerito attraverso attacchi acidi ripetuti di HF e HNO₃. Lu e Hf sono stati separati come descritto da Blichert-Toft et al., (1997), e le terre rare leggere LREE sono state recuperate dalla separazione Lu-Hf attraverso ulteriori processi per separare e concentrare il Nd. Lo analisi sono state effettuate grazie a uno spettrometro di massa multi-collettore MC-ICP-MS Nu Plasma HR presso l'istituto Ecole Normale Supérieure di Lione. Le analisi sugli isotopi di Hf e Nd sono state eseguite in alternanza agli standards JMC-457 Hf e "Rennes" Nd, normalizzate poi attraverso i valori $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, seguendo la legge esponenziale. Lo standard 100-ppb JMC 457 Hf, usato durante tutte le analisi per monitorare le performances dello strumento, ha dato come risultato $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,282155$ ($2\sigma = 0,000010$). Il Pb è stato separato usando le tecniche descritte da Bryce e DePaolo (2004), e le analisi sono state ottenute utilizzando lo spettrometro di massa multi-collettore MC-ICP-MS Nu Plasma HR presso l'istituto Ecole Normale Supérieure di Lione. Per il Pb, il frazionamento di massa è stato corretto attraverso la normalizzazione al Tallio (Ti), come descritto da White et al. (2000), ed i rapporti sono stati ulteriormente corretti usando le tecniche e gli standards come descritto da Albarède et al. (2004) usando i valori dello standard NIST SRM riportati da Eisele et al. (2003). Quattro NIST SRM 981 standards sono stati utilizzati durante tutte le analisi e hanno le seguenti medie (con precisione 2σ): $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,7271$ (0,0019), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,4978$ (0,0009) e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,9408$ (0,0012). L'He è stato estratto da cristalli d'olivina separati tramite hand-picking utilizzando il metodo del "vacuo crushing" e analizzati presso i laboratori della Oregon University (USA) usando la procedura descritta da Graham et al. (1998).

Petrografia e Geochimica.

La composizione in termini di Ol-Opx-Cpx (classificazione su base normativa secondo Niu, 1997) mostra che gli xenoliti di mantello possono essere classificati come peridotiti a spinello (35 lherzoliti, 10 duniti e 6 harzburgiti) e pirosseniti a spinello (5 olivin-websteriti e 5 websteriti). Questa classificazione è stata confrontata con quella ottenuta attraverso il metodo del bilancio di massa tra roccia totale e minerali costituenti, mostrando buona correlazione con il metodo su base normativa.

Le peridotiti a spinello presentano una tessitura principalmente protogranulare, solo localmente porfiroclastica e raramente equigranulare. L'Olivina va generalmente da media

a grossolana (fino a 2mm) e presenta aree di kink-banding, variando in composizione da Fo 87,3 a Fo 92,0 nelle lherzoliti, e da Fo 89,1 a Fo 92,9 nelle duniti. L'Ortopirosseno varia da grani di medie dimensioni a piccoli, spesso mostrando lamellae d'essoluzione in cpx; varia in composizione da En 88,9 a En 92,5. Il Clinopirosseno si presenta generalmente sottoforma di grani piccoli o interstiziali, mostrando nei cristalli più grandi lamellae d'essoluzione in opx. La sua composizione varia nei ranges En 49,1-52,9 Fs 0,5-3,0 Wo 53,7-56,1. Un particolare clinopirosseno è stato analizzato nella dunite BA33 (En 43,5-45,6 Fs 0,3-0,7 Wo 53,7-56,1), ed è caratterizzato da un alto contenuto in CaO e TiO₂, suggerendo l'interazione con melts d'origine magmatica. Lo spinello, bruno scuro generalmente, nelle sezioni sottili è raro. Presenta bordi lobati e i seguenti ranges di composizione: Mg# 76-81 Cr#11-27 nelle lherzoliti, Mg# 71-79 Cr# 17-38 nelle duniti. L'interazione con gli agenti metasomatici è evidenziata dalla presenza di minerali secondari sovrainposti sulla paragenesi primaria, particolarmente nelle harzburgiti e nelle duniti. In alcuni casi, aree pirometamorfiche caratterizzate da bordi di reazione nei clinopirosseni ("spongy") e spinelli con bordi opacizzati, contengono aggregati di cristalli molto piccoli di olivine e clinopirosseni secondari, vetro di colore bruno-giallo, raro plagioclasio (An 52-70) e raro anfibolo pargasitico (Mg# 88,8-88,9). Le pirosseniti a spinello sono rappresentate sia da xenoliti individuali sia come porzioni tessituralmente equilibrate all'interno di xenoliti peridotitici. Come le peridotiti, le pirosseniti mostrano una tessitura prevalentemente protogranulare, variante raramente in porfiroclastica o equigranulare, sebbene la differente composizione dei minerali costituenti rispetto le peridotiti. Sia nelle olivin-websteriti che nelle websteriti i pirosseni mostrano lamellae d'essoluzione. Il clinopirosseno è la fase dominante (En 47,3-51,5 Fs 4,7-7,0 Wo 42,9-47,6). La composizione dell'ortopirosseno è nel range En 83,8-85,9. L'olivina è di dimensioni medie, in alcuni casi deformata (Fo 82,2-83,9). Lo spinello, raro, varia da bruno a verde scuro con Mg# 49-61 e Cr# 18-33. Queste composizioni confermano quelle riportate da Ali e Arai (2007) per una collezione analoga di xenoliti da Bir Ali. Sono presenti inoltre patches di reazione, simili a quelle osservate nelle peridotiti. Le stime termo-barometriche sulle peridotiti, basate sugli algoritmi di Brey e Kohler (1990) e Kohler e Brey (1990), indicano che questi xenoliti sono equilibrati in un range di temperature tra i 900° e i 1100° C e pressioni tra i 9 e i 20 Kbar. Queste condizioni sono in accordo con le osservazioni petrografiche, indicanti la stabilità della fase spinello in tutti i campioni. Queste stime inoltre confermano quelle riportate da Ali e Arai (2007) per Bir Ali, Stern e Johnson (2010) per la penisola araba, e da Conticelli et al. (1999) per l'Etiopia meridionale.

Nei diagrammi di variazione gli xenoliti di Bir Ali si distribuiscono in due gruppi ben distinti caratterizzati da una notevole continuità composizionale. Le peridotiti plottano seguendo un trend d'impoverimento con una continua diminuzione nei termini SiO₂-CaO-Al₂O₃ e TiO₂, a partire da lherzoliti fertili simili alla composizione del Mantello Primitivo (PM), fino alle duniti estremamente impoverite. Coerentemente, elementi compatibili come Ni, presentano una correlazione positiva con il MgO da lherzoliti a duniti, a causa di multipli processi d'estrazione di magmi basici. La natura restitica di queste duniti è confermata dall'assenza di alcun gap chimico, modale e mineralogico-composizionale all'interno del trend d'impoverimento, ed è preferibile all'interpretazione proposta da altri autori descrivendo questi campioni come "canali dunitici" in sezioni di mantello abissale o

ofiolitico (Suhr, 1999; Bernstein et al., 2006; Piccardo et al., 2007; Abily and Ceuleneer, 2013). Negli stessi diagrammi le pirosseniti sono notevolmente spostate dal PM, indicando che importanti componenti chimici come Al_2O_3 , CaO , TiO_2 e K_2O hanno arricchito in modo variabile la pristina sezione di mantello peridotitico, possibilmente a causa dell'infiltrazione ed interazione con melts basaltici. Le composizioni risultanti sono perfettamente confrontabili con quelle provenienti da altre aree della penisola araba (Stern e Johnson, 2010), e confermano l'interpretazione generale più diffusa sulle pirosseniti all'interno di massici ultrafemici, come prodotto di cristallizzazione di cumulo di magmi basici infiltranti ed interagenti con il mantello peridotitico (Downes, 2007). Al contrario, le pirosseniti di Bir Ali mostrano importanti differenze se paragonate a quelle dell'area del plateau nord-etiopico (Injibara e Dedessa), le quali sono arricchite in ortopirosseno (Beccaluva et al., 2011).

Per quel che riguarda le peridotiti, gli elementi in tracce di roccia totale, normalizzati alle condriti, sono direttamente legati alla composizione modale. Più precisamente le REE medie e pesanti sono direttamente legate al contenuto modale del clinopirosseno, come normalmente osservato nelle rocce do mantello (Bedini e Bodinier, 1999; Coltorti et al., 1999; Beccaluva et al., 2001, 2007, 2008, 2011). Il contenuto in terre rare medie e pesanti varia da 0,4 a 1,9 volte le condriti nelle lherzoliti, da 0,3 a 0,5 nelle harzburgiti e da 0,2 a 0,6 nelle duniti. Un'importante eccezione è rappresentata da tre duniti, caratterizzate da abbondanti zone di reazione, presenza di vetro ed anfibolo, con un contenuto in terre rare medie e pesanti tra 0,7 e 1,4. L'arricchimento negli elementi più incompatibili (terre rare leggere) è indicato dal rapporto La_N/Yb_N compreso tra 0,3 e 2,0 nelle lherzoliti, 0,4-2,6 nelle harzburgiti e 0,7-4,1 nelle duniti, con i valori più alti corrispondenti ai campioni con la maggior presenza di zone di reazione in sezione sottile. Pertanto, questo rapporto nelle peridotiti può indicare che l'interazione con gli agenti metasomatici è stata assente o minima nelle lherzoliti, ma molto più efficace nelle litologie ricche in olivina come harzburgiti e duniti, come descritto dai risultati sperimentali sulla permeabilità nelle peridotiti (Toramaru e Fuji, 1986).

Le aree di reazione includenti fasi minerali di nuova cristallizzazione e vetro indicano che l'interazione tra agenti metasomatici e matrice peridotitica è stata recente, da non permettere il ri-equilibrio a livello tessiturale.

Le pirosseniti mostrano contenuti in terre rare pesanti tra 3,5 e 12,2 condritico, con i valori più alti nelle websteriti. Questi campioni mostrano un generale frazionamento positivo dei patterns con valori del rapporto La_N/Yb_N da 1,9 a 3,0, in evidente relazione con l'abbondanza modale di clinopirosseno. Questi patterns insieme alle composizioni mineralogiche e negli elementi maggiori indicano che le pirosseniti possono rappresentare sezioni di mantello decisamente rifertilizzate da magmi basici con affinità da tholeiitica a transizionale e con variabili rapporti melt/matrice. Risulta necessario sottolineare come questi processi siano stati abbastanza antichi da permettere un ri-equilibrio a livello tessiturale tra i domini peridotitico e pirossenitico.

Le distribuzioni delle terre rare normalizzate alle condriti dei clinopirosseni degli xenoliti di Bir Ali mostrano composizioni molto simili a quelle di roccia totale, generalmente più alte o sub-parallele. Le terre rare medie e pesanti presentano valori compresi tra 5,3 e 14,9 condritico. La distribuzione delle terre rare leggere è decisamente variabile con rapporti La_N/Yb_N da 0,2 per la lherzolite non interessata da interazione con agenti metasomatici,

fino a 3,4 a causa degli arricchimenti metasomatici. Come aspettato, i clinopirosseni delle duniti registrano l'arricchimento metasomatico più elevato con La_N/Yb_N fino a 3,9.

L'anfibolo presenta patterns delle terre rare medie e pesanti con valori compresi tra 23,4 e 24,7 condritico e valori di La_N/Yb_N tra 4,1 e 5,5. Essi inoltre ripropongono quelli dei pirosseni dello stesso campione, suggerendo che le due fasi in questione sono il prodotto di reazione dello stesso agente metasomatico.

Il vetro presenta una distribuzione delle terre rare medie e pesanti tra 18,6 e 21,9 con frazionamento positivo costante, con rapporti La_N/Yb_N attorno a 7,0.

Questi risultati suggeriscono che queste nuove fasi e i relativi arricchimenti geochemici sono stati causati da agenti metasomatici alcali-silicatici i quali effetti sono evidenziati da un disequilibrio modale e tessiturale. Per comprendere la natura di questi agenti metasomatici, è stato creato un modello degli elementi incompatibili a partire dalla composizione dei clinopirosseni più arricchiti e degli anfiboli usando i coefficienti di partizione (KD) di Zack e Brunn (1998) e Dalpe e Baker (1994), rispettivamente. Gli agenti metasomatici calcolati sono in buon accordo con la distribuzione degli elementi incompatibili delle lave basiche alcaline dei distretti vulcanici cenozoici della placca africana, e non fittano con i melts ad affinità carbonatitica. Un confronto a scala regionale mostra che gli agenti metasomatici calcolati per Bir Ali sono in accordo con quelli calcolati per altre località del domino afro-arabico, anch'essi caratterizzati da affinità alcali-silicatica (Baker et al., 1998; Beccaluva et al., 2007; 2008; 2011; Natali et al., 2013). All'opposto, xenoliti di mantello provenienti dall'area del plateau nord-etiope indicano interazioni con agenti metasomatici sub-alcalini, composizionalmente molto simili ai CFB (Continental Flood Basalts) legati all'attività del plume dell'Afar (Beccaluva et al., 2011).

Sistematica isotopica degli xenoliti di Bir Ali (Hf-Nd-Pb-He)

Le analisi isotopiche di Hf-Nd-Pb sono state ricavate da cristalli separati di clinopirosseno (Hand-Picked), e polvere di roccia totale; mentre i rapporti isotopici dell'He sono stati misurati su cristalli separati di olivina. I risultati sono discussi in relazione alle componenti note del DM (Depleted Mantle), dell'HIMU (high U/Pb) e di EM1 e EM2 (eriche mantle components), dei differenti tipi di OIB (ocean Island basalts) e MORB (mid ocean ridge basalts) (Zindler e Hart, 1986; Carlson, 1995; Hofmann, 1997; Stracke et al., 2005). La distribuzione degli xenoliti di Bir Ali in termini di $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{176}Hf/^{177}Hf$ spazia dal termine convenzionale DM o anche più impoverita in alcuni casi, fino ai valori degli EM. Le lherzoliti in generale presentano le composizioni più impoverite, mentre harzburgiti e duniti mostrano composizioni arricchite, come osservato per le distribuzioni degli elementi incompatibili. Questa distribuzione isotopica conferma che le lherzoliti e il gruppo harzburgiti-duniti rappresentano due domini di mantello peridotitico, il primo meno metasomatizzato, il secondo il più metasomatizzato.

Le età modello sono state calcolate rispetto al CHUR e al DM per i sistemi isotopici dell'Hf e del Nd, partendo dai clinopirosseni più impoveriti delle lherzoliti BA37 e BA43. Il sistema Hf mostra risultati tra 2040-1800 e 1670-1115 Ma, rispettivamente per CHUR e DM. Il sistema Nd invece 1300 e 1050 Ma. La discrepanza nei risultati tra i due sistemi isotopici è attribuibile alla differenza suscettibilità dei sistemi Lu-Hf e Sm-Nd rispetto agli agenti metasomatici, caratterizzati da elevato arricchimento in terre rare leggere (come il

Nd). Da questi risultati si può affermare che significativi eventi di fusione parziale ebbero luogo in età Proterozoica, e furono poi seguiti da interazioni metasomatiche che perturbarono in modo variabile i sistemi isotopici.

La sistematica isotopica del Pb generalmente conferma quelle precedenti con le lherzoliti nell'intorno del valore convenzionale del DM, mentre harzburgiti e duniti e websteriti plottano generalmente nei pressi degli EM. Il confronto con altre località della placca arabica (Ataq, Yemen, Baker et al., 1998; Giordania, Shaw et al., 2007), dell'Est Africa (Mega, Etiopia meridionale; Assab, Eritrea, Teklay et al., 2009; Injibara e Dedessa, Etiopia settentrionale), e della fascia sahariana (Hoggar, Algeria, Beccaluva et al., 2007; Gharyan, Libia, Beccaluva et al., 2008), mostra che i processi d'arricchimento e d'impoverimento all'interno del dominio litosferico afro-arabico hanno prodotto una estrema variabilità delle impronte isotopiche, che si estendono in alcuni casi anche oltre i valori delle componenti convenzionali (DM, EM e HIMU). Un'importante eccezione è rappresentata dagli xenoliti di mantello dell'area del plateau etiopico-yemenita (Assab, Injibara-Dedessa), i quali mostrano una particolare omogeneità isotopica, possibilmente ereditata dall'interazione di queste sezioni di mantello con i CFB legati al plume dell'Afar, in quanto caratterizzati da simili composizioni isotopiche (Meshesha e Shinjo, 2007, 2010; Pik et al., 2006)

La sistematica isotopica dell'He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) delle olivine di Bir Ali presenta un range di valori compresi tra 7,5 e 7,8 R_A , cadendo nel range del dominio est afro-arabico (Beccaluva et al., 2011), ed è sistematicamente più alto rispetto a quello misurato negli xenoliti di mantello della cintura sahariana (Natali et al., 2013; Beccaluva et al., 2007, 2008). Una possibile spiegazione sta nell'estrema mobilità dei gas nobili rispetto agli elementi incompatibili, descrivendo un'area molto più estesa influenzata dal plume di mantello. Ciò spiegherebbe i più alti valori del rapporto dell'He in tutta l'area Est Africa – Arabia, rispetto alla fascia sahariana.

Conclusioni

Il campionamento degli xenoliti di mantello della località di Bir Ali (Yemen) ha mostrato che le peridotiti a spinello rappresentano la parte preponderante (85%) della litosfera dell'Arabia meridionale, e che la parte rimanente (15%) è costituita da pirosseniti a spinello, in alcuni casi all'interno di xenoliti compositi tessituralmente equilibrati. Le peridotiti sono caratterizzate da una variabilità composizionale da lherzoliti (fino al 14% di clinopirosseno) ad harzburgiti e duniti (clinopirosseno 2-3%) che delinea un continuo trend d'impoverimento attribuibile a multiple ed intense estrazioni di magmi basici. Le età modello calcolate suggeriscono che queste estrazioni sono avvenute in età paleoproterozoica (2 Ga). Le pirosseniti, tessituralmente equilibrate, rappresentano invece l'interazione del mantello litosferico con il magmatismo Pan-Africano, d'età neoproterozoica, come suggerito da Stern e Johnson (2010). Al contrario, le zone di reazione e la formazione di nuove fasi (vetro, clinopirosseni e anfibolo), in parallelo con gli arricchimenti in elementi incompatibili ed isotopi, derivano dall'interazione più recente della sezione litosferica studiata con agenti metasomatici. I risultati di questo metasomatismo, particolarmente in harzburgiti e duniti, indicano che gli agenti metasomatici erano a chiara affinità alcalina. Quindi, la sezione di mantello di Bir Ali, confrontata con quella di altre località del dominio afro-arabico, conferma che il generale

regime estensionale radiante dal punto triplo dell'Afar e generante il sistema Mar Rosso – Golfo di Aden – Main Ethiopian Rift (MER), è stato accompagnato da eventi di risalita superficiale del mantello e processi metasomatici dominati da agenti ad affinità alcalina (Henjes-Kunst, 1990; Blusztajn et al., 1998; Kaeser et al., 2006; Bedini et al., 2007; Shaw et al., 2007; Aulbach et al., 2011; Beccaluva et al., 2011). Una notevole eccezione è rappresentata da xenoliti di mantello inclusi in lave alcaline d'età neogene-quadernaria all'interno della provincia magmatica dei CFB del plateau nord etiopico-yemenita. In questi xenoliti, le evidenze petrologiche e geochemiche indicano che gli agenti che hanno causato metasomatismo nel mantello erano melts ad affinità sub alcalina, decisamente simili ai magmi tholeiitici relazionati al plume dell'Afar (Beccaluva et al., 2011). L'effetto termo-chimico del plume dell'Afar è stato essenzialmente confinato alla sezione litosferica localizzata nei pressi del plateau nord etiopico-yemenita, e la sua azione è stata trascurabile nelle aree adiacenti. Tuttavia, in base ai dati sulla sistematica dei gas nobili (He), e considerando la loro estrema mobilità, si può ricostruire un'anomalia a scala regionale attraverso il dominio Est Africa-Arabia, il quale mostra valori sistematicamente più alti della composizione isotopica dell'He rispetto alle altre località africane (fascia sahariana) (influenza residuale del plume???)

9 – METODOLOGIE ANALITICHE UTILIZZATE

ANALISI DEGLI ELEMENTI MAGGIORI SU ROCCIA TOTALE (XRF)

Le analisi in fluorescenza a raggi X (XRF) per la determinazione degli ossidi degli elementi maggiori e di Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V Rb, Sr, Ba, Nb, Zr e Y su roccia totale sono state condotte presso il Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara utilizzando uno spettrometro ARL Advant XP ed applicando ai risultati la correzione dell'effetto matrice seguendo il metodo proposto da *Lachance e Trail (1966)*. Precisione ed accuratezza generalmente sono migliori del 2% per gli ossidi degli elementi maggiori e del 5% per gli elementi in tracce, mentre il limite di rilevabilità per gli elementi in tracce varia da 1 a 2 ppm. Le analisi ripetute sugli elementi in tracce hanno una precisione inferiore al 5%. La preparazione de campione prevede la polverizzazione del campione ed una successiva ricompattazione sotto forma di pasticche che vengono montate su di un supporto di acido borico, il quale risulta “inerte” all'analisi. Il campione viene irradiato da un fascio di raggi x primari che vengono assorbiti secondo la legge di Beer. L'assorbimento d'energia provoca lo spostamento di elettroni in orbitali interni e la conseguente lacuna tende ad essere riempita attraverso lo spostamento di un elettrone che si trova negli orbitali più esterni. Il “salto elettronico” genera emissione di raggi x secondari caratteristici per ogni elemento componente il campione, che vengono conteggiati da uno spettrometro a raggi X. La quantificazione dei volatili è stata effettuata mediante perdita al fuoco (Loss Of Ignition – LOI) ad una temperatura di 1000 °C.

ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE SU ROCCIA TOTALE

Le analisi per la quantificazione delle terre rare (Rare Earth Elements – REE), di Sc, Nb, Ta, Th, Hf e U sono state effettuate attraverso la tecnica di spettrometria di massa (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry; ICP-MS) utilizzando un VG-THERMO X-SERIE della Thermo Elemental. Accuratezza e limite di rilevabilità sono stati calcolati analizzando diversi standard internazionali. Precisione ed accuratezza sono in generale migliori del 10% mentre i limiti di rilevabilità, espressi in ppm, sono: Sc = 0,29; Nb, Hf, Ta = 0,02; REE < 0,14; Th, U = 0,01. Tutte le analisi sono state condotte nei laboratori del Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Nella fattispecie, il campione polverizzato viene disciolto a formare una soluzione acida la quale, vaporizzata all'interno di una camera che contiene una lampada ionizzante che raggiunge elevate temperature (ca. 8000 °C) genera un plasma che poi viene analizzato dal

quadripolo dello spettrometro, il quale effettua discriminazione qualitativa delle masse atomiche e le invia ai collettori per il conteggio quantitativo di ognuna di esse.

ANALISI DEGLI ELEMENTI MAGGIORI “IN SITU” (EMPA)

Attraverso l'analisi di microsonda elettronica (Electron Micro Probe Analysis – EMPA) è possibile ricavare la composizione in ossidi degli elementi maggiori delle singole fasi minerali. Lo strumento utilizzato è una Microsonda Cameca SX50 equipaggiata con quattro spettrometri verticali a dispersione di lunghezza d'onda (WDS) ai quali sono associati 2 cristalli analizzatori TAP, 2 PET, 3 LIF e 1 PC1. Vi è la possibilità d'acquisire istantaneamente lo spettro d'emissione per identificare gli elementi presenti nell'analisi puntuale grazie ad uno spettrometro a dispersione di energia EDS. In generale, il sistema EDS è utilizzato per ottenere un'analisi rapida qualitativa del campione e semi quantitativa degli elementi con numero atomico $Z \geq 11$ (Na), mentre il sistema WDS permette di fare un'analisi quantitativa precisa anche di elementi leggeri o in traccia. Una telecamera collegata ad un monitor permette d'osservare il campione in luce trasmessa e riflessa. Lo strumento utilizzato è in dotazione ai laboratori dell'IGG-CNR di Padova. Il funzionamento è simile a quello dello spettrometro a raggi x anche se la sorgente consiste di un fascio elettronico focalizzato che permette di eccitare minute aree del campione (da 2 a 10 μm di diametro).

ANALISI DEGLI ELEMENTI IN TRACCE “IN SITU” (LA-ICP-MS)

Le analisi degli elementi in tracce ed ultratracce sono state eseguite presso i laboratori dell'IGG-CNR di Pavia. Le analisi vengono eseguite su sezioni sottili le quali devono soddisfare il requisito di uno spessore minimo di circa 80 μm . lo strumento è uno spettrometro di massa accoppiato ad una sorgente laser, la quale opera un'ablazione sul campione solido con efficienza media di circa 1 μm al secondo (diametro dell'ablazione pari a 40 μm). Un flusso di elio permette al materiale ablato di uscire dalla camera porta campione e arrivare allo spettrometro il quale ionizza il campione ed effettua la misura. La configurazione della sorgente laser utilizzata (213 nm) permette d'arrivare alla massima energia del fascio pari a 0,4mJ/impulso ad una frequenza di 213 nm.

ANALISI ISOTOPICHE DEI RAPPORTI ISOTOPICI DI HF, ND, PB, HE

Le analisi isotopiche sono state condotte al fine di definire le componenti geochimiche del mantello. La preparazione dei campioni è stata effettuata presso il Department of Earth Sciences della University of New Hampshire – USA, nei laboratori della sezione chimica degli isotopi radiogenici. Le misure dei rapporti isotopici sono state effettuate su polvere di roccia totale, e su clinopirosseni ed olivine separati manualmente attraverso la tecnica denominata Hand Picking. I quantitativi necessari sono rispettivamente: polveri > 600 milligrammi, CPX > 200 milligrammi, per Hf e Nd; polveri > 300 milligrammi, CPX > 100 milligrammi per il Pb; olivine $1 < x < 1,5$ grammi per il sistema He. I campioni sono stati sottoposti a lisciviazione mediante HCl 2.5M e successivamente sottoposti ad attacco acido combinato, mediante cicli differenti con HF, HNO₃ concentrato e HCl 6M, e successivamente sottoposti al passaggio in colonne di resina a scambio cationico per la separazione dell'elemento Hf e successivamente a scambio anionico per l'isolamento delle terre rare, dalle quali attraverso lo stesso procedimento si è ricavato il Nd. Procedimento simile, attraverso colonne di resina a scambio cationico, è stato utilizzato per l'elemento Pb. Le analisi isotopiche sono state effettuate dalla Prof. Julie Bryce con ICP-MS multi collettore (MC-ICP-MS) in Francia presso i laboratori dell'Ecole Normale Supérieure in Lyon (ENS Lyon). Gli errori stimati dal laboratorio in base ripetuta analisi di standards internazionali sono di $2\sigma = 0.00001$ per le analisi isotopiche di Hf e Nd, $2\sigma = 0.001$ per le analisi isotopiche del Pb.

Il rapporto isotopico $^3\text{He}/^4\text{He}$ è stato misurato su cristalli separati di olivina, lisciviati per eliminare impurezze superficiali, poi frantumati in un sistema cilindro – pistone collegato ad uno spettrometro di massa a separatore magnetico per gas nobili. In particolare le analisi sono state effettuate dal Prof. David Graham presso la Oregon University, seguendo la procedura descritta in *Graham et al (1998)*.

TABELLE

DATI

Tab. 1 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF – ICP-MS) degli xenoliti di Bir Ali (Du - Duniti).

	BA5	BA8	BA16	BA33	BA36	BA39	BA42	BA44	BA46	BA52
	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du	Du
SiO ₂ (wt%)	39,15	39,72	42,09	38,70	41,00	40,22	37,49	40,87	41,21	40,84
TiO ₂	0,01	0,06	0,02	0,12	0,02	0,04	0,03	0,03	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	0,49	1,06	0,69	2,58	1,12	1,22	0,74	1,19	1,10	1,54
FeOtot	9,90	9,43	8,94	11,04	9,27	10,79	12,37	9,84	10,44	9,84
MnO	0,16	0,15	0,14	0,19	0,15	0,17	0,20	0,15	0,16	0,15
MgO	50,04	48,77	47,69	46,38	47,40	46,09	48,81	47,33	45,75	46,82
CaO	0,23	0,79	0,43	0,92	1,04	1,47	0,35	0,58	1,25	0,76
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
LOI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	0,90	0,90	0,90	0,88	0,90	0,88	0,88	0,90	0,89	0,89
Ni(ppm)	2707	2839	2485	2759	2463	2413	2127	2376,3	2368	2386
Co	144	144	128	137	125	131	144	123	122	129
Cr	2877	3662	2433	5708	2559	1250	2241	1843	2079	1745
V	15	23	22	40	27	29	12	28	39	37
Sr	4	16	2	23	3	9	7	3	5	6
Zr	2,25	3,65	0,79	5,23	1,03	3,20	3,52	1,74	3,17	3,36
Hf	0,04	0,08	0,02	0,12	0,03	0,09	0,09	0,03	0,11	0,09
Nb	0,86	0,20	0,29	1,01	0,37	0,34	0,55	0,38	0,57	0,41
Th	0,04	0,04	0,71	0,08	0,12	0,08	0,04	0,01	0,03	0,08
U	0,01	0,02	0,01	0,04	0,06	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02
Y	0,55	0,87	0,31	1,40	0,88	2,00	0,74	0,75	0,95	1,84
La	0,24	0,44	0,10	0,87	0,09	0,51	0,21	0,12	0,18	0,44
Ce	0,56	1,47	0,21	1,91	0,20	1,09	0,49	0,26	0,40	1,00
Pr	0,07	0,22	0,03	0,23	0,03	0,17	0,06	0,03	0,06	0,14
Nd	0,26	0,99	0,13	0,91	0,14	0,93	0,25	0,14	0,29	0,64
Sm	0,04	0,18	0,03	0,20	0,05	0,27	0,07	0,03	0,09	0,16
Eu	0,02	0,06	0,01	0,07	0,02	0,08	0,02	0,01	0,03	0,06
Gd	0,05	0,17	0,03	0,23	0,07	0,27	0,08	0,05	0,11	0,18
Tb	0,01	0,03	0,01	0,04	0,02	0,05	0,02	0,01	0,02	0,04
Dy	0,04	0,15	0,03	0,23	0,11	0,31	0,08	0,07	0,13	0,23
Ho	0,01	0,03	0,01	0,05	0,03	0,07	0,02	0,02	0,03	0,05
Er	0,03	0,09	0,02	0,15	0,08	0,20	0,06	0,07	0,08	0,18
Tm	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,04
Yb	0,05	0,10	0,03	0,15	0,09	0,20	0,07	0,09	0,10	0,25
Lu	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,05
CPX	1	4	2	4	5	6	2	3	6	4
OPX	1	3	8	4	3	3	2	3	4	4
OL	98	94	90	91	92	90	97	94	91	92
La _n /Yb _n	3,62	3,26	2,28	4,05	0,72	1,79	2,27	0,96	1,28	1,26
Ce _n /Yb _n	3,20	4,22	1,90	3,43	0,58	1,47	2,01	0,79	1,10	1,11
Sm _n /Dy _n	1,77	1,98	1,61	1,41	0,82	1,44	1,37	0,77	1,18	1,20
Nd _n /Yb _n	1,95	3,71	1,46	2,16	0,57	1,66	1,38	0,53	1,04	0,93
La _n /Nd _n	1,86	0,88	1,56	1,88	1,28	1,08	1,65	1,80	1,23	1,35

Tab. 2 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF–ICP–MS) degli xenoliti di Bir Ali (Hz - Harzburgiti).

	BA3 Hz	BA12A Hz	BA12B Hz	BA26 Hz	BA50 Hz	BA53 Hz
SiO ₂ (wt%)	42,19	42,55	42,48	41,60	42,73	42,03
TiO ₂	0,04	0,06	0,06	0,01	0,03	0,06
Al ₂ O ₃	1,22	1,39	1,39	1,18	1,36	1,31
FeOtot	8,51	9,49	9,51	11,60	8,49	10,26
MnO	0,13	0,15	0,15	0,18	0,13	0,17
MgO	47,12	45,60	45,59	44,65	46,24	45,44
CaO	0,78	0,75	0,81	0,76	0,99	0,74
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	0,91	0,90	0,90	0,87	0,91	0,89
Ni(ppm)	2453	2283	2240	2279	2418	2258,6
Co	125	121	121	107	125	122
Cr	2353	3147	3013	2605	2825	3015
V	30	43	42	23	31	40
Sr	4	1	1	4	3	2
Zr	2,95	1,26	1,20	3,85	3,10	1,47
Hf	0,06	0,03	0,04	0,05	0,06	0,04
Nb	0,53	0,14	0,40	0,93	0,27	0,13
Th	0,08	0,03	0,06	0,06	0,03	0,03
U	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Y	1,01	0,58	0,91	0,78	0,92	0,59
La	0,29	0,05	0,06	0,32	0,31	0,10
Ce	0,53	0,11	0,13	0,82	0,63	0,22
Pr	0,06	0,02	0,02	0,11	0,07	0,02
Nd	0,25	0,08	0,11	0,49	0,28	0,11
Sm	0,07	0,03	0,04	0,10	0,07	0,03
Eu	0,03	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01
Gd	0,09	0,05	0,06	0,09	0,09	0,05
Tb	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Dy	0,12	0,08	0,10	0,09	0,13	0,08
Ho	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02
Er	0,09	0,06	0,09	0,07	0,09	0,06
Tm	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Yb	0,11	0,09	0,12	0,09	0,11	0,09
Lu	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
CPX	4	4	4	4	5	4
OPX	9	13	13	9	12	11
OL	87	83	83	88	83	86
La _n /Yb _n	1,80	0,42	0,38	2,58	1,96	0,81
Ce _n /Yb _n	1,29	0,36	0,29	2,57	1,54	0,70
Sm _n /Dy _n	0,93	0,72	0,64	1,80	0,91	0,74
Nd _n /Yb _n	0,80	0,34	0,33	2,00	0,91	0,47
La _n /Nd _n	2,26	1,21	1,16	1,29	2,16	1,74

Tab. 3 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF-ICP-MS) degli xenoliti di Bir Ali (Lh - Lherzoliti).

	BA1	BA4	BA6	BA7	BA9	BA10	BA11	BA13	BA14	BA15	BA17	BA19
	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh
SiO ₂ (wt%)	42,71	42,96	43,25	42,94	41,44	43,15	43,73	42,80	43,44	44,24	42,16	43,43
TiO ₂	0,02	0,06	0,04	0,07	0,11	0,04	0,04	0,03	0,03	0,08	0,05	0,03
Al ₂ O ₃	1,58	1,99	1,38	2,76	1,29	1,26	1,63	1,33	1,61	2,48	1,31	1,73
FeOtot	8,83	9,92	8,17	9,23	10,57	9,01	8,67	8,39	9,31	8,12	10,09	9,55
MnO	0,14	0,16	0,13	0,15	0,16	0,14	0,14	0,13	0,15	0,13	0,16	0,15
MgO	45,49	42,54	45,65	42,46	45,20	45,12	43,92	46,19	43,52	42,58	44,18	43,33
CaO	1,19	2,37	1,35	2,31	1,21	1,26	1,87	1,13	1,94	2,36	2,03	1,78
Na ₂ O	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
LOI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	0,90	0,88	0,91	0,89	0,88	0,90	0,90	0,91	0,89	0,90	0,89	0,89
Ni(ppm)	2413	2127	2321	2076	2325	2419	2289	2370	2234	2117	2296	2104
Co	130	114	123	116	118	124	120	123	115	117	121	112
Cr	2803	2549	2852	2352	2176	2464	2994	2612	2753	2663	2150	2713
V	32	55	40	55	40	42	50	33	52	60	38	53
Sr	6	8	8	10	3	3	3	4	2	9	6	2
Zr	2,39	2,34			2,43							
Hf	0,05	0,07			0,05							
Nb	0,64	0,21			0,27							
Th	0,04	0,02			0,02							
U	0,02	0,02			0,01							
Y	0,73	2,92			0,76							
La	0,28	0,25			0,13							
Ce	0,60	0,63			0,31							
Pr	0,07	0,10			0,05							
Nd	0,32	0,62			0,26							
Sm	0,07	0,23			0,09							
Eu	0,02	0,08			0,03							
Gd	0,08	0,30			0,11							
Tb	0,02	0,07			0,02							
Dy	0,10	0,42			0,13							
Ho	0,02	0,10			0,03							
Er	0,08	0,30			0,08							
Tm	0,02	0,05			0,01							
Yb	0,10	0,33			0,09							
Lu	0,02	0,05			0,01							
CPX	6	10	6	11	5	6	8	5	9	11	9	8
OPX	12	14	14	16	6	14	17	12	16	22	8	17
OL	82	75	80	73	88	80	75	83	76	68	84	75
La _n /Yb _n	2,04	0,54			1,05							
Ce _n /Yb _n	1,72	0,53			0,98							
Sm _n /Dy _n	1,12	0,90			1,13							
Nd _n /Yb _n	1,18	0,69			1,10							
La _n /Nd _n	1,73	0,79			0,96							

Tab. 3 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF–ICP–MS) degli xenoliti di Bir Ali (Lh - Lherzoliti) - continua.

	BA20	BA21	BA22	BA23	BA24	BA25	BA27	BA28	BA29	BA31	BA32	BA34
	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh
SiO ₂ (wt%)	41,77	42,13	42,94	42,06	43,19	41,78	48,27	42,14	45,53	43,88	43,81	42,52
TiO ₂	0,02	0,06	0,02	0,07	0,03	0,07	0,14	0,07	0,08	0,08	0,06	0,03
Al ₂ O ₃	1,44	1,90	1,25	2,20	1,73	2,26	3,36	1,96	2,55	3,23	3,18	1,48
FeOtot	10,04	10,71	8,94	10,29	8,17	10,87	9,69	10,83	9,00	8,95	11,08	9,29
MnO	0,16	0,17	0,14	0,16	0,13	0,17	0,16	0,18	0,15	0,14	0,18	0,15
MgO	44,83	42,92	45,54	42,66	45,27	42,98	36,57	42,50	40,46	40,85	38,97	44,92
CaO	1,74	2,08	1,16	2,53	1,48	1,83	1,79	2,31	2,22	2,75	2,64	1,59
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,08	0,05	0,01
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
P ₂ O ₅	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
LOI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	0,89	0,88	0,90	0,88	0,91	0,88	0,87	0,87	0,89	0,89	0,86	0,90
Ni(ppm)	2288	2215	2331	2210	2310	2208	1388	2105	1934	2057	1929	2289
Co	117	123	119	118	123	115	87	113	108	115	108	114
Cr	2395	3369	2582	2262	2702	2431	5649	2433	2845	2709	2691	2438
V	44	42	33	50	44	41	89	50	59	74	67	36
Sr	3	8	4	7	8	7	6	11	4	19	10	4,4
Zr	2,77						2,14		2,05		2,89	
Hf	0,04						0,07		0,07		0,08	
Nb	0,21						0,15		0,15		0,48	
Th	0,05						0,03		0,04		0,08	
U	0,02						0,01		0,02		0,03	
Y	0,91						0,95		1,77		2,63	
La	0,20						0,23		0,20		0,58	
Ce	0,33						0,58		0,31		1,26	
Pr	0,03						0,08		0,04		0,14	
Nd	0,12						0,38		0,20		0,54	
Sm	0,03						0,10		0,10		0,16	
Eu	0,01						0,04		0,04		0,07	
Gd	0,06						0,11		0,15		0,24	
Tb	0,02						0,02		0,04		0,06	
Dy	0,11						0,15		0,25		0,38	
Ho	0,03						0,04		0,06		0,09	
Er	0,10						0,10		0,19		0,28	
Tm	0,02						0,02		0,04		0,05	
Yb	0,13						0,12		0,22		0,33	
Lu	0,02						0,02		0,04		0,05	
CPX	8	9	5	11	7	9	9	10	10	13	13	7
OPX	6	10	13	9	15	11	54	10	31	22	24	10
OL	86	80	82	79	79	81	37	80	59	65	63	82
La _n /Yb _n	1,08						1,31		0,66		1,27	
Ce _n /Yb _n	0,69						1,29		0,40		1,07	
Sm _n /Dy _n	0,52						1,17		0,63		0,69	
Nd _n /Yb _n	0,34						1,11		0,34		0,60	
La _n /Nd _n	3,16						1,18		1,95		2,11	

Tab. 3 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF–ICP–MS) degli xenoliti di Bir Ali (Lh - Lherzoliti) - continua.

	BA35	BA37	BA38	BA40B	BA41	BA43	BA45	BA47	BA48	BA49	BA51
	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh	Lh
SiO ₂ (wt%)	42,57	43,65	41,39	42,50	43,03	41,05	43,37	42,56	42,04	43,00	42,63
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,07	0,10	0,07	0,09	0,07	0,09	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	2,33	2,23	2,20	2,68	2,27	2,85	3,08	0,98	1,30	3,09	2,25
FeOtot	9,69	9,23	11,27	10,20	9,92	11,17	10,24	9,25	10,50	10,28	10,49
MnO	0,16	0,15	0,18	0,17	0,15	0,18	0,17	0,14	0,17	0,16	0,17
MgO	42,68	42,42	42,41	41,60	42,19	41,79	40,27	45,65	44,26	40,32	41,72
CaO	2,46	2,26	2,44	2,75	2,23	2,85	2,68	1,37	1,65	3,00	2,64
Na ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07	0,00	0,00	0,05	0,03
K ₂ O	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg#	0,89	0,89	0,87	0,88	0,88	0,87	0,88	0,90	0,88	0,87	0,88
Ni(ppm)	2143	2149	2141	2133	2206	2024	2011	2407	2324,2	1968	2162
Co	117	115	109	113	118	109	112	128	124	107	116
Cr	2344	2393	2070	2633	2763	2228	2459	2459	2655	2314	2363
V	49	48	41	56	55	50	66	40	46	58	53
Sr	19	3	3	10	28	3	14	5	9	5	4
Zr		1,05	1,94			0,91			3,35	2,47	
Hf		0,05	0,05			0,06			0,08	0,11	
Nb		0,09	0,12			0,41			0,48	0,12	
Th		0,01	0,04			0,01			0,02	0,03	
U		0,01	0,02			0,00			0,01	0,02	
Y		1,59	1,92			2,05			0,63	3,39	
La		0,08	0,20			0,01			0,19	0,15	
Ce		0,15	0,38			0,18			0,39	0,28	
Pr		0,02	0,04			0,02			0,05	0,05	
Nd		0,14	0,23			0,15			0,24	0,33	
Sm		0,08	0,11			0,11			0,07	0,19	
Eu		0,04	0,05			0,05			0,02	0,08	
Gd		0,14	0,18			0,19			0,08	0,31	
Tb		0,04	0,05			0,05			0,02	0,08	
Dy		0,24	0,30			0,32			0,09	0,50	
Ho		0,06	0,07			0,08			0,02	0,12	
Er		0,18	0,22			0,23			0,06	0,36	
Tm		0,03	0,04			0,04			0,01	0,06	
Yb		0,19	0,25			0,25			0,07	0,39	
Lu		0,03	0,04			0,04			0,01	0,06	
CPX	11	10	11	13	10	13	13	6	7	14	12
OPX	12	18	6	13	15	8	20	9	8	17	13
OL	77	71	83	74	74	80	68	85	85	69	75
La _n /Yb _n		0,32	0,58			0,04			1,89	0,27	
Ce _n /Yb _n		0,22	0,42			0,20			1,51	0,20	
Sm _n /Dy _n		0,56	0,58			0,54			1,16	0,64	
Nd _n /Yb _n		0,27	0,34			0,22			1,24	0,31	
La _n /Nd _n		1,18	1,73			0,17			1,52	0,86	

Tab. 4 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF-ICP-MS) degli xenoliti di Bir Ali (Ol-Wb – Olivin-websteriti).

	YE19N	YE19X1	YE19X4	YE20W	YE20X2
	Ol-Wb	Ol-Wb	Ol-Wb	Ol-Wb	Ol-Wb
SiO ₂ (wt%)	41,26	44,68	48,45	40,55	43,19
TiO ₂	1,13	0,92	0,58	0,64	0,86
Al ₂ O ₃	6,41	5,27	4,49	3,86	5,11
FeOtot	16,41	12,08	8,02	16,55	12,03
MnO	0,24	0,19	0,14	0,25	0,19
MgO	22,14	22,22	24,13	29,80	26,49
CaO	12,02	13,83	13,59	8,23	11,34
Na ₂ O	0,22	0,28	0,25	0,07	0,13
K ₂ O	0,13	0,02	0,13	0,03	0,17
P ₂ O ₅	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03
LOI	0,00	0,49	0,20	0,00	0,45
Mg#	0,71	0,77	0,84	0,76	0,80
Ni(ppm)	632	568	834	1087	1026
Co	102	99	79	128	102
Cr	1265	1497	4090	1546	2381
V	206	248	167	135	166
Sr	71	69	57	42	77
Zr	40,62	31,54	21,77	23,83	37,07
Hf	1,43	1,29	0,84	0,85	1,19
Nb	3,40	0,94	2,26	1,40	3,61
Th	0,33	0,08	0,17	0,11	0,24
U	0,10	0,13	0,11	0,08	0,16
Y	10,18	10,30	8,02	5,94	9,25
La	3,73	2,13	2,19	2,11	3,52
Ce	10,47	6,91	5,95	6,28	9,67
Pr	1,63	1,25	0,97	1,01	1,48
Nd	8,43	7,03	5,20	5,27	7,47
Sm	2,34	2,17	1,52	1,46	2,04
Eu	0,76	0,73	0,50	0,46	0,67
Gd	2,26	2,22	1,55	1,40	2,01
Tb	0,43	0,43	0,31	0,26	0,37
Dy	2,18	2,13	1,61	1,25	1,85
Ho	0,42	0,41	0,32	0,24	0,36
Er	1,06	1,02	0,80	0,62	0,92
Tm	0,16	0,15	0,12	0,09	0,14
Yb	0,88	0,82	0,67	0,51	0,77
Lu	0,13	0,11	0,10	0,07	0,11
CPX	51	59	59	34	48
OPX	16	13	21	10	13
OL	33	27	20	56	39
La _n /Yb _n	3,03	1,86	2,35	2,97	3,28
Ce _n /Yb _n	3,30	2,33	2,48	3,42	3,50
Sm _n /Dy _n	1,78	1,69	1,58	1,93	1,83
Nd _n /Yb _n	3,48	3,11	2,84	3,76	3,54
La _n /Nd _n	0,87	0,60	0,83	0,79	0,93

Tab. 5 – Analisi degli elementi maggiori ed in tracce (XRF–ICP–MS) degli xenoliti di Bir Ali (Wb – Websteriti).

	BA54	BA55	BA56	YE19X2	YE20N2
	Wb	Wb	Wb	Wb	Wb
SiO ₂ (wt%)	51,76	44,65	51,94	46,81	46,54
TiO ₂	0,57	1,59	0,46	1,50	1,68
Al ₂ O ₃	5,65	9,77	6,86	8,82	7,65
FeOtot	7,10	10,29	6,78	9,31	10,35
MnO	0,16	0,16	0,14	0,15	0,16
MgO	17,96	13,66	18,98	15,04	14,84
CaO	15,99	19,27	13,49	17,63	17,81
Na ₂ O	0,73	0,43	0,89	0,55	0,50
K ₂ O	0,05	0,00	0,07	0,06	0,07
P ₂ O ₅	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03
LOI	0,00	0,15	0,35	0,11	0,37
Mg#	0,82	0,70	0,83	0,74	0,72
Ni(ppm)	533,1	18	545	245	249
Co	47	36	54	59	59
Cr	2934	22	5133	748	1016
V	206	143	193	377	342
Sr	99	92	123	78	85
Zr	29,33	161,39	27,48		59,63
Hf	0,80	3,68	0,69		2,10
Nb	1,48	1,32	2,63		2,71
Th	0,18	0,37	0,31		0,27
U	0,08	0,11	0,11		0,11
Y	11,95	20,20	13,65		15,02
La	3,17	7,58	4,82		5,19
Ce	7,17	25,49	12,23		15,44
Pr	1,01	4,19	1,66		2,53
Nd	5,09	21,14	7,40		13,27
Sm	1,61	5,08	1,81		3,67
Eu	0,61	1,38	0,63		1,19
Gd	1,91	4,54	2,02		3,59
Tb	0,40	0,80	0,42		0,66
Dy	2,21	3,93	2,31		3,21
Ho	0,47	0,79	0,50		0,62
Er	1,27	2,09	1,40		1,53
Tm	0,20	0,32	0,22		0,22
Yb	1,13	1,86	1,31		1,23
Lu	0,16	0,27	0,20		0,17
CPX	69	77	59	77	80
OPX	31	23	41	23	20
OL	0	0	0	0	1
La _n /Yb _n	2,01	2,93	2,64		3,02
Ce _n /Yb _n	1,76	3,81	2,60		3,48
Sm _n /Dy _n	1,21	2,15	1,30		1,90
Nd _n /Yb _n	1,64	4,15	2,06		3,92
La _n /Nd _n	1,22	0,71	1,28		0,77

Tab. 6 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) delle olivine (Ol) negli xenoliti peridotitici di

Bir Ali.

Ox (%)	Lherzolite BA1			Lherzolite BA27		Lherzolite BA37		
	Ol-1	Ol-2	Ol-3	Ol-1	Ol-2	Ol-1	Ol-2	Ol-3
SiO₂	41,20	40,98	40,86	43,68	40,62	40,85	40,55	40,63
TiO₂	0,00	0,03	0,01	0,29	0,03	0,00	0,04	0,00
Al₂O₃	0,01	0,04	0,05	1,49	0,00	0,00	0,00	0,01
FeOtot	9,29	7,78	9,26	9,75	10,01	9,54	9,53	9,58
MnO	0,05	0,14	0,11	0,16	0,16	0,16	0,11	0,12
MgO	50,10	50,29	49,99	43,80	49,37	49,50	49,43	49,40
CaO	0,07	0,18	0,06	1,51	0,13	0,05	0,06	0,07
Na₂O	0,01	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	0,03
K₂O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,01
Cr₂O₃	0,08	0,12	0,00	0,21	0,10	0,05	0,01	0,02
NiO	0,33	0,28	0,41	0,13	0,36	0,41	0,42	0,39
Total	101,14	99,85	100,75	100,12	99,81	99,60	99,15	99,26
a.p.f.u.								
Si	0,997	0,998	0,993	1,052	0,991	0,996	0,993	0,994
Ti	0,000	0,001	0,000	0,005	0,001	0,000	0,001	0,000
Al	0,000	0,001	0,002	0,042	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe²⁺	0,188	0,159	0,188	0,196	0,204	0,195	0,195	0,196
Mn	0,001	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002
Mg	1,807	1,826	1,811	1,572	1,795	1,799	1,805	1,802
Ca	0,002	0,005	0,002	0,039	0,004	0,001	0,002	0,002
Na	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,001	0,002	0,000	0,004	0,002	0,001	0,000	0,000
Ni	0,006	0,006	0,008	0,002	0,007	0,008	0,008	0,008
Cations	3,003	3,000	3,006	2,923	3,007	3,004	3,006	3,006
Fo	91	92	91	89	90	90	90	90

Tab. 6 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) delle olivine (Ol) negli xenoliti peridotitici di

Bir Ali (continua).

	Lherzolite BA43					Websterite patch - Lherzolite BA48									
Ox (%)	Ol-1	Ol-2	Ol-3	Ol-4	Ol-5	Ol-1	Ol-2	Ol-3	Ol-4	Ol-5	Ol-6	Ol-7	Ol-8	Ol-9	Ol-10
SiO₂	40,56	40,81	40,56	39,89	40,63	39,93	39,95	40,04	39,38	38,87	36,39	37,28	38,99	38,35	39,05
TiO₂	0,00	0,09	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Al₂O₃	0,05	0,00	0,06	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,03	0,00
FeOtot	10,56	10,06	9,19	8,96	9,98	11,60	11,09	12,27	12,15	17,01	16,51	15,76	16,65	16,49	16,77
MnO	0,03	0,07	0,24	0,15	0,11	0,17	0,13	0,37	0,15	0,18	0,18	0,18	0,25	0,15	0,16
MgO	49,61	48,68	49,63	50,25	48,82	49,05	48,46	47,27	48,21	43,95	45,35	45,97	44,05	44,34	44,46
CaO	0,03	0,09	0,20	0,12	0,08	0,10	0,13	0,13	0,16	0,14	0,10	0,09	0,12	0,16	0,10
Na₂O	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
K₂O	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Cr₂O₃	0,07	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00
NiO	0,40	0,34	0,27	0,34	0,39	0,37	0,32	0,29	0,71	0,16	0,29	0,33	0,36	0,32	0,00
Totale	100,39	99,20	99,25	98,78	99,03	101,27	100,09	100,47	100,79	100,44	98,91	99,63	100,44	99,88	100,59
a.p.f.u.															
Si	0,986	1,000	0,991	0,980	0,998	0,978	0,987	0,991	0,974	0,983	0,940	0,951	0,986	0,975	0,984
Ti	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe²⁺	0,215	0,206	0,188	0,184	0,205	0,238	0,229	0,254	0,251	0,360	0,357	0,336	0,352	0,351	0,354
Mn	0,001	0,002	0,005	0,003	0,002	0,004	0,003	0,008	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005	0,003	0,003
Mg	1,798	1,778	1,809	1,841	1,787	1,791	1,785	1,744	1,778	1,658	1,747	1,748	1,660	1,682	1,671
Ca	0,001	0,002	0,005	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003
Na	0,003	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,008	0,007	0,005	0,007	0,008	0,007	0,006	0,006	0,014	0,003	0,006	0,007	0,007	0,006	0,000
Cationi	3,014	2,999	3,008	3,020	3,002	3,021	3,013	3,010	3,026	3,015	3,059	3,049	3,014	3,024	3,016
Fo	89	90	91	91	90	88	89	87	88	82	83	84	83	83	83

Tab. 6 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) delle olivine (Ol) negli xenoliti peridotitici di

Bir Ali (continua).

Ox (%)	Dunite BA8					Dunite BA33						
	Ol-1	Ol-2	Ol-3	Ol-4	Ol-5	Ol-1	Ol-2	Ol-3	Ol-4	Ol-5	Ol-6	Ol-7
SiO₂	40,69	40,72	41,23	40,32	40,67	41,33	40,65	40,07	41,66	40,52	40,48	40,84
TiO₂	0,00	0,01	0,04	0,01	0,00	0,05	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,00
Al₂O₃	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01	0,04
FeOtot	9,63	10,25	7,72	9,62	9,80	7,13	10,35	10,28	7,01	10,54	10,56	10,57
MnO	0,16	0,20	0,11	0,15	0,15	0,07	0,18	0,42	0,11	0,10	0,16	0,24
MgO	49,22	49,44	51,12	49,33	49,18	51,82	48,25	48,74	51,74	48,39	48,32	49,00
CaO	0,05	0,04	0,28	0,04	0,04	0,27	0,04	0,02	0,32	0,05	0,06	0,03
Na₂O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,04	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,15	0,00	0,03	0,15	0,07	0,09	0,05	0,07	0,02	0,01
NiO	0,45	0,45	0,44	0,32	0,24	0,35	0,44	0,42	0,19	0,39	0,39	0,42
Total	99,24	100,14	100,14	98,80	99,13	100,26	98,98	99,07	100,20	99,08	99,00	100,15
a.p.f.u.												
Si	0,996	0,991	0,992	0,991	0,996	0,991	1,001	0,988	0,997	0,997	0,997	0,995
Ti	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001
Fe²⁺	0,197	0,209	0,155	0,198	0,201	0,143	0,213	0,212	0,140	0,217	0,217	0,215
Mn	0,003	0,004	0,002	0,003	0,003	0,001	0,004	0,009	0,002	0,002	0,003	0,005
Mg	1,796	1,794	1,835	1,808	1,796	1,852	1,770	1,791	1,846	1,775	1,774	1,779
Ca	0,001	0,001	0,007	0,001	0,001	0,007	0,001	0,001	0,008	0,001	0,002	0,001
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000
Ni	0,009	0,009	0,009	0,006	0,005	0,007	0,009	0,008	0,004	0,008	0,008	0,008
Cations	3,004	3,009	3,005	3,008	3,004	3,006	2,999	3,011	3,001	3,002	3,002	3,005
Fo	90	90	92	90	90	93	89	89	93	89	89	89

Tab. 7 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) degli ortopirosseni (Opx) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

Ox %	Lherzolite BA1				Lherzolite BA27				Lherzolite BA37				
	Opx-1	Opx-2	Opx-3	Opx-4	Opx-1	Opx-2	Opx-3	Opx-4	Opx-1	Opx-2	Opx-3	Opx-4	Opx-5
SiO ₂	55,77	54,65	55,52	55,61	54,87	55,10	55,46	55,66	55,49	55,24	55,20	55,54	55,15
TiO ₂	0,03	0,03	0,02	0,06	0,07	0,09	0,11	0,12	0,05	0,10	0,08	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	3,23	3,67	3,41	3,40	3,51	3,42	3,54	3,39	3,86	3,81	3,91	3,87	3,84
FeOtot	5,87	5,48	6,11	5,70	6,38	6,41	6,56	6,41	5,99	5,70	5,93	5,79	5,77
MnO	0,11	0,19	0,12	0,15	0,15	0,11	0,13	0,06	0,11	0,12	0,15	0,13	0,17
MgO	34,10	32,72	34,13	33,85	33,01	32,76	33,02	33,34	33,58	33,49	33,57	33,61	33,53
CaO	0,76	0,72	0,78	0,75	0,76	0,79	0,77	0,77	0,79	0,74	0,77	0,73	0,72
Na ₂ O	0,09	0,04	0,09	0,07	0,04	0,04	0,03	0,05	0,02	0,07	0,04	0,03	0,06
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,46	0,60	0,56	0,50	0,49	0,55	0,44	0,51	0,39	0,35	0,32	0,36	0,41
NiO	0,05	0,09	0,07	0,13	0,03	0,11	0,13	0,10	0,06	0,06	0,04	0,07	0,07
Total	100,48	98,18	100,80	100,23	99,32	99,37	100,20	100,41	100,34	99,67	100,01	100,19	99,79
Mg#	91	91	91	91	90	90	90	90	91	91	91	91	91
Si(a.p.f.u.)	1,909	1,918	1,896	1,910	1,908	1,918	1,914	1,915	1,905	1,907	1,900	1,909	1,902
Ti	0,001	0,001	0,000	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002	0,001	0,001
Al	0,130	0,152	0,137	0,137	0,144	0,140	0,144	0,137	0,156	0,155	0,159	0,157	0,156
Fe ²⁺	0,126	0,161	0,115	0,132	0,160	0,180	0,178	0,169	0,151	0,145	0,140	0,152	0,137
Fe ³⁺	0,043	0,000	0,061	0,032	0,026	0,007	0,011	0,016	0,022	0,020	0,031	0,015	0,030
Mn	0,003	0,006	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,002	0,003	0,004	0,004	0,004	0,005
Mg	1,740	1,712	1,737	1,733	1,711	1,700	1,699	1,710	1,719	1,724	1,723	1,722	1,724
Ca	0,028	0,027	0,029	0,028	0,028	0,029	0,028	0,028	0,029	0,027	0,028	0,027	0,026
Na	0,006	0,003	0,006	0,005	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,005	0,003	0,002	0,004
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Cr	0,013	0,017	0,015	0,013	0,014	0,015	0,012	0,014	0,011	0,010	0,009	0,010	0,011
Ni	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
Cations	4,001	3,998	4,001	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo%	1,47	1,42	1,52	1,46	1,49	1,54	1,50	1,49	1,54	1,45	1,50	1,42	1,40
En%	91,90	90,11	92,38	91,56	90,07	89,04	89,16	89,66	90,52	90,92	91,08	90,58	91,33
Fs%	6,63	8,46	6,10	6,98	8,44	9,43	9,35	8,85	7,95	7,63	7,42	8,00	7,27

Tab. 7 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) degli ortopirosseni (Opx) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali (continua).

Ox %	Lherzolite BA43					Websterite patch - Lherzolite BA48							Dunite BA33
	Opx-1	Opx-2	Opx-3	Opx-4	Opx-5	Opx-1	Opx-2	Opx-3	Opx-4	Opx-5	Opx-6	Opx-7	Opx-1
SiO ₂	54,96	54,97	55,48	55,22	55,24	55,02	54,39	50,89	51,11	53,19	55,79	55,60	55,98
TiO ₂	0,09	0,15	0,10	0,07	0,11	0,14	0,15	0,43	0,36	0,30	0,15	0,11	0,10
Al ₂ O ₃	4,07	3,98	4,25	4,05	3,96	2,94	3,06	7,16	6,02	3,73	2,91	3,02	2,99
FeOtot	6,77	6,48	6,53	6,24	6,15	7,37	8,02	10,49	11,17	11,01	6,56	7,26	6,86
MnO	0,07	0,21	0,19	0,11	0,15	0,12	0,16	0,19	0,26	0,27	0,24	0,02	0,13
MgO	33,12	33,91	33,54	33,14	32,93	33,49	32,60	28,43	28,58	30,51	34,23	33,32	33,25
CaO	0,81	0,79	0,73	0,76	0,72	0,81	0,87	1,67	1,64	1,44	0,88	0,72	0,67
Na ₂ O	0,10	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,12	0,10	0,08	0,00	0,08	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,21	0,25	0,21	0,42	0,37	0,31	0,41	0,13	0,14	0,25	0,35	0,53	0,28
NiO	0,00	0,13	0,27	0,09	0,10	0,07	0,08	0,06	0,06	0,00	0,04	0,06	0,08
Total	100,20	100,91	101,36	100,13	99,76	100,32	99,77	99,57	99,44	100,79	101,15	100,73	100,39
Mg#	90	90	90	90	91	89	88	83	82	83	90	89	90
Si (a.p.f.u.)	1,893	1,877	1,890	1,903	1,912	1,897	1,893	1,799	1,813	1,856	1,902	1,911	1,929
Ti	0,002	0,004	0,003	0,002	0,003	0,004	0,004	0,011	0,010	0,008	0,004	0,003	0,003
Al	0,165	0,160	0,171	0,164	0,162	0,120	0,126	0,298	0,252	0,153	0,117	0,122	0,122
Fe ²⁺	0,149	0,112	0,145	0,164	0,178	0,140	0,164	0,228	0,229	0,207	0,127	0,168	0,189
Fe ³⁺	0,047	0,074	0,042	0,016	0,000	0,074	0,071	0,085	0,105	0,117	0,061	0,041	0,009
Mn	0,002	0,006	0,005	0,003	0,005	0,003	0,005	0,006	0,008	0,008	0,007	0,001	0,004
Mg	1,700	1,726	1,703	1,703	1,700	1,721	1,692	1,499	1,511	1,587	1,740	1,707	1,708
Ca	0,030	0,029	0,027	0,028	0,027	0,030	0,032	0,063	0,062	0,054	0,032	0,027	0,025
Na	0,007	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,008	0,007	0,006	0,000	0,005	0,002
K	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,006	0,007	0,006	0,012	0,010	0,008	0,011	0,004	0,004	0,007	0,009	0,014	0,008
Ni	0,000	0,003	0,008	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,000	0,001	0,002	0,002
Cations	4,001	4,001	4,001	4,000	4,000	4,001	4,001	4,002	4,003	4,003	4,001	4,001	4,000
Wo%	1,60	1,55	1,42	1,49	1,40	1,58	1,72	3,53	3,45	2,90	1,68	1,40	1,29
En%	90,48	92,45	90,85	89,83	89,25	91,03	89,59	83,75	83,83	85,89	91,64	89,75	88,89
Fs%	7,93	6,00	7,72	8,68	9,35	7,38	8,69	12,72	12,71	11,21	6,68	8,85	9,82

Tab. 8 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) dei clinopirosseni (Cpx) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

Ox %	Lherzolite BA1			Lherzolite BA27			Lherzolite BA37					
	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-6
SiO₂	52,38	52,11	52,82	51,72	51,87	50,16	52,05	51,99	52,04	52,04	51,99	51,76
TiO₂	0,09	0,08	0,07	0,44	0,44	0,54	0,31	0,29	0,34	0,31	0,34	0,31
Al₂O₃	5,24	4,67	4,41	4,69	4,63	4,98	5,26	5,29	5,19	5,29	5,32	5,32
FeOtot	2,33	2,49	2,52	2,65	2,56	2,50	2,56	2,32	2,31	2,28	2,37	2,42
MnO	0,15	0,08	0,07	0,03	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08	0,08	0,09	0,10
MgO	16,26	16,23	16,54	16,27	16,38	16,14	16,19	16,34	16,19	16,05	16,28	16,27
CaO	21,35	21,46	21,44	21,72	21,64	21,49	21,44	21,29	21,51	21,33	21,55	21,66
Na₂O	1,27	1,15	1,09	0,89	0,96	0,93	1,09	1,08	1,06	1,08	1,07	1,09
K₂O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr₂O₃	1,30	1,26	0,90	0,89	0,94	0,91	0,79	0,86	0,65	0,82	0,69	0,84
NiO	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	0,05	0,02	0,07	0,05	0,05	0,02	0,02
Total	100,39	99,56	99,87	99,31	99,49	97,76	99,79	99,60	99,41	99,34	99,71	99,78
Mg#	93	92	92	92	92	92	92	93	93	93	92	92
Si (a.p.f.u.)	1,882	1,890	1,908	1,884	1,885	1,854	1,883	1,883	1,889	1,891	1,881	1,872
Ti	0,003	0,002	0,002	0,012	0,012	0,015	0,008	0,008	0,009	0,008	0,009	0,008
Al	0,222	0,200	0,188	0,201	0,198	0,217	0,224	0,226	0,222	0,227	0,227	0,227
Fe²⁺	0,010	0,016	0,033	0,038	0,030	0,008	0,032	0,027	0,032	0,043	0,023	0,008
Fe³⁺	0,061	0,060	0,043	0,043	0,048	0,078	0,045	0,044	0,038	0,026	0,049	0,066
Mn	0,004	0,003	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003
Mg	0,871	0,878	0,891	0,884	0,887	0,889	0,873	0,882	0,876	0,870	0,878	0,877
Ca	0,822	0,834	0,830	0,848	0,842	0,851	0,831	0,826	0,836	0,831	0,835	0,839
Na	0,088	0,081	0,077	0,063	0,067	0,067	0,076	0,076	0,075	0,076	0,075	0,077
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr	0,037	0,036	0,026	0,026	0,027	0,027	0,023	0,025	0,019	0,024	0,020	0,024
Ni	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000
Cations	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,008	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo%	48,28	48,28	47,31	47,93	47,87	48,68	47,86	47,62	47,94	47,63	48,12	48,68
En%	51,14	50,81	50,78	49,94	50,43	50,88	50,27	50,83	50,20	49,87	50,57	50,87
Fs%	0,59	0,91	1,90	2,13	1,69	0,45	1,86	1,54	1,85	2,49	1,30	0,44

Tab. 8 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) dei clinopirosseni (Cpx) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali (continua).

Ox %	Lherzolite BA43					Websterite patch - Lherzolite BA48					
	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5	Cpx-6
SiO ₂	52,01	51,72	51,63	52,27	52,53	47,89	48,83	49,05	48,58	50,29	50,50
TiO ₂	0,39	0,40	0,40	0,38	0,38	1,14	1,21	1,17	0,78	0,76	0,84
Al ₂ O ₃	5,42	5,53	5,53	5,49	5,65	8,26	6,70	7,14	1,21	4,58	6,29
FeOtot	2,49	2,61	2,48	2,44	2,63	6,19	5,13	5,36	4,79	4,37	5,60
MnO	0,08	0,06	0,12	0,11	0,00	0,14	0,05	0,14	0,21	0,10	0,02
MgO	16,09	16,27	16,19	16,34	16,23	15,69	15,22	15,14	16,78	16,89	16,28
CaO	21,77	21,10	21,07	21,43	21,61	18,59	21,34	20,82	19,21	20,19	19,34
Na ₂ O	1,02	0,99	0,99	1,06	1,02	0,81	0,43	0,54	0,88	0,81	0,72
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,70	0,61	0,55	0,58	0,71	0,34	0,29	0,27	0,00	1,16	0,66
NiO	0,03	0,05	0,07	0,07	0,09	0,04	0,06	0,06	0,07	0,02	0,00
Total	100,00	99,35	99,03	100,18	100,85	99,11	99,26	99,70	92,50	99,18	100,24
Mg#	92	92	92	92	92	82	84	83	86	87	84
Si (a.p.f.u.)	1,879	1,879	1,882	1,882	1,882	1,758	1,798	1,798	1,903	1,840	1,834
Ti	0,011	0,011	0,011	0,010	0,010	0,031	0,034	0,032	0,023	0,021	0,023
Al	0,231	0,237	0,238	0,233	0,239	0,357	0,291	0,308	0,056	0,197	0,269
Fe ²⁺	0,035	0,043	0,045	0,034	0,053	0,079	0,090	0,102	0,001	0,029	0,122
Fe ³⁺	0,041	0,037	0,031	0,039	0,026	0,113	0,069	0,063	0,159	0,106	0,049
Mn	0,002	0,002	0,004	0,003	0,000	0,004	0,002	0,004	0,007	0,003	0,000
Mg	0,867	0,881	0,880	0,877	0,867	0,859	0,836	0,827	0,980	0,921	0,881
Ca	0,843	0,821	0,823	0,827	0,830	0,731	0,842	0,818	0,806	0,791	0,752
Na	0,072	0,070	0,070	0,074	0,071	0,057	0,031	0,038	0,067	0,058	0,051
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Cr	0,020	0,018	0,016	0,017	0,020	0,010	0,008	0,008	0,000	0,034	0,019
Ni	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,000
Cations	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,002	4,001	4,001	4,003	4,001	4,001
Wo%	48,32	47,07	47,10	47,57	47,43	43,80	47,63	46,79	45,11	45,43	42,86
En%	49,69	50,49	50,35	50,46	49,56	51,45	47,27	47,35	54,82	52,88	50,19
Fs%	2,00	2,44	2,55	1,98	3,01	4,74	5,09	5,86	0,06	1,69	6,95

Tab. 8 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) dei clinopirosseni (Cpx) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali (continua).

Ox %	Dunite BA8		Dunite BA33				
	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-1	Cpx-2	Cpx-3	Cpx-4	Cpx-5
SiO₂	52,34	52,06	43,04	43,29	47,32	45,22	45,79
TiO₂	0,55	0,47	4,02	3,90	2,65	2,89	2,90
Al₂O₃	3,90	3,82	10,55	10,71	7,28	9,74	9,44
FeOtot	2,60	2,79	2,48	2,26	2,04	2,20	2,24
MnO	0,14	0,01	0,05	0,01	0,14	0,07	0,04
MgO	16,23	16,32	12,88	13,05	14,58	13,60	14,02
CaO	22,25	22,02	23,10	22,99	23,89	23,03	23,00
Na₂O	0,88	0,89	0,49	0,47	0,37	0,55	0,52
K₂O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,02
Cr₂O₃	0,95	0,96	2,48	2,32	1,31	2,09	1,81
NiO	0,00	0,03	0,02	0,03	0,06	0,02	0,04
Total	99,83	99,39	99,12	99,03	99,68	99,43	99,82
Mg#	92	91	90	91	93	92	92
Si (a.p.f.u.)	1,901	1,898	1,602	1,609	1,738	1,667	1,680
Ti	0,015	0,013	0,112	0,109	0,073	0,080	0,080
Al	0,167	0,164	0,463	0,469	0,315	0,423	0,408
Fe²⁺	0,043	0,037	0,006	0,011	0,011	0,007	0,011
Fe³⁺	0,036	0,048	0,072	0,060	0,052	0,061	0,058
Mn	0,004	0,000	0,002	0,000	0,004	0,002	0,001
Mg	0,879	0,887	0,714	0,723	0,798	0,748	0,767
Ca	0,866	0,861	0,921	0,916	0,940	0,910	0,904
Na	0,062	0,063	0,036	0,034	0,027	0,040	0,037
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001
Cr	0,027	0,028	0,073	0,068	0,038	0,061	0,053
Ni	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001
Cations	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Wo%	48,43	48,20	56,13	55,51	53,75	54,65	53,77
En%	49,14	49,70	43,52	43,85	45,63	44,91	45,58
Fs%	2,43	2,10	0,35	0,65	0,62	0,44	0,65

Tab. 9 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) degli spinelli (Sp) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali.

OX%	Lherzolite BA1				Lherzolite BA27							Lherzolite BA37		
	Sp-1	Sp-2	Sp-3	Sp-4	Sp-1	Sp-2	Sp-3	Sp-4	Sp-5	Sp-6	Sp-7	Sp-1	Sp-2	Sp-3
SiO ₂	0,08	0,10	0,08	0,06	0,15	0,21	0,20	0,14	0,13	0,19	0,11	0,11	0,15	0,11
TiO ₂	0,02	0,03	0,05	0,01	0,15	0,79	0,13	0,12	0,16	0,16	0,14	0,07	0,10	0,06
Al ₂ O ₃	45,90	45,87	43,82	47,69	49,32	43,99	49,35	49,54	50,68	50,58	49,60	55,10	55,19	54,66
FeOtot	10,35	9,95	10,50	9,77	11,27	11,20	11,29	11,25	10,60	10,81	11,33	9,50	9,63	9,50
MnO	0,11	0,15	0,10	0,09	0,14	0,10	0,14	0,12	0,16	0,08	0,17	0,09	0,12	0,12
MgO	19,58	20,03	19,99	20,60	19,80	19,44	19,52	19,63	20,25	19,83	19,76	20,87	21,48	21,04
CaO	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	21,54	21,57	23,98	20,41	18,62	23,09	18,17	17,29	18,43	16,61	18,30	13,49	13,08	13,76
NiO	0,24	0,19	0,23	0,26	0,28	0,09	0,31	0,36	0,37	0,45	0,25	0,35	0,42	0,37
Total	97,84	97,93	98,79	98,91	99,73	99,00	99,12	98,45	100,78	98,74	99,66	99,60	100,21	99,62
Mg#	77	78	77	79	76	76	76	76	77	77	76	80	80	80
Cr#	24	24	27	22	20	26	20	19	20	18	20	14	14	14
Si (a.p.f.u.)	0,002	0,003	0,002	0,002	0,004	0,006	0,005	0,004	0,003	0,005	0,003	0,003	0,004	0,003
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,003	0,016	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,001	0,002	0,001
Al	1,484	1,478	1,413	1,511	1,551	1,420	1,562	1,573	1,571	1,595	1,560	1,691	1,680	1,678
Fe2+	0,194	0,178	0,181	0,170	0,211	0,222	0,217	0,209	0,202	0,206	0,211	0,185	0,168	0,177
Fe3+	0,044	0,050	0,061	0,052	0,042	0,035	0,037	0,046	0,032	0,037	0,043	0,022	0,041	0,031
Mn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004	0,002	0,004	0,002	0,003	0,003
Mg	0,801	0,816	0,816	0,825	0,788	0,794	0,781	0,788	0,794	0,791	0,786	0,810	0,827	0,817
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,467	0,466	0,519	0,434	0,393	0,500	0,386	0,368	0,383	0,351	0,386	0,278	0,267	0,283
Ni	0,005	0,004	0,005	0,006	0,006	0,002	0,007	0,008	0,008	0,010	0,005	0,007	0,009	0,008
Cations	3,001	3,001	3,002	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001	3,001

Tab. 9 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) degli spinelli (Sp) negli xenoliti peridotitici di

Bir Ali (continua).

	Lherzolite BA43					Lherzolite BA48				
	Sp-1	Sp-2	Sp-3	Sp-4	Sp-5	Sp-1	Sp-2	Sp-3	Sp-4	Sp-5
OX%										
SiO₂	0,09	0,08	2,08	0,09	0,03	0,19	0,16	0,11	0,21	0,12
TiO₂	0,08	0,04	0,59	0,00	0,11	0,91	0,83	0,85	1,44	1,22
Al₂O₃	57,89	58,44	52,79	57,41	58,36	36,39	52,03	45,35	36,28	41,12
FeO_{tot}	9,65	9,75	9,19	9,26	9,08	18,16	20,07	20,68	26,71	22,57
MnO	0,08	0,05	0,11	0,08	0,26	0,19	0,20	0,24	0,39	0,18
MgO	22,15	22,02	20,97	21,10	21,06	15,21	17,36	16,40	14,11	15,37
CaO	0,00	0,00	0,48	0,02	0,00	0,02	0,02	0,08	0,02	0,00
Na₂O	0,00	0,00	0,17	0,03	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K₂O	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10
Cr₂O₃	11,14	10,55	14,20	10,54	10,45	26,68	9,94	15,27	21,22	18,30
NiO	0,31	0,41	0,39	0,31	0,50	0,40	0,30	0,36	0,35	0,16
Total	101,41	101,38	100,98	98,83	99,91	98,17	100,91	99,33	100,72	99,15
Mg#	80	80	80	80	80	60	61	59	49	55
Cr#	11	11	15	11	11	33	11	18	28	23
Si (a.p.f.u.)	0,002	0,002	0,054	0,002	0,001	0,005	0,004	0,003	0,006	0,003
Ti	0,002	0,001	0,011	0,000	0,002	0,020	0,017	0,018	0,031	0,026
Al	1,726	1,741	1,603	1,755	1,766	1,246	1,627	1,477	1,224	1,370
Fe²⁺	0,161	0,163	0,198	0,176	0,176	0,355	0,329	0,338	0,435	0,378
Fe³⁺	0,045	0,044	0,000	0,026	0,019	0,091	0,123	0,148	0,222	0,167
Mn	0,002	0,001	0,002	0,002	0,006	0,005	0,004	0,006	0,009	0,004
Mg	0,835	0,829	0,805	0,816	0,806	0,659	0,687	0,675	0,602	0,648
Ca	0,000	0,000	0,013	0,001	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000
Na	0,000	0,000	0,009	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
Cr	0,223	0,211	0,289	0,216	0,212	0,613	0,209	0,333	0,480	0,409
Ni	0,006	0,008	0,008	0,006	0,010	0,009	0,006	0,008	0,008	0,004
Cations	3,001	3,001	2,993	3,001	3,000	3,005	3,007	3,009	3,018	3,011

Tab. 9 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) degli spinelli (Sp) negli xenoliti peridotitici di

Bir Ali (continua).

OX%	Dunite BA8				Dunite BA33							
	Sp-1	Sp-2	Sp-3	Sp-4	Sp-1	Sp-2	Sp-3	Sp-4	Sp-5	Sp-6	Sp-7	Sp-8
SiO ₂	0,12	0,13	0,16	0,15	0,05	0,07	0,12	0,10	0,04	0,10	0,03	0,08
TiO ₂	1,02	0,26	0,43	0,27	0,15	0,13	1,24	1,03	0,15	0,99	0,18	0,15
Al ₂ O ₃	41,45	35,56	38,19	43,03	50,97	50,51	41,54	47,14	51,26	46,12	51,43	51,14
FeOtot	11,56	12,90	11,89	13,50	11,58	11,30	11,09	9,88	11,95	10,26	11,05	11,80
MnO	0,14	0,18	0,19	0,09	0,18	0,17	0,08	0,10	0,13	0,06	0,15	0,11
MgO	20,46	18,00	19,31	18,13	19,43	19,44	20,13	21,11	19,31	21,37	20,31	19,60
CaO	0,04	0,04	0,02	0,02	0,00	0,01	0,18	0,14	0,02	0,07	0,03	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr ₂ O ₃	24,33	32,86	28,53	24,43	15,71	16,24	22,99	18,56	15,89	20,43	15,90	15,71
NiO	0,42	0,23	0,33	0,17	0,36	0,29	0,31	0,30	0,30	0,28	0,31	0,32
Total	99,52	100,17	99,06	99,78	98,42	98,21	97,71	98,38	99,05	99,68	99,40	98,92
Mg#	76	71	74	71	75	75	76	79	74	79	77	75
Cr#	28	38	33	28	17	18	27	21	17	23	17	17
Si (a.p.f.u.)	0,003	0,004	0,005	0,004	0,001	0,002	0,003	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002
Ti	0,021	0,006	0,009	0,006	0,003	0,003	0,026	0,021	0,003	0,020	0,004	0,003
Al	1,337	1,184	1,259	1,397	1,613	1,603	1,360	1,497	1,614	1,454	1,605	1,610
Fe₂₊	0,179	0,243	0,199	0,260	0,216	0,212	0,182	0,163	0,227	0,163	0,193	0,216
Fe₃₊	0,088	0,064	0,082	0,053	0,045	0,044	0,079	0,061	0,042	0,069	0,053	0,049
Mn	0,003	0,004	0,005	0,002	0,004	0,004	0,002	0,002	0,003	0,001	0,003	0,002
Mg	0,834	0,758	0,805	0,744	0,778	0,780	0,833	0,848	0,769	0,852	0,802	0,780
Ca	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,004	0,001	0,002	0,001	0,000
Na	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,526	0,734	0,631	0,532	0,333	0,346	0,505	0,395	0,336	0,432	0,333	0,332
Ni	0,009	0,005	0,007	0,004	0,008	0,006	0,007	0,006	0,006	0,006	0,007	0,007
Cations	3,003	3,002	3,003	3,002	3,001	3,001	3,003	3,002	3,001	3,002	3,002	3,002

Tab. 10 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori e relativo calcolo degli atomi per unità di formula (AFU) dei plagioclasti (Pl) e dell'anfibolo (Anf) negli xenoliti peridotitici di Bir Ali (continua).

	Lherzolite BA27		Lherzolite BA43						Dunite BA8	
Ox%	Pl-01	Pl-02	Pl-01	Pl-02	Pl-03	Pl-04	Pl-05	Pl-06	Anf-01	Anf-02
SiO₂	50,00	55,66	51,11	50,59	51,44	50,99	53,17	52,67	42,23	42,52
TiO₂	0,11	0,14	0,14	0,17	0,08	0,08	0,12	0,07	3,86	3,47
Al₂O₃	30,08	27,76	30,46	31,05	30,23	30,64	29,85	29,40	13,35	13,39
FeO	0,36	0,18	0,09	0,09	0,20	0,23	0,17	0,24	3,82	3,90
MnO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,04	0,07	0,10
MgO	0,30	0,09	0,10	0,15	0,13	0,15	0,12	0,18	17,10	17,32
CaO	14,31	10,47	13,60	14,18	13,44	13,76	12,38	12,57	11,03	10,99
Na₂O	3,39	5,35	3,93	3,24	3,81	3,71	4,69	4,38	3,15	3,32
K₂O	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,58	0,56
Cr₂O₃	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	1,61	1,47
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,07	0,09
Total	98,65	99,69	99,43	99,52	99,35	99,60	100,57	99,54	101,04	101,31
Mg#									89	89
H₂O calc.									4,16	4,17
Si (a.p.f.u.)	2,315	2,511	2,338	2,312	2,353	2,330	2,397	2,399	6,077	6,101
Ti	0,004	0,005	0,005	0,006	0,003	0,003	0,004	0,002	0,417	0,374
Al	1,641	1,476	1,642	1,673	1,630	1,650	1,586	1,579	2,264	2,265
Fe²⁺	0,014	0,007	0,004	0,004	0,008	0,009	0,007	0,009	0,460	0,468
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,009	0,012
Mg	0,021	0,006	0,007	0,010	0,009	0,010	0,008	0,012	3,669	3,706
Ca	0,710	0,506	0,666	0,695	0,658	0,674	0,598	0,613	1,701	1,690
Na	0,305	0,468	0,348	0,287	0,338	0,328	0,410	0,386	0,879	0,924
K	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,106	0,103
Cr	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,184	0,167
Ni	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,008	0,011
Cations	5,014	4,981	5,010	4,988	4,999	5,006	5,011	5,002	15,775	15,822
Ab %	29,94	47,92	34,33	29,27	33,93	32,77	40,67	38,65		
An %	69,77	51,86	65,67	70,73	66,07	67,23	59,33	61,35		
Or %	0,29	0,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		

Tabella 11 - Analisi di microsonda elettronica (EMPA) degli elementi maggiori dei vetri negli xenoliti peridotitici di Bir Ali (continua).

Ox%	Dunite BA33					
	GLASS 1	GLASS 2	GLASS 3	GLASS 4	GLASS 5	GLASS 6
SiO₂	48,09	47,66	48,66	48,32	47,02	46,48
TiO₂	3,26	3,37	3,28	3,28	3,34	3,59
Al₂O₃	20,48	20,85	20,39	20,54	20,30	20,98
FeO	4,95	4,99	4,69	4,65	4,78	4,92
MnO	0,07	0,11	0,08	0,08	0,13	0,05
MgO	5,18	4,84	4,75	5,13	4,81	4,95
CaO	10,38	10,84	10,37	10,71	10,67	10,63
Na₂O	5,19	5,23	5,08	5,37	5,17	5,21
K₂O	1,57	1,61	1,67	1,50	1,67	1,32
P₂O₃	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	99,23	99,57	99,23	99,58	97,96	98,46
Mg#	65	64	65	67	64	64

Tabella 12 - Analisi degli elementi in tracce “in situ” (LA-ICP-MS) dei clinopiroseni degli xenoliti peridotitici del sito di Bir Ali.

sample	Lherzolite BA1		Lherzolite BA27				Lherzolite BA37					
	CPX 1	CPX 2	CPX 1	CPX 2	CPX 3	CPX 4	CPX 1	CPX 2	CPX 3	CPX 4	CPX 5	CPX 6
Rb	0,91	0,19	0,02	0,04	<0.027	0,02	<0.029	0,10	<0.0188	<0.042	<0.027	<0.040
Ba	16,45	2,46	0,08	0,17	0,04	0,06	0,09	0,46	0,02	0,16	0,11	0,02
Th	0,53	0,51	0,63	0,65	0,75	0,82	0,16	0,24	0,07	0,09	0,09	0,06
U	0,19	0,17	0,17	0,19	0,19	0,17	0,08	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03
Nb	1,09	0,29	0,10	0,08	0,07	0,10	0,08	0,09	0,14	0,20	0,09	0,19
Ta	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01	<0.0071	<0.0042	<0.0048
La	3,44	3,64	5,12	5,14	4,79	4,55	0,48	0,53	0,28	0,22	0,29	0,31
Ce	7,82	7,10	12,04	12,00	11,59	11,31	0,76	1,00	0,71	0,74	0,73	0,70
Pr	0,92	0,96	1,70	1,37	1,62	1,60	0,16	0,19	0,16	0,17	0,15	0,16
Sr	51,95	50,26	63,19	63,15	66,05	62,55	4,82	6,22	4,15	3,95	3,77	3,88
Nd	4,34	4,14	7,05	7,04	7,19	6,66	1,34	1,60	1,28	1,42	1,50	1,15
Zr	24,96	23,01	19,42	19,61	23,70	23,03	7,09	7,26	7,01	6,88	7,13	7,14
Hf	0,92	0,58	0,78	0,76	0,95	1,00	0,32	0,66	0,32	0,40	0,41	0,33
Sm	0,95	0,77	1,44	2,03	1,87	1,87	0,73	0,78	0,89	0,84	0,86	0,81
Eu	0,31	0,36	0,78	0,69	0,78	0,64	0,24	0,40	0,39	0,51	0,40	0,33
Ti	553	390	2225	2171	2669	2516	1782	1822	1730	1714	1696	1710
Gd	0,89	0,88	1,69	1,75	1,72	1,65	1,78	1,59	1,85	1,76	1,72	1,56
Tb	0,18	0,18	0,23	0,31	0,32	0,31	0,37	0,36	0,35	0,34	0,37	0,31
Dy	1,35	1,32	1,71	1,90	2,24	2,14	2,43	2,27	2,55	2,60	2,52	2,53
Y	7,99	7,86	10,23	10,45	11,31	11,00	13,91	13,77	14,70	14,63	14,37	14,15
Ho	0,31	0,26	0,39	0,38	0,50	0,53	0,49	0,55	0,59	0,59	0,56	0,49
Er	0,77	0,78	1,08	1,15	1,20	1,30	1,39	1,84	1,73	1,55	1,63	1,64
Tm	0,10	0,13	0,16	0,10	0,15	0,13	0,25	0,22	0,21	0,22	0,24	0,19
Yb	0,93	1,07	0,91	1,03	0,94	1,26	1,51	1,32	1,38	1,18	1,30	1,48
Lu	0,18	0,12	0,10	0,12	0,15	0,19	0,17	0,22	0,21	0,24	0,15	0,21
La _n /Yb _n	2,56	2,37	3,90	3,46	3,52	2,50	0,22	0,28	0,14	0,13	0,15	0,14
Ce _n /Yb _n	2,27	1,80	3,56	3,14	3,31	2,42	0,13	0,20	0,14	0,17	0,15	0,13
Nd _n /Yb _n	1,68	1,40	2,78	2,46	2,74	1,90	0,32	0,44	0,33	0,43	0,41	0,28
La _n /Nd _n	1,53	1,69	1,40	1,41	1,28	1,32	0,69	0,63	0,42	0,30	0,37	0,51
Ti/Eu	1760	1075	2867	3141	3430	3938	7552	4578	4437	3347	4250	5151

Tabella 12 - Analisi degli elementi in tracce “in situ” (LA-ICP-MS) dei clinopirosseni degli xenoliti peridotitici del sito di Bir Ali (continua).

sample	Lherzolite BA43			Websterite patch in BA48				Dunite BA8					
	CPX 1	CPX 2	CPX 3	CPX 1	CPX 2	CPX 3	CPX 4	CPX 1	CPX 2	CPX 3	CPX 4	CPX 5	CPX 6
Rb	<0.031	<0.043	<0.026	0,07	0,25	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02	0,07	0,06	<0.029
Ba	0,11	0,50	0,20	0,09	2,89	<0.034	0,16	0,97	1,32	1,62	3,87	2,93	2,36
Th	<0.0078	0,02	0,03	0,01	0,16	0,07	0,05	1,18	1,03	1,18	1,16	0,92	1,07
U	0,02	<0.00	<0.0054	0,01	0,01	0,02	0,01	0,24	0,18	0,21	0,24	0,26	0,26
Nb	<0.00	0,02	0,03	0,16	0,73	0,44	0,25	0,12	0,10	0,09	0,46	0,28	0,24
Ta	<0.00	<0.00	<0.00	0,06	0,10	0,08	0,06	<0.0040	<0.0066	0,00	0,01	<0.00	0,02
La	0,06	0,04	0,05	2,14	1,90	2,17	1,79	9,25	9,37	9,60	9,81	8,99	9,15
Ce	0,25	0,14	0,33	7,77	5,91	7,53	6,77	30,86	30,51	32,33	33,39	32,14	32,80
Pr	0,10	0,16	0,06	1,41	0,82	1,42	1,24	4,60	4,65	4,81	5,10	4,53	5,10
Sr	2,16	2,78	2,27	59,10	41,90	52,56	49,10	159,78	169,35	197,16	184,21	175,20	175,94
Nd	1,61	0,76	1,72	7,58	4,85	8,06	6,81	20,08	19,39	20,98	20,11	21,23	18,25
Zr	5,66	6,71	6,76	31,47	16,26	37,67	33,32	66,04	65,23	66,23	70,16	67,86	70,09
Hf	0,60	0,42	0,70	1,24	0,56	1,78	1,50	1,71	1,84	1,30	1,85	1,51	1,44
Sm	0,96	0,65	1,05	2,35	1,56	3,54	2,25	3,75	3,56	3,58	3,56	3,73	3,72
Eu	0,47	0,36	0,55	1,00	0,68	1,18	0,92	1,03	1,34	1,27	1,23	1,11	1,31
Ti	2220	1981	2037	5587	2706	6464	5988	3188	3163	3460	3841	3281	3229
Gd	2,26	1,95	2,06	2,55	1,44	3,27	2,67	2,91	3,08	2,67	3,56	2,39	3,51
Tb	0,29	0,41	0,37	0,47	0,29	0,61	0,56	0,50	0,49	0,45	0,53	0,45	0,51
Dy	3,48	2,93	2,20	3,16	1,52	4,22	3,30	2,89	3,02	3,28	2,48	2,85	2,73
Y	14,99	15,68	16,12	13,83	8,33	18,78	16,14	13,95	14,44	13,74	14,81	14,05	13,19
Ho	0,51	0,67	0,68	0,55	0,29	0,84	0,72	0,68	0,65	0,65	0,58	0,49	0,56
Er	1,92	1,57	1,69	1,69	0,78	2,13	1,93	1,69	1,76	1,87	1,46	1,67	1,78
Tm	0,33	0,28	0,33	0,21	0,08	0,27	0,21	0,22	0,21	0,22	0,20	0,19	0,24
Yb	1,06	1,88	1,96	1,36	0,88	1,78	1,61	1,69	1,79	1,93	1,93	1,61	1,81
Lu	0,32	0,25	0,20	0,15	0,08	0,27	0,23	0,19	0,20	0,23	0,24	0,18	0,19
La _n /Yb _n	0,04	0,01	0,02	1,09	1,49	0,84	0,77	3,79	3,62	3,44	3,52	3,87	3,50
Ce _n /Yb _n	0,06	0,02	0,04	1,54	1,81	1,14	1,13	4,92	4,59	4,51	4,66	5,38	4,88
Nd _n /Yb _n	0,55	0,15	0,32	2,00	1,98	1,63	1,52	4,27	3,89	3,90	3,74	4,74	3,62
La _n /Nd _n	0,07	0,09	0,05	0,54	0,76	0,52	0,51	0,89	0,93	0,88	0,94	0,82	0,97
Ti/Eu	4755	5442	3684	5565	3979	5497	6544	3110	2358	2735	3135	2967	2461

Tabella 13 - Analisi degli elementi in tracce “in situ” (LA-ICP-MS) degli anfiboli e dei vetri degli xenoliti peridotitici del sito di Bir Ali (continua).

sample	Dunite BA8			Dunite BA33						
	ANF 1	ANF 2	ANF 3	Glass 1	Glass 2	Glass 3	Glass 4	Glass 5	Glass 6	Glass 7
Rb	3,64	4,07	5,63	13,29	16,26	15,56	14,99	13,57	16,34	13,89
Ba	159,56	152,59	248,86	469,92	471,12	464,51	505,07	451,04	480,59	435,63
Th	1,53	1,79	1,76	3,25	3,41	2,82	3,46	3,90	3,31	2,66
U	0,36	0,39	0,38	0,74	0,59	0,70	0,66	0,73	0,82	0,66
Nb	12,38	9,37	12,97	27,79	26,78	26,80	27,94	28,59	30,42	32,97
Ta	0,58	0,53	0,53	0,64	0,96	0,98	0,62	0,92	0,75	0,73
La	17,93	17,59	17,17	33,30	34,49	30,93	34,77	32,99	34,71	33,22
Ce	65,93	66,22	66,80	67,33	67,25	66,93	69,60	64,98	71,60	71,69
Pr	9,34	9,68	10,02	7,48	7,16	6,66	7,43	6,59	7,58	6,75
Sr	863,78	944,69	1059,00	800,11	839,46	820,18	889,01	856,93	897,28	885,10
Nd	37,96	41,08	43,68	24,47	24,46	26,44	28,51	26,66	27,03	26,57
Zr	64,17	70,07	67,31	77,34	88,85	83,13	84,34	81,52	89,59	93,02
Hf	0,86	1,24	1,45	1,46	1,60	1,29	2,04	0,99	1,65	1,72
Sm	6,38	6,02	5,91	4,72	4,50	4,78	4,50	5,96	6,84	4,47
Eu	2,39	2,29	2,33	1,67	2,51	2,18	2,16	2,17	2,03	1,89
Ti	19687	19577	20925	17706	18542	17788	18465	17563	18345	18323
Gd	5,05	5,80	5,22	5,61	5,15	6,59	5,74	4,67	4,64	6,05
Tb	0,79	0,73	0,90	0,79	0,68	0,64	0,92	0,94	1,07	0,96
Dy	4,37	5,21	5,10	5,57	5,78	5,03	6,01	5,30	5,84	5,88
Y	23,69	24,09	24,92	28,45	31,05	28,02	31,83	31,28	32,58	30,46
Ho	0,80	0,86	1,04	1,22	1,20	1,02	1,24	1,25	1,25	1,25
Er	2,63	2,22	2,81	2,52	3,43	3,52	2,76	3,27	3,65	2,95
Tm	0,38	0,35	0,35	0,53	0,53	0,42	0,50	0,54	0,48	0,46
Yb	2,80	2,22	2,91	3,02	3,65	2,21	4,66	3,69	3,26	3,42
Lu	0,35	0,33	0,39	0,52	0,454	0,473	0,552	0,493	0,406	0,41
La _n /Yb _n	4,43	5,49	4,09	7,91	6,78	10,04	5,35	6,41	7,64	6,97
Ce _n /Yb _n	6,34	8,04	6,18	6,19	5,12	8,41	4,15	4,89	6,10	5,82
Nd _n /Yb _n	4,87	6,65	5,39	2,95	2,44	4,36	2,23	2,63	3,02	2,83
La _n /Nd _n	0,91	0,83	0,76	2,68	2,78	2,31	2,40	2,44	2,53	2,46
Sm _n /Dy _n	2,41	1,91	1,91	0,90	1,29	1,58	1,24	1,87	1,94	1,26

Tabella 14 - Analisi isotopiche degli xenoliti di mantello del sito di Bir Ali.

Rock type	Sample name	Analyzed fraction	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Analyzed fraction	$^3\text{He}/^4\text{He}$ R/RA
Lherzolite	BA4	cpx	0,51304	0,28380	37,01	15,48	17,41	-	-
Lherzolite	BA9	cpx	0,51302	0,28322	37,08	15,27	17,80	-	-
Lherzolite	BA20	cpx	0,51324	0,28459	38,37	15,51	18,52	olivine	$7,8 \pm 0,12$
Lherzolite	BA27	cpx	0,51279	0,28323	38,18	15,55	18,17	-	-
Lherzolite	BA29	cpx	0,51353	0,28368	38,47	15,59	18,88	-	-
Lherzolite	BA32	cpx	0,51307	0,28389	38,32	15,50	18,45	-	-
Lherzolite	BA37	cpx	0,51414	0,28452	37,05	15,49	17,21	olivine	$7,5 \pm 0,25$
Lherzolite	BA38	cpx	0,51397	0,28449	37,03	15,50	17,21	olivine	$7,5 \pm 0,37$
Lherzolite	BA43	cpx	0,51419	0,28376	36,85	15,37	17,23	-	-
Lherzolite	BA48	cpx	0,51300	0,28307	38,02	15,55	18,08	-	-
Lherzolite	BA49	cpx	0,51372	0,28363	37,86	15,47	18,19	-	-
Dunite	BA8	cpx	0,51243	0,28318	38,65	15,56	18,20	-	-
Dunite	BA33	cpx	0,51260	0,28316	-	-	-	olivine	$7,7 \pm 0,10$
Harzburgite	BA12A	bulk rock	0,51296	0,28331	38,37	15,53	18,45	-	-
Harzburgite	BA53	bulk rock	0,51311	0,28316	37,42	15,46	18,52	olivine	$7,6 \pm 0,25$
Dunite	BA33	bulk rock	0,51267	0,28288	38,41	15,54	18,24	-	-
Websterite	BA54	bulk rock	0,51301	0,28310	37,63	15,54	17,55	-	-
Websterite	BA55	bulk rock	0,51209	0,28239	41,56	15,72	19,73	-	-
Websterite	BA56	bulk rock	0,51276	0,28339	38,20	15,54	18,07	-	-

Tabella 15 - Analisi isotopiche degli xenoliti di mantello dei siti di Injibara e Dedessa.

Rock type	Sample name	Analyzed fraction	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Lherzolite	GOJ2	cpx	0,51310	0,28316	38,96	15,60	18,65
Lherzolite	GOJ4	cpx	0,51323	0,28294	38,71	15,58	18,89
Lherzolite	GOJ7	cpx	0,51327	0,28283	39,06	15,61	18,85
Lherzolite	GOJ19	cpx	0,51325	0,28306	37,68	15,53	17,96
Lherzolite	GOJ26	cpx	0,51327	0,28330	38,11	15,54	18,24
Lherzolite	GOJ29	cpx	0,51362	0,28352	38,86	15,59	18,65
Lherzolite	GOJ31B	cpx	0,51297	0,28294	-	-	-
Lherzolite	WOL2	cpx	0,51307	0,28299	-	-	-
Lherzolite	GOJ16	bulk rock	0,51329	0,28340	-	-	-
OI-Websterite	GOJ31C	bulk rock	0,51289	0,28299	38,37	15,57	18,48
Lherzolite	GOJ40A	bulk rock	0,51318	0,28312	38,84	15,59	19,01
Lherzolite	WOL2	bulk rock	0,51284	0,28277	37,66	15,57	17,65

10 – BIBLIOGRAFIA

Abily B., Ceuleneer G., 2013. *The dunitic mantle-crust transition zone in the Oman ophiolites: residue of melt-rock interaction, cumulates from high-MgO melts, or both?* *Geology* vol. 41, pp. 67 – 70.

Albarède F., Telouk P., Blichert-Toft J., Boyet M., Agraniér A., Nelson B., 2004. *Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICP-MS.* *Geochim. Cosmochim. Acta* vol. 68, pp. 2725 – 2744.

Ali M. & Arai S., 2007. *Clinopyroxene-rich lherzolite xenoliths from Bir Ali, Yemen – possible product of peridotites/melt reactions.* *Journal of Min. Petr. Sciences*, vol. 102, pp. 137-142.

Arai S. 1994. *Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation.* *Chem. Geol.*, vol. 111, pp. 191-204.

Assefa G., 1991. *Lithostratigraphy and environment of deposition of the Late Jurassic-Early Cretaceous sequence of the central part of North-Western Plateau, Ethiopia.* *Nueves Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie Abhandlungen*, vol. 182, pp. 255 – 284.

Aulbach S., Rudnick R.L, McDonough W.F., 2011. *Evolution of the lithospheric mantle beneath the East African Rift in Tanzania and its potential signatures in rift magmas.* *GSA Special Papers*, vol. 478, pp. 105-125.

Ayalew D., Arndt N., Bastein F., Yirgu G., Kieffer B., 2009. *A new mantle xenoliths locality from Simien shield volcano, NW Ethiopia.* *Geological Magazine*, vol. 146, pp. 144-149.

Azzouni-Sekkal A., Bonin B., Benhallou A., Yahiaoui R., Liégeois J.-L., 2007. *Tertiary alkaline volcanism of the Atakor Massif (Hoggar, Algeria), in Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M., eds., *Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area: Geological Society of America Special Paper*, vol. 418, pp. 321-340.*

Baker B.H., Mohr P.A., Williams L.A.J., 1972. *Geology of the Eastern Rift System of Africa*. Geological Society of America Special Paper, vol. 136. 67 pp., Boulder Colorado.

Baker J. A., Snee L., Menzies M. A., 1996, *A brief Oligocene period of flood volcanism in Yemen: implications for the duration and rate of continental flood volcanism at the Afro-Arabian triple junction*. *Earth Planet. Sci.* vol. 138, pp. 39 – 55.

Baker J.A., Thirlwall M. F., Menzies M. A., 1996, *Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for crustal contamination of plume-derived flood basalts: Oligocene flood volcanism in western Yemen*. *Geochimica et cosmochimica acta*, vol. 60, No. 14, pp. 2559-2581.

Baker J. A., Chazot G., Menzies M., Thirlwall M., 1998. *Metasomatism of the shallow mantle beneath Yemen by the Afar plume – Implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism*. *Geology*, vol. 26, pp. 431-434.

Barberi F., Tazieff H., Varet J., 1972, *Volcanism in the Afar depression: its tectonic and magmatic significance*. *Tectonophysics* vol. 15, pp. 19-29.

Bastow I.D., Keir D., Daly E., 2011. *The Ethiopia Afar Geoscientific Lithospheric experiment (EAGLE): probing the transition from continental rifting to incipient seafloor spreading*, in Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M., eds., *Volcanism and evolution of the African lithosphere*. Geological Society of America Special Paper, vol. 478.

Beccaluva L., Siena F., Coltorti M., Di Grande A., Lo Giudice A., Macciotta G., Tassinari R., Vaccaro C., 1998. *Nephelinitic to tholeiitic magma generation in a transtensional tectonic setting: an integrated model for the Iblean volcanism, Sicily*. *Journal of Petrology*, vol. 39, pp. 1547-1576.

Beccaluva L., Azzouni-Sekkal A., Benhallou A., Bianchini G., Ellam R.M., Marzola M., Siena F., Stuart F.M., 2007. *Intracratonic asthenosphere upwelling and lithosphere rejuvenation beneath the Hoggar swell (Algeria): evidence from HIMU metasomatised lherzolite mantle xenoliths*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 260, pp. 482-494.

Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M., 2007b. *Cenozoic volcanism in the Mediterranean Area. Geological Society of America, Special Papers, vol. 260, pp. 358.*

Beccaluva L., Bianchini G., Ellam R., Marzola M., Oun K.M., Siena F., Stuart F.M., 2008. *The role of HIMU metasomatic components in the African lithospheric mantle: petrological evidence from the Gharyan peridotites xenoliths, NW Libya, in Coltorti M., Grégoire M., eds., Mantle metasomatismo in intra-plate and suprasubduction setting. Geological Society, Special Publication, vol. 293, pp. 253-277.*

Beccaluva L., Bianchini G., Natali C., Santato A., Siena F., 2009. *Continental flood basalts and mantle xenoliths from Ethiopia: inferences on mantle processes from plume to rift settings. Workshop "Alpine ophiolites and modern analogues", Parma, 30/09/09 – 2/10/09.*

Beccaluva L., Bianchini G., Ellam R.M., Natali C., Santato A., Siena F., Stuart F.M., 2011. *Peridotite xenoliths from Ethiopia: inferences about mantle processes from plume to rift settings. The Geological Society of America, Special Paper vol. 478, pp. 77-104.*

Berhe S. M., 1990, *Ophiolites in Northeast and East Africa: implications for Proterozoic crustal growth. Journal of the Geological Society of London, vol. 147, pp. 41 – 57.*

Bernstein S. K., Hanghoj K., Kelemen P. B., Brooks C. K., 2006. *Ultra-depleted, shallow cratonic mantle beneath West Greenland: dunitic xenoliths from Ubekend Ejland. Contrib.. Miner. Petrol. vol. 152, pp. 335 – 347.*

Beydoun Z.R., 1964. *The stratigraphy and structure of the eastern Aden protectorate. Her Majesty's Stationary Office, London, pp. 3-75.*

Bianchini G., Beccaluva L., Bonadiman C., Nowell G., Pearson G., Siena F., Wilson M., 2007. *Evidence of diverse depletion and metasomatic events in harzburgite-lherzolite mantle xenoliths from the Iberian plate (Olot, NE Spain): implications for lithosphere accretionary processes. Lithos, vol. 94, pp. 25-45.*

Bianchini G., Bryce J., Blichert-Toft J., Beccaluva L., Natali C., 2013. *Mantle dynamics, thermochemical isolation and secular variations beneath the East African Rift: insights from peridotite xenoliths (Mega, Ethiopia)*. Sottoposto per la stampa – *Chemical Geology*.

Blanford W. T., 1870, *Report on the geology of a portion of Abyssinia*. *Journal of the Geological Society of London*, vol. 25, pp. 401 – 406.

Blichert-Toft J., Chauvel C., Albarède F., 1997. *Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS*. *Contrib. Mineral. Petrol.* vol. 127, pp. 248 – 260.

Blichert-Toft J., Albarède F., 2009. *Mixing of isotopic heterogeneities in the Mauna Kea plume conduit*. *Earth Planet. Sc. Letters* vol. 282, pp. 190 – 200.

Blusztajn J., Hart S. R., Shimizu N., McGuire A. V., 1995. *Trace-element and isotopic characteristics of spinel peridotite xenoliths from Saudi Arabia*. *Chem. Geol.*, vol. 123, pp. 53 – 65.

Boccaletti M., Peccerillo A., 1999, *Foreword to the Ethiopian Rift System*. In: Boccaletti M., Peccerillo A., (Eds.). *Acta Vulcanologica* vol. 11, V – VII.

Bokhari F.Y., Kramers J.D., 1981, *Island arc character and late Precambrian age of volcanism et Wadi Shwas, Hijaz Arabia: geochemical and Sr and Nb isotopic*. *Earth Planet. Sci.* vol. 54, pp. 409-422.

Bonavia F. F., Chorowicz J., 1992, *Northward expulsion of the Pan-African of the north-east Africa guided by a re-entrant zone of the Tanzanian Craton*. *Geology*, vol. 20, pp. 1023 – 1026.

Bonini M., Corti G., Innocenti F., Manetti P., Mazzarini F., Abebe T., Pecskay Z., 2005, *Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation*. *Tectonics* vol. 24, TC1007, pp. 21.

Bosellini A., Russo A., Fantozzi P. L., Getaneh A., Tadesse S., 1997, *The Mesozoic succession of the Mekele Outlier (Tigre province, Ethiopia)*. *Memorie di Scienze Geologiche* vol. 49, pp. 95-116.

Bosworth W., Strecker M. R., Blisniuk P. M., 1992, *Integration of east African paleostress and present-day stress data: implications for continental stress field dynamics*. *Journal of Geophysical Research* vol. 97, pp. 11851 – 11865.

Bosworth W., Huchon P., McClay K., 2005, *The Red Sea and Gulf of Aden Basins*. *Journal of African Earth Sciences* vol. 43, pp. 334 – 378.

Braile L. W., Keller G. R., Wendlant R. F., Morgan P., Khan M. A., 1995, *The East African Rift System*. In: Olsen K. H. (Ed), *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics: developments in Geotectonics*, vol. 25, pp. 213 – 231.

Brey G.P. & Kohler T.P., 1990. *Geothermobarometry in four phases lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers*. *Journal of Petrology*, vol. 31, pp. 1353-1378.

Brown G. F., 1970, *Eastern margin of the Red Sea and coastal structures in Saudi Arabia*. *Philo. Trans. R. Soc. London*, vol. 267, pp. 75-87.

Bryce J. G., DePaolo D. J., 2004. *Pb isotopic heterogeneity in basaltic phenocrysts*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* vol. 68, pp. 4453 – 4468.

Capaldi G., Chiesa S., Civetta L., La Volpe L., Manetti P., Orsi G., Piccardo G.B., 1986, *Magmatic and tectonic activities in North Yemen during Tertiary and Quaternary times*. *Mem. Soc Geol. Ital.*, vol. 31, pp. 375-393.

Capaldi G., Chiesa S., Manetti P., Orsi G., Poli G., 1987, *Tertiary anorogenic granites of the western border of the Yemen plateau*. *Lithos*, vol. 20, pp. 433-444.

Carlson R. W., 1995. *Isotopic inferences on the chemical structure of the mantle*. *Journal of Geodyn.* vol. 20, pp. 365 – 386.

Chazot G., Menzies M., Harte B., 1996. *Silicate glasses in spinel lherzolites from Yemen: origin and chemical composition. Chemical Geology* vol. 134, pp. 159-179.

Chiesa S., La Volpe L., Lirer L., Orsi G., 1983, *Geology of the Dhamar-Rada volcanic field, Yemen Arab Republic. Neus Jahrb. Geol. Paleontol. Monatsh.*, vol. H8, pp. 481-494.

Chiesa S., La Volpe L., Lirer L., Orsi G., 1983, *Geological and structural outline of Yemen plateau: Yemen Arab Republic. Neus Jahrb. Geol. Paleontol. Monatsh.*, vol. H11, pp. 641-656.

Chiesa S., Civetta L., De Fino M., La Volpe L., Orst G., 1989, *The Yemen Trap Series: genesis and evolution of a continental flood basalt province. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 36, pp. 337-350.

Chorowicz J., 2005, *The East African Rift System. Journal of African Earth Sciences*, vol. 43, pp. 379 – 410.

Civetta L., De Fino M., Gasparini P., Ghiara M.R., La Volpe L., Lirer L., 1975, *Structural meaning of east-central Afar volcanism. J. Geol.*, vol. 83, pp. 363-373.

Civetta L., La Volpe L., Lirer L., 1978, *K-Ar ages of the Yemen plateau. J. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 4, pp. 307-314.

Coltorti M., Alberti A., Beccaluva L., Dos Santos A.B., Mazzucchelli M., Morais E., Rivalenti G., Siena F., 1993. *The Tchivira-Bonga alkaline-carbonatite complex (Angola): petrological study and comparison with some brazilian analogues. European Journal of Mineralogy*, vol. 5, pp. 1001-1024.

Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W., Siena F., Upton B.G.J., 1999. *Carbonatite metasomatism of the Oceanic Upper Mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafici xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. Journal of Petrology*, vol. 40, pp. 133-165.

Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Salvini L., Siena F., 2000. *Glasses in mantle xenoliths as geochemical indicators of metasomatic agents. Earth and Planetary Science Letters*, vol. 183, pp. 303-320.

Coltorti M., Beccaluva L., Bonadiman C., Faccini B., Ntaflos T., Siena F., 2004. *Amphiboles genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica. Lithos*, vol. 75, pp. 115-139.

Coltorti M., Downes H., Piccardo G.B., 2007. *Melting, metasomatism and metamorphic evolution in the lithospheric mantle. Lithos Special Issue*, vol. 94, pp. 247 in: ISSN 0024-4937; *Geochemistry and Geophysics*, 13/55, I.F. 2.24, 2005.

Conticelli S., Sintoni M.F., Abebe T., Mazzarini F., Manetti P., 1999. *Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths and host lavas from the Ethiopian Volcanic Province: an insight into the upper mantle under eastern Africa. Acta Vulcanol.*, vol. 11, pp. 143-159.

Corti G., 2009, *Continental rift evolution: from rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. Earth-Science Reviews* vol. 96, pp. 1 – 53.

Coulié E., Quidelleur X., Gillot P. Y., Coutillot V., Lefevre J. C., Chiessa S., 2003, *Comparative K-Ar and Ar/Ar dating of Ethiopian and Yemenite Oligocene volcanism: implication for timing and duration of the Ethiopian traps. Earth and Planetary Science Letters* vol. 206, pp. 477 – 492.

Dalpe C., Baker D.R., 1994. *Partition coefficients for rare-earth elements between calcic amphibole and Ti-rich basanitic glass at 1,5 Gpa, 1100 degrees C. Mineralogical Magazine*, vol. 58, pp. 207-208.

Dautria J.M., Dupuy C., Takherist D., Dostal J., 1992. *Carbonate metasomatismo in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths froma melilititic district of the Sahara basin. Contrib.. Mineral. Petrol.*, vol. 111, pp. 37-52.

Davidson A., Rex D.C., 1980. *Age of volcanism and rifting in Southwestern Ethiopia. Nature*, vol. 283, pp. 657-658.

Dobosi G., Jenner G.A., 1999. *Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nògràd volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Lithos*, vol. 46, pp. 731-749.

Dunai T. J., Porcelli D., 2002. *The storage and transport of noble gases in the subcontinental mantle*. In: Porcelli D., Ballentine C., Wieler R., eds., "Reviews in Mineralogy: Noble gases in cosmochemistry and geochemistry". *Min. Soc. Amer.*, vol. 47, pp. 371-409.

Downes H., 2007. *Origin and significance of spinel and garnet pyroxenites in the shallow lithospheric mantle: ultramafic massifs in orogenic belts in Western Europe and NW Africa*. *Lithos*, vol. 99, pp. 1 – 24.

Ebinger C. J., 1989, *Tectonic development of the western branch of the East African Rift System*. *Geological Society of America Bulletin* vol. 101, pp. 885 – 903.

Ebinger C. J., Bechtel T. D., Forsyth D. W., Bowin C. O., 1989, *Effective elastic plate thicknesses beneath the East African and Afar domes*. *Journal of Geophysical Research* vol. 94, pp. 2883 – 2990.

Ebinger C. J., Yemane T., Woldegabriel G., Aronson J. L., Walter R. C., 1993, *Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift*. *Journal of the Geological Society of London* vol. 150, pp. 99 – 108.

Ebinger C. J., Yemane T., Harding D. J., Tesfaye S., Kelley S., Rex D. C., 2000, *Rift deflection, migration and propagation: linkage of the Ethiopian and Eastern rifts, Africa*. *Geological Society of America Bulletin* vol. 112, pp. 163 – 176.

Eisele, J., Abouchami, W., Galer, S. J. G., Hofmann, A. W., 2003. *The 320 kyr Pb isotope evolution of Mauna Kea lavas recorded in the HSDP-2 drill core*. *Geoche. Geophys. Geosy.* vol. 4, pp. 8710.

El-Nakhal H.A., 1988. *Stratigraphy of the Tawilah formation in the Yemen Arab Republic*. *M. E. R. C. Ain Shams Univ., Earth Sce. Ser.*, vol. 2, pp. 161-171.

Ernst R.E., Buchan K.L., 2001. *Mantle plumes: their identification through time*. *GSA Special Paper*, vol. 352, pp. 593.

Fleck R.J., Greenwood W.R., Hadley D.G., Anderson R.E., Schmidt D.L., 1979. *Rubidium-Strontium geochronology and plate tectonic evolution of the southern part of the Arabia shield*. *U. S. Geol. Surf., Saudi Arab. Proj. Rep.*, 245.

Foulger G.R., Natland J.H., Anderson D.L., 2005. *Genesis of the Iceland Melt Anomaly by plate tectonic processes*, in Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C., Anderson D.L., eds., *Plates, Plumes & Paradigms*, Boulder, CO, Geological society of America Special Paper, vol. 388, pp. 595-626.

Furman T., Bryce J., Rooney T., Hanan B., Yirgu G., Ayalew D., 2006, *Heads and tails: 30 million years of the Afar plume*. In: Yirgu G., Ebinger C. J., Maguire P. K. H., (Eds.), *The Afar Volcanic Province within the East African Rift System: Geological Society Special Publication*, vol. 259, pp. 95 – 119.

Gani N. D., Abdelsalam M. G., Gani M. R., 2007, *Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: pulsed plateau growth, Pliocene uplift and hominin evolution*. *GSA Today* vol. 17, pp. 4-11.

George R., Rogers N., Kelley S., 1998, *Earliest magmatism in Ethiopia: evidence for two mantle plumes in one flood basalt province*. *Geology* vol. 26, pp. 923 – 926.

Geukens F., 1966. *Yemen*. In: *Geology of the Arabian peninsula*. Prof. Pap. U. S. Geol. Surv., vol. 560-B, pp. 23.

Graham D.W., Larsen L.M., Hanan B.B., Storey M., Pedersen A.K., Lupton J.E., 1998. *Helium isotope composition of the early Iceland mantle plume inferred from the Tertiary picrites of West Greenland*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 160, pp. 241-255

Greenwood W.R., Hadley D.G., Anderson R.E., Fleck R.J., Schmidt D.L., 1976. *Proterozoic cratonisation in southwestern Saudi Arabia*. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A.*, vol. 280, pp. 517.

Haggerty S.E., 1991. *Oxide mineralogy of the upper mantle*. In Lindsey D.H., Ed., *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. *Reviews of Mineralogy*, vol. 25, pp.355-416.

Hammond J.O.S. et al., 2013. *Mantle upwelling and initiation of rift segmentation beneath the Afar depression*. *Geology in press*, doi:10.1130/G33925.1.

Hansen S.E., Rodgers A.J., Schwartz S.Y., Al-Amri A.M.S., 2007. Imaging ruptured lithosphere beneath the Red Sea and Arabian Peninsula. *Earth Planet. Science Letters*, vol. 259, pp. 256-265.

Hart W. K., Woldegabriel G., Walter R. C., Mertzman S. A., 1989, Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *J. Geophys. Res.*, vol. 94, pp. 7731-7748.

Hayward N. J., Ebinger C. J., 1996, Variations in the along-axis segmentation of the Afar Rift system. *Tectonics* vol. 15, pp. 244 – 257.

Heikal M.T.S., El-Metwally M.L., Orihashi Y., Abdalmenam H., 2012. Petrogenetic evolution of basaltic lavas from Balhaf-Bir Ali Plio-Quaternary volcanic field, Arabian Sea, Republic of Yemen. *Arabian Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s12517-012-0726-z.

Henjes-Kunst F., Altherr F., Baumann A., 1990. Evolution and composition of the lithospheric mantle underneath the western Arabian peninsula: constraints from Sr-Nd and type systematics of mantle xenoliths. *Contrib.. Miner. Petrol.*, vol. 105, pp. 460 – 472.

Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* vol. 385, pp. 219-229.

Hoffman C., Courtillot V., Féraud G., Rochette P., Yirgu G., Ketefo E., Pik R., 1997, Timing of the Ethiopian basalt event and implications for plume birth and global change. *Nature* vol. 389, pp. 838 – 841.

Horner-Johnson B. C., Gordon R. G., Argus D. F., 2007, Plate kinematic evidence for the existence of a distinct plate between the Nubian and Somalian plates along the Southwest Indian Ridge. *Journal of Geophysical Research* vol. 112, pp. 12.

Janney P.E., Le Roex A.P., Carlson R.W., Viljoen K.S., 2002. A chemical and Multi-Isotope Study of the Western Cape Olivine Melilitite Province, South Africa: implications for the Sources of Kimberlites and the Origin of the HIMU signature in Africa. *Journal of Petrology*, vol. 43, pp. 2339-2370.

Jeffries T.E., Perkins W.T., Pearce N.J.G., 1995. Measurement of trace element in basalts and their phenocrysts by laser probe microanalysis inductively coupled plasma mass spectrometry (LPMA-ICP-MS). *Chemical Geology*, vol. 121, pp. 131-144.

Kaerer B., Kalt A., Pettke T., 2006. Evolution of the lithosphere mantle beneath the Marsabit volcanic field (northern Kenya): constraints from textural, P-T and geochemical studies on xenoliths. *Journal of Petrology*, vol. 47, pp. 2149-2184.

Katzmin V., 1972, *Geological Map of Ethiopia*, EIGS, Addis Ababa.

Katzmin V., Shifferaw A., Balcha T., 1978, *The Ethiopian basement: Stratigraphy and possible manner of evolution*. *Geol. Rundsh.* vol. 67, pp. 531 – 546.

Katzmin V., Shifferaw A., Teffera M., Berhe S. M., Chowaka S., 1979, *Precambrian structures of western Ethiopia*. *Proceeding 5^o Conference on African Geology, Annals of the Geological Survey of Egypt, Cairo* vol. 9, pp. 1- 8.

Kendall J.M., Pilidou S., Keir D., Bastow I.D., Stuart G.W., Ayele A., 2006. Mantle upwellings, melt migration and the rifting of Africa: insights from seismic anisotropy. In: Yirgu G., Ebinger C.J., Maguire P.K.H. (eds) *The Afar Volcanic Province within the East African Rift System*. Geological Society, London, Special Publication, vol. 259, pp. 55-72.

Key R. M., Charsley T. J., Hackman B. D., Wilkinson A. F., Rudle C. C., 1989, *Superimposed Upper Proterozoic collision-controlled orogenies in the Mozambique orogenic belt of Kenya*. *Precambrian Res.* vol. 44, pp. 197 – 225.

Kohler T.P., Brey G.P., 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kbar with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 54, pp. 2375-2388.

Kieffer B., Arndt N., La Pierre H., Bastien F., Bosch D., Pecher A., Yirgu G., Ayalew D., Weis D., Jerram D., Keller F., Meugniot C., 2004, *Flood and shield basalts from Ethiopia: magmas from the African Superswell*. *Journal of petrology* vol. 45, pp. 793 – 834.

Korme T., Acocella V., Abebe B., 2004, *The role of pre-existing structures in the origin, propagation and architecture of faults in the Main Ethiopian Rift*. *Gondwana Research* vol. 7, pp. 467 – 479.

Kroner A., 1985, *Ophiolites and evolution of tectonics boundaries in the late Proterozoic Arabian Nubian Shield of north-east Africa and Arabia*. *Precambrian Research* vol. 27, pp. 277 – 300.

Levin V., Park J., 2000. *Shear zones in the proterozoic lithosphere of the Arabian Shield and the nature of the Hales discontinuity*. *Tectonophysics* vol. 323, pp. 131-148.

Mallick D.I.S., Gass I.G., Cox K.G., De Vries B.V.W., Tindle A.G., 1990. *Perim island, a volcanic remnant in the southern entrance to the Red Sea*. *Geol. Mag.*, vol. 127, pp. 309-318.

Manetti E., Capaldi G., Chiesa S., Civetta L., Conticelli S., Gasparon M., La Volpe L., Orsi G., 1991, *Magmatism of the eastern Red Sea margin in the northern part of Yemen from Oligocene to present*. *Tectonophysics* vol. 198, pp. 181 – 202.

Marty B., Pik R., Gezahegn Y., 1996. *Helium isotopic variations in Ethiopian plume lavas: nature of magmatic sources and limit on lower mantle contribution*. *Earth and Planetary science Letters*, vol. 144, pp. 223 – 237.

McDonough W.F., Sun S.S., 1995. *Composition of the Earth*. *Chemical Geology*, vol. 120, pp. 223-253.

Menzies M.A., Murthy V.R., 1980. *Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle*. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 46, pp. 323-334.

Merla G., Minucci E., 1939, *Missione geologica nel Tigray. La serie dei terreni*. *Rendiconti Reale Accademia d'Italia. Centro studi per l'Africa orientale italiana*.

Meshesha D., Shinjo R., 2007. *Crustal contamination and diversity of magma sources in the northwestern Ethiopian volcanic province. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 102, pp. 272 – 290.

Meshesha D., Shinjo R., 2008, *Rethinking geochemical feature of the Afar and Kenya mantle plumes and geodynamic implications. Journal of Geophysical Research* vol. 113, pp. 17.

Meshesha D., Shinjo R., 2010. *Hafnium isotope variations in Bure volcanic rocks from the northwestern Ethiopian volcanic province: a new insight for mantle source diversity. Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, vol. 105, pp. 101 – 111.

Mohr P., 1967, *The Ethiopian Rift System. Bulletin of the Geophysical Observatory of Addis Ababa* vol. 11, pp. 1 – 65.

Mohr P., 1983, *Volcanotectonic aspects of the Ethiopian Rift evolution. Bulletin centre recherche Elf Aquitaine exploration production* vol. 7, pp. 175 – 189.

Mohr P., Zanettin B., 1988, *The Ethiopian flood basalt province. In: J. D. MacDougall (Editor), Continental flood basalt. Kluwer, the H age*, pp. 63-110.

Mohr P., 1991, *Structure of Yemen Miocene dikes swarms, and emplacement of coeval granite plutons. Tectonophysics*, vol. 198, pp. 203-221.

Mooney W.D., Gettings M.E., Blank H.R., Healey J.H., 1985. *Saudi Arabian seismic-refraction profile: a travelttime interpretation of crustal and upper mantle structure. Tectonophysics* vol. 111, pp. 173-246.

Moore J. M., Davidson A., 1978, *Rift structure in Southern Ethiopia. Tectonophysics* vol. 46, pp. 159 – 173.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., 1988. *Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogist*, vol. 73, pp. 1123-1133.

Mulugeta G., Abebe B., Korme T., Sokoutis D., 2007, *Emplacement mechanisms for continental flood basalts and implications for plume activity during incipient continental breakup. Journal of African Earth Sciences* vol. 48, pp. 137 – 146.

Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G., Siena F., 2011. *Rhyolites associated to Ethiopian CFB: clues for initial rifting at the Afar plume axis. Earth Planet. Sc. Lett.* vol. 312, pp. 59-68.

Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G., Siena, F., 2013a. *The Axum–Adwa basalt–trachyte complex: a late magmatic activity at the periphery of the Afar plume. Contrib. Miner. Petrol.* vol. 166, pp. 351-370.

Natali, C., Beccaluva, L., Bianchini, G., Ellam, R.M., Siena, F., Stuart, F.M., 2013b. *Carbonated alkali-silicate metasomatism in the North Africa lithosphere: evidence from Middle Atlas spinel-lherzolites, Morocco. J. S. Am. Earth Sci.* vol. 41, pp. 113-121.

Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., McCulloch M.T., 1988. *Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean island sources. Geochemical et cosmochimica Acta.*, vol. 52, pp. 1-17.

Niu Y., 1997. *Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites. Journal of Petrology*, vol. 36, pp. 1047-1074.

Ottonello G., Piccardo G.B., Joron J.L., Treuil M., 1978. *Evolution of the upper mantle under the Assab Region (Ethiopia): suggestions from petrology and geochemistry of tectonic ultramafic xenoliths and host basaltic lavas. Geologische Rundschau*, vol. 67, pp. 547-575.

Piccardo, G.B., Zanetti, A., Müntener, O., 2007. *Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: field, textural and geochemical evidence. Lithos* vol. 94, pp. 181-209.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Hofmann C., Ayalew D., 1998, *The northwestern Ethiopian Plateau flood basalts: classification and spatial distribution of magma types. Journal of Volcanology and Geothermal Research* vol. 81, pp. 91 – 111.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B., 1999, *Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. Geochimica and cosmochimica Acta* vol. 63, pp. 2263 – 2279.

Pik R., Marty B., Carignan J., Lavé J., 2003, *Stability of the upper Nile drainage network (Ethiopia) deduced from (U-Th)/He thermochronometry: implications for uplift and erosion of the Afar plume dome. Earth and Planetary Science Letters* vol. 215, pp. 73 – 88.

Pik R., Marty B., Hilton D. R., 2006, *How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view. Chemical geology* vol. 226, pp. 100 – 114.

Pik R., Marty B., Carignan J., Yirgu G., Ayalew T., 2008, *Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: implication for mantle plume activity and evolution of topography. Geology* vol. 36, pp. 167 – 170.

Pollack H.N., Chapman D.S., 1977. *On the regional variation of heat flow, geotherms and the thickness of the lithosphere. Tectonophysics*, vol. 38, pp. 279-296.

Prodehl C., 1985. *Interpretation of a seismic-refraction survey across the Arabian Shield in western Saudi Arabia. Tectonophysics*, vol. 111, pp. 247-282.

Purcell P. G., 1976, *The Marda fault zone, Ethiopia. Nature* vol. 261, pp. 569 – 571.

Reisberg L.C., Lorland J.P. Bedini R.M., 2004. *Reliability of Os model ages in pervasively metasomatised continental mantle lithosphere: a case study of Sidamo spinel peridotites xenoliths (East African Rift, Ethiopia). Chem. Geol.*, vol. 208, pp. 119-140.

Roger J., Bechennec F., Janjoud D., LeMetour J., Wyns R., Beurrier M., 1991. *Geologic map of J'alan, sheet NF 40-8E, Scale 1:100.000, with explanatory notes. Directorate general of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.*

Rogers, N.W., 2006. *Basaltic magmatism and geodynamics of the East African Rift System. Geological Society of London (GSL), Special Publication* vol. 259, pp. 77-93.

Rosendhal B. L., 1987, *Architecture of continental rifts with special reference to east Africa. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* vol. 15, pp. 445 – 503.

Savo A., 2012. *Studio petrologico e geochimico delle vulcaniti della porzione centro-orientale del Plateau Nord-Etiopico. Tesi dottorato di ricerca XXV° ciclo. “Scienze della Terra” – Università di Ferrara.*

Seber D., Mitchell B., 1992. *Attenuation of surface waves across the Arabian peninsula. Tectonophysics*, vol. 204, pp. 137-150.

Sella G., Dixon T. H., Mao A., 2002, *REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. Journal of Geophysical Research* vol. 107, pp. 30.

Shakleton R. M., 1986, *Precambrian collision tectonics in Africa. In: Coward M. P., Ries A. C., (Eds.), Collision tectonics, Geol. Soc. London Spec. Pub. vol. 19, pp. 329 – 349.*

Shaw J. E., Baker J. A., Kent A. J. R., Ibrahim K. M., Menzies M. A., 2007, *The geochemistry of the Arabian Lithospheric mantle – a source for intraplate volcanism? – Journal of Petrology*, vol. 48, n. 8, pp. 1495 – 1512.

Shilling J. G., Kingsley R. H., Hanan B. B., McCully B. L., 1992, *Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for mantle plume-continental lithosphere interaction. J. Geophys. Res.* vol. 97, pp. 10927 – 10966.

Siena F., Beccaluva l., Coltorti M., Marchesi m., Morra V., 1991. *Ridge to hot-spot evolution of the Atlantic lithospheric mantle: evidence from Lanzarote peridotites xenoliths (Canary Island). J. Petrol. Spec.* vol. “orogenic lherzolites and mantle processes”, pp. 271-290.

Sisto A., 2013. *Studio petrografico degli xenoliti di mantello di Dillo e Megado, Etiopia meridionale. Tesi triennale – Dip. di Fisica e Scienze della Terra – Università di Ferrara.*

Smithies R.H., Marsh J.S., 1998. *The Marinkas Quellen carbonatite complex, Southern Namibia; carbonatite magmatism with an uncontaminated depleted mantle signature in a continental setting. Chem. Geol.*, vol. 148, pp. 201-212.

Stern R.J., 1994, *Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African orogen. Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22, 319 – 351.

Stern R.J., Johnson P.R., 2008. *Do variations in Arabian plate lithospheric structure control deformation in the Arabian-Eurasian convergence zone? Donald D. Harrington Symposium on the Geology of the Aegean. IOP Conf. Series. Earth & Environ. Sci. 2. Doi:10.1088/1755-1307/2/1/012005.*

Stern, R. J., Johnson, P., 2010. *Continental lithosphere of the Arabian Plate: a geologic, petrologic, and geophysical synthesis. Earth-Sci. Rev. vol. 101, pp. 29-67.*

Stracke, A., Hofmann, A., Hart ,S., 2005. *FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. Geochem. Geophys. Geosy. vol. 6, doi: 10.1029/2004GC000824.*

Suhr, G., 1999. *Melt migration under oceanic ridges: inferences from reactive transport modeling of upper mantle hosted dunites. J. Petrol. vol. 40, pp. 575-599.*

Sun S.S., McDonough W.F., 1989. *Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In Magmatism in ocean basins (Saunders A.D., Norry M.J. Eds.). geological society of London Special Publication, vol. 42, pp. 313-345.*

Tefera M., Chernet T., Haro W., 1996, *Explanation of the geological map of Ethiopia, second ed. EIGS, Addis Ababa.*

Teklay M., Scherer E.E., Mezger K., Danyushevsky L., 2010. *Geochemical characteristics and Sr-Nd-Hf isotope compositions of mantle xenoliths and host basalts from Assab, Eritrea: implications for the composition and thermal structure of the lithosphere beneath the Afar depression. Contrib. Mineral. Petrol., vol. 159, pp. 731-751.*

Tesfaye S., Harding J. D., Kusky T. M., 2003, *Early continental breakup boundary and migration of the Afar triple junction, Ethiopia. Geological Society of America Bulletin vol. 115, pp. 1053 – 1067.*

Toramaru A., Fujii N., 1986. Connectivity of melt phase in a partially molten Peridotite. *Journal Geoph. Res.*, vol. 91, pp. 9239-9252.

Ukstins I. A., Renne P. R., Wolfenden E., Baker J., Ayalew D., Menzies M., 2002, Matching conjugate volcanic rifted margins: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chrono-stratigraphy of pre- and syn-rift bimodal flood volcanism in Ethiopia and Yemen. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 198, pp. 289 – 306.

Vail J. R., 1983, Pan-African crustal accretion in the north-east Africa. *Journal of African Earth Sciences* vol. 1, pp. 285 – 294.

Varne R., 1970. Hornblende lherzolite and the upper mantle. *Contrib.. mineral. Petrol.*, vol. 27, pp. 45-51.

Varne R., Graham A.L., 1971. Rare earth abundances in hornblende and clinopyroxene of a hornblende lherzolite xenolith: implications for upper mantle fractionation processes. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol. 13, pp. 11-18.

Vearncombe J. R., 1983, A proposed continental margin in the Precambrian of western Kenya. *Geol. Rundsch.* vol. 72, pp. 663 – 670.

Vidal P., Deniel C., Vellutini P.J., Piguet P., Coulon C., Vincent J., Audin J., 1991. Changes of mantle source in the course of a rift evolution. *Geophysical Research Letters*, vol. 18, pp. 1913-1916.

Wells P.R.A., 1997. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib.. Mineral. Petrol.*, vol. 62, pp. 129-139.

White, W.M., Albarède, F., Télouk, P., 2000. High-precision analysis of Pb isotope ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem.Geol.* vol. 167, pp. 257-270.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Deino A., Ayale D., 2004, Evolution of the northern Main Ethiopian rift: birth of a triple junction. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 224, pp. 213 – 228.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Renne P., Kelley S. P., 2005, *Evolution of the southern Red Sea rift: birth of a magmatic margin. Geological Society of America Bulletin* vol. 117, pp. 846 – 864.

Zack T., Brumm R., 1998. *Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in garnet pyroxenites. 7th International Kimberlite Conference. Cape Town, pp. 986-988.*

Zanettin B., Justin-Visentin E., 1973, *Serie di vulcanite etiopiche. 1 – La serie dell’altipiano etiopico centro-orientale. Bollettino della Società Geologica Italiana* vol. 92, pp. 313 – 327.

Zindler A., Hart S.R., 1986. *Chemical geodynamics. Earth and Planetary Sciences, Annual review, vol. 14, pp. 493-571.*