



**Università degli Studi di Ferrara**

**DOTTORATO DI RICERCA IN  
SCIENZE DELLA TERRA**

**COORDINATORE PROF. LUIGI BECCALUVA**

**PETROGENESI E SIGNIFICATO GEODINAMICO DEL  
VULCANISMO DEL PLATEAU NORD ETIOPICO**

**DOTTORANDO**  
DOTT. CLAUDIO NATALI

**TUTORE**  
PROF. LUIGI BECCALUVA

**XX° CICLO**

**ANNI 2005 - 2007**

# INDICE

1 INTRODUZIONE	1
2. INQUADRAMENTO VULCANO-TETTONICO	1
3. CARATTERIZZAZIONE DEL MANTELLO SOTTOSTANTE IL PLATEAU NORD ETIOPICO	9
3.1 Descrizione petrografica degli xenoliti di mantello del sito di Injibara (Gojam)	9
3.2 Descrizione petrografica degli xenoliti di mantello del sito di Dedessa (Wollega)	10
3.3 <i>Caratteristiche petrologiche degli xenoliti di mantello del sito di Injibara(Gojam)</i>	12
3.3.1 <i>Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)</i>	12
3.3.2 <i>Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)</i>	15
3.3.3 <i>Analisi degli elementi maggiori in situ (EPMA)</i>	17
3.3.4 <i>Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)</i>	22
3.4 Caratteristiche petrologiche degli xenoliti di mantello del sito di Dedessa (Wollega)	26
3.4.1 <i>Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)</i>	26
3.4.2 <i>Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)</i>	28
3.4.3 <i>Analisi degli elementi maggiori in situ (EPMA)</i>	30
3.4.4 <i>Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)</i>	35
3.5 Geotermobarometria del mantello sottostante il plateau nord Etiopico	36
3.6 Sistematica isotopica del mantello sottostante il plateau nord Etiopico	38
4. CARATTERIZZAZIONE DEI MAGMI OLIGOCENICI DEL PLATEAU NORD ETIOPICO	40
4.1 Descrizione petrografica dei magmi oligocenici del Plateau nord Etiopico	41
4.1.1 <i>Lave della serie delle Simien Mountanis (Gondar)</i>	41
4.1.2 <i>Lave della serie di Adigrat (Tigray)</i>	42
4.1.3 <i>Lave della serie del Nilo Azzurro (Gojam)</i>	43
4.1.4 <i>Lave della serie di Lalibela (Wollo)</i>	45
4.2 Caratterizzazione petrologica dei magmi Oligocenici del plateau nord Etiopico	47
4.2.1 <i>Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)</i>	47

4.2.2 <i>Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)</i>	61
4.2.3 <i>Analisi degli elementi maggiori in situ (EPMA)</i>	67
4.2.4 <i>Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)</i>	69
4.3 Zoneografia magmatica del plateau nord etiopico	72
4.4 Geotermobarometria dei magmi Oligocenici del plateau nord Etiopico	72
5. MODELLISTICA DELLE SORGENTI DEI MAGMI LT, HT1 E HT2	76
6. DISCUSSIONE DEI RISULTATI RIGUARDANTI IL MANTELLO SOTTOSTANTE IL PLATEAU NORD ETIOPICO	80
7. DISCUSSIONE DEI RISULTATI RIGUARDANTI LE SERIE MAGMATICHE OLIGOCENICHE DI PLATEAU	82
8. MODELLO PETROLOGICO INTEGRATO AD UN SISTEMA GEOGRAFICO INFORMATIVO	85
9. CONCLUSIONI	87
Appendice A	89
Bibliografia	92

## 1. INTRODUZIONE

Dopo gli studi pionieristici di Morgan durante gli anni settanta (1971), l'interesse verso i *plume* di mantello si è nelle ultime decadi rinnovato. Ciò ha generato ipotesi controverse riguardanti la profondità di provenienza, i meccanismi di innesco, la forma e le dimensioni del mantello convettivo in relazione a particolari fenomeni geologici quali gli *hot spots*, le grandi province magmatiche (Large Igneous Provinces – LIP) ed il vulcanismo di rift (Ernst e Buchan, 2001; Foulger et al., 2005).

Tuttavia le caratteristiche fisico-chimiche e petrologiche delle sorgenti di mantello dalle quale furono originati i basalti di plateau delle LIP (Continental Flood Basalts alti e bassi in titanio) sono ancora molto dibattute ed una stima verosimile delle condizioni termobarometriche (P-T) di fusione parziale non è ancora stata prodotta a causa della scarsità dei dati disponibili (Farmer, 2003).

A tal proposito il plateau basaltico Etiopia-Yemen (Oligocene Inferiore) rappresenta una situazione ideale di studio, in quanto la genesi relativamente recente di tali formazioni ha consentito la preservazione di gran parte dei magmi (Lo-Ti CFB fino a Hi-Ti CFB e picriti) effusi in un lasso di tempo molto breve (29-31 Ma) e sovrainposti da vulcaniti alcaline quaternarie che hanno esumato xenoliti di mantello in grado di fornire evidenze dirette della sezione litosferica sottostante.

Il plateau basaltico Etiopia-Yemen corrisponde inoltre alla regione che subì la separazione continentale tra l'Africa e la Penisola Arabica, la quale diede origine al sistema Mar Rosso-Golfo di Aden-Rift Est Africano, centrato nel punto triplo dell'Afar ove è oramai ampiamente accettata l'esistenza di un *plume* di mantello di origine profonda (Hoffman et al., 1997; Courtillot et al., 2003).

Argomento di questa tesi è lo studio petrologico e geochimico integrato delle lave oligoceniche del plateau nord etiopico e degli xenoliti di mantello esumati da lave alcaline quaternarie sovrastanti il plateau o eruttate in aree immediatamente adiacenti.

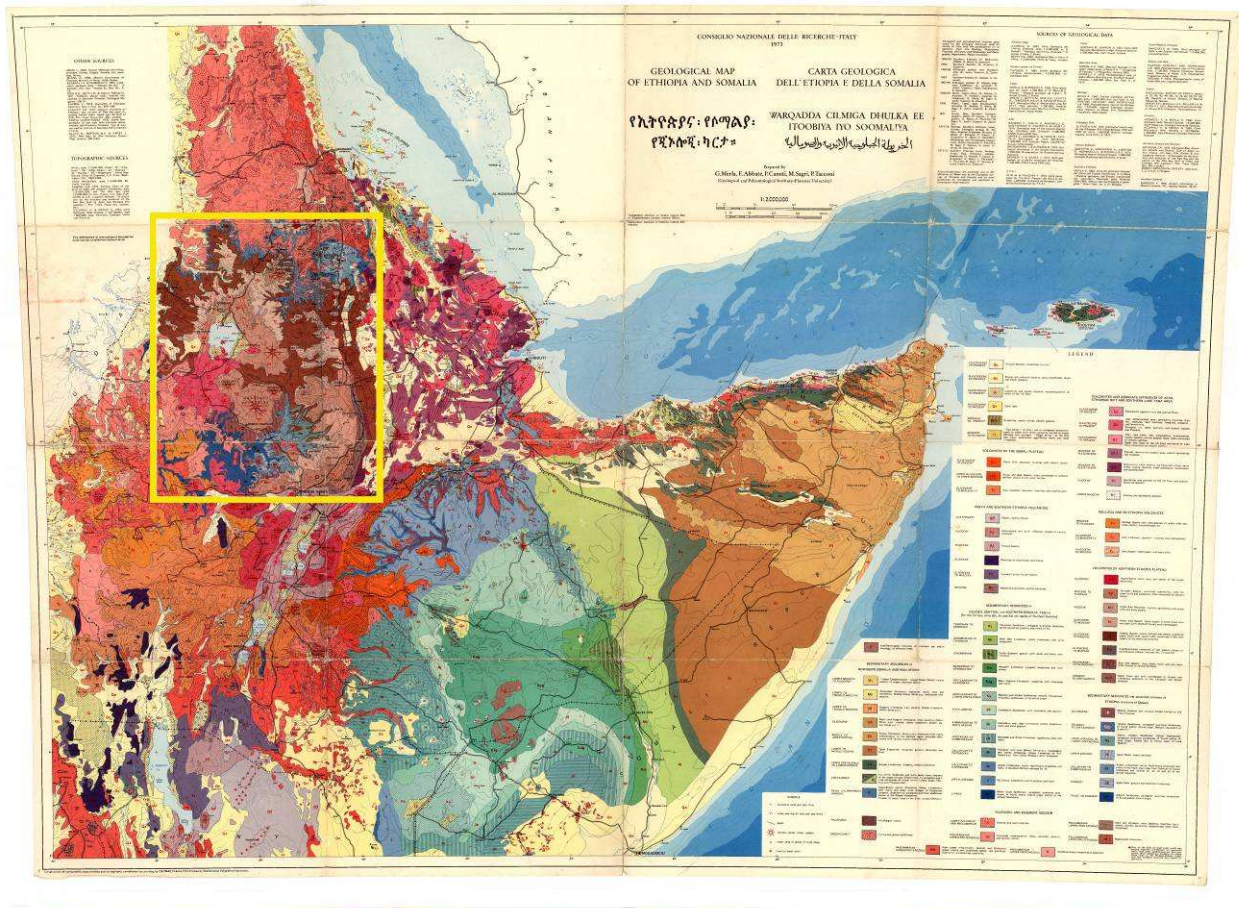
L'obiettivo è quello di pervenire ad una stima quantitativa delle condizioni P-T-X che hanno presieduto alla genesi dei magmi di plateau e ad una valutazione del ruolo eventualmente giocato dal *plume* dell'Afar nella genesi dei magmi e nell'evoluzione geodinamica dell'area.

## 2. INQUADRAMENTO VULCANO-TETTONICO

Il plateau nord etiopico si estende approssimativamente tra 35-40° E di longitudine e tra 9-15° N di latitudine, ricoprendo un'area di circa 250.000 km<sup>2</sup>. Sebbene l'altezza media del plateau sia di circa 1650 m s.l.m. le quote topografiche inferiori, misurate nelle incisioni dei grandi fiumi che lo attraversano, sono di circa 1000 m s.l.m. mentre il Ras Dashen rappresenta la vetta più alta del



plateau (Simien Mountains) raggiungendo 4533 m s.l.m. I fiumi più importanti che attraversano il plateau etiopico sono il Nilo Azzurro che attraversa la sua porzione meridionale e il Tekezzè che scorre più a nord (fig1.1).



**Figura 1.1 – La “Carta geologica dell’Etiopia e della Somalia” (Merla et al., 1973). Il plateau nord etiopico è raffigurato nell’area rettangolare di colore giallo.**

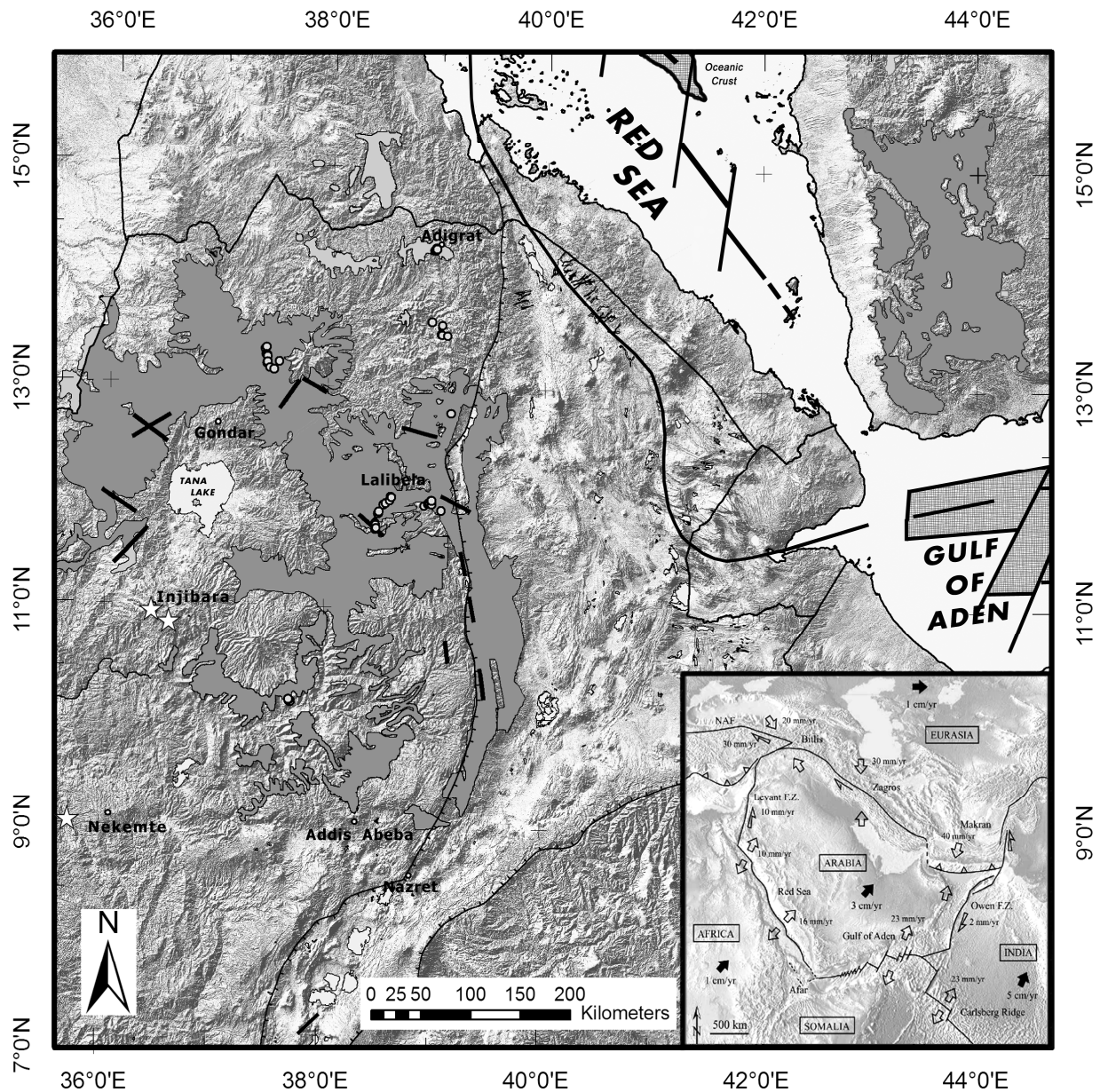
Il plateau nord etiopico è una delle più giovani fra le grandi province vulcaniche (Large Igneous Provinces – LIP) ed è il risultato di molteplici eventi magmatici e tettonici a varie scale che dall’Oligocene ad oggi hanno contribuito alla sua evoluzione.

Nell’area oggetto di studio il basamento di basso grado metamorfico di età Neoproterozoica, strutturatosi durante l’orogenesi Pan-Africana, ha subito varie fasi di uplift dal Cretaceo Superiore (Bosworth, 2005). Tale rigonfiamento (*bulging*) litosferico ha avuto fasi parossistiche durante l’Eocene Medio-Superiore/Oligocene (Bosellini et al., 1987; Menzies et al., 2001; Şengör 2001) ed è successivamente continuato fino al Neogene (Gani et al., 2007).

Tali ipotesi sul timing dei principali eventi tettonici nell’area sono basate principalmente nelle sequenze pre-rift mesozoiche, le quali testimoniano una storia locale di eventi di variazione relativa del livello marino, a volte gradualis, a volte drammatici per rapidità e entità.

A livello regionale, sopra il basamento poggiano le Adigrat Sandstones (Trias Superiore-Giurassico Medio), costituite generalmente da quarzoareniti che nella sezione del Nilo Azzuro presso Dejen raggiungono gli 800 m di potenza. Questa formazione è caratterizzata da stratificazioni incrociate e altre strutture sedimentarie che riconducono ad un ambiente fluvio-deltizio. Il passaggio ai Calcari di Antalho (Giurassico Superiore), costituiti essenzialmente da calcari marnosi francamente marini, è graduale e testimoniato da letti di argille siltose, calcalreniti e lateriti al tetto delle Adigrat Sandstones. Ciò testimonia un evento di “sprofondamento” dell’area che, iniziato durante l’Oxfordiano, indica il primo evento trasgressivo dopo la deposizione continentale Paleozoico-Tardo Giurassica. Le Agula Shales (Giurassico Superiore), costituite da marne argillose intercalate a livelli calcarei, quarzoarenitici ed evaporitici, testimoniano l’evento che inverte la tendenza di trasgressione registrata dai Calcari di Antalho. Le Amba Aradam Sandstones, (Cretacico Inferiore) che identificano il completamento del ciclo regressivo poggiando in discordanza angolare sulle Agula Shales, sono costituite da quarzoareniti intercalate a conglomerati quarzosi e argille siltose (Dramis et al., 2006). Dove la sequenza deposizionale è ben conservata (area di Mekelle) i basalti di plateau (Oligocene Inferiore) poggiano in discordanza angolare sulle Amba Aradam Sandstones, mentre nella sequenza del Nilo Azzurro essi affiorano direttamente al contatto erosivo con i Calcari di Antalho. Il vulcanismo che li ha originati è generalmente di tipo fissurale con orientazione dei dicchi di alimentazione NE-SW e NW-SE parallela agli assi di propagazione dei rift oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden (Mège e Korme, 2004).

I basalti del plateau nord etiopico hanno spessori variabili da 450 m (serie del Nilo Azzurro) fino a 1800 m (serie di Lalibela e Simien Mountains) e, sulla base di datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Ukstins et al. (2002) indicano che la loro eruzione ha avuto luogo da 31 a 29 Ma, contemporaneamente a quelli che attualmente costituiscono il plateau yemenita (fig. 1.2).



**Figura 1.2 – Raffigurazione dell’area di studio centrata sul triangolo dell’Afar e basata su immagini NASA SRTM (Shuttle Radar Tomography Mission). Sono raffigurati i principali lineamenti tettonici (linea continua nera), le scarpate (└), i basalti del plateau nord etiopico e yemenita (aree riempite), i dicchi di alimentazione dei CFB (tratti neri, Mège e Korme, 2004) e le località nodulifere (stelle). Nell’insero è raffigurata la situazione cinematica attuale (Bellahsen et al., 2003).**

Sulla base di dati stratigrafici Bosellini et al. (1987) datano l’inizio del sollevamento a scala regionale dell’area comprendente l’attuale plateau nord etiopico, quello yemenita e gran parte della Somalia, almeno dall’ Eocene Superiore.

Şengör (2001) suggerisce che il plateau etiopico, precedentemente all’eruzione dei basalti di 30 Ma, già durante le prime fasi dell’Oligocene aveva raggiunto circa 1 km di altitudine. Successivamente cominciò l’incisione del plateau da parte del Nilo Azzurro e del Tekezzè (Pik et al., 2003).

La seconda fase vulcanica di età Oligocenica Superiore (29–26 Ma) è stata caratterizzata da vulcanismo bimodale basaltico alcalino e riolitico che ha portato alla formazione di vulcani a scudo di notevoli dimensioni (Choke, Gugufu) sovrainposti al plateau tholeiitico Oligocenico ed eventi ignimbrici. Tuttavia Kieffer et al. (2004) datano questi edifici attorno ai 22 Ma in accordo con Ukstins et al., (2002) che identificano un decremento lineare dell'età delle vulcaniti da nord verso sud lungo la scarpata orientale del plateau.

La fase di vulcanismo “sin-rift” (25-19 Ma) è stata contraddistinta da scarsi volumi di magmi basaltici quasi del tutto erosi successivamente alla loro deposizione. Questo evento, in Etiopia, risulta quasi contemporaneo all'inizio della rottura continentale. In Yemen la transizione da vulcanismo “pre-rift” a “sin-rift” è identificata da *break-up unconformity* che separa basalti di 26,7 Ma di anni da una successiva colata trachitica datata 19,9 Ma (Baker et al., 1996).

Attorno a 20 Ma si ha l'inizio del vulcanismo bimodale Mio-Pliocenico in Afar che si sviluppa preferenzialmente lungo fratture che evidenziano il marcato carattere distensivo dell'area (Barberi et al., 1972, 1975; Zanettin et al., 1978). La transizione da una fase basaltica ad una riolitica attorno a 14 Ma è stata messa in relazione alla collisione tra la placca Arabica e quella Eurasiatica (Şengör e Yılmaz, 1981), mentre il successivo ritorno alla fase basaltica a ca. 10 Ma è coevo alla rapida propagazione del Golfo di Aden centro-occidentale (Bosworth et al., 2005).

L'Afar Stratoid Series è caratterizzata da singoli centri eruttivi che emettono basalti, comenditi e hawaiiiti nella parte settentrionale della depressione e rappresenta la transizione tra rifting continentale ad oceanico (Barberi et al., 1975).

Il vulcanismo quaternario si sviluppa non solo in Afar, ma l'attività riprende anche sul plateau. Si tratta di un vulcanismo che si sviluppa principalmente con numerosi centri di emissione lavici e coni di scorie sul plateau (località Injibara-Tilili) mentre può manifestarsi con grandi vulcani a corpo centrale allineati su andamenti fissurali nella Rift Valley. I prodotti sono basalti alcalini, basaniti, tefriti fino ad eruzioni ignimbriche peralcaline. Nell'Afar si sviluppa associata a questo vulcanismo anche una complessa situazione strutturale distensiva che comprende faglie listriche a basso angolo orientate parallelamente alla direzione dei vari Tendaho, Asal e Dobi-Hanle rifts che si trovano ad ovest del Danakil block, che vari autori considerano una microplacca in separazione dall'Africa. Acton et al., 1991 interpretano questi rift come lineamenti tettonici che favoriranno la deriva del blocco verso NE attraverso la produzione di crosta oceanica. Questa ipotesi è supportata dai dati geofisici che indicano uno spessore crostale di 6-10 Km sotto l'allineamento vulcanico a ovest del Gofu di Tadjoura in contrasto ai 20 km di spessore nelle porzioni più interne della depressione dell'Afar (Mohr, 1989).

Il plateau nord etiopico è delimitato ad est dalla Rift Valley Escarpment composta da diversi sistemi di faglie normali. Wolfenden et al. (2004) hanno riscontrato che nella Rift Valley etiopica settentrionale (Northern Main Ethiopian Rift - NMER) in origine (10,6 Ma) esse avevano direzione N 35° E ma una loro riattivazione durante un successivo evento tettonico a 6 Ma (contemporaneo all'Afar Stratoid Series) le ha portate ad avere direzioni attorno a N 15° E.

La questione fondamentale riguardante la genesi della giunzione tripla, il sollevamento dell'area e la fratturazione litosferica è rappresentata proprio dall'ordine cronologico in cui questi eventi si succedono.

Nella situazione di *rifting* passivo, cioè legato a forze indotte dalle dinamiche orizzontali delle placche, si verificherebbe una successione di eventi che comincia con la fratturazione litosferica seguita dal sollevamento dell'area e quindi da vulcanismo. Un fenomeno di subduzione ai margini della placca interessata, determinerebbe un assottigliamento litosferico per stiramento (*slab-pull*), causando risalita astenosferica.

Nella situazione di *rifting* attivo invece avremo fenomeni di plume di mantello innescati da anomalie termiche che si traducono in flussi di "galleggiamento" ("*a narrow, dominantly vertical flow driven by buoyancy*" Chapman Conference, 2005) che inducono a loro volta processi di:

1. risalita di mantello astenosferico e conseguente inarcamento della litosfera
2. assottigliamento e fessurazione della litosfera con vulcanismo di plateau
3. ed infine lacerazione e separazione dei margini continentali che possono portare a processi di oceanizzazione (Şengör e Burke, 1978; Şengör, 2001)

Vi è un generale accordo sull'esistenza del plume di mantello sotto l'Afar, ma rimane un acceso dibattito sulla natura e cronologia dell'assottigliamento litosferico. Makris e Ginzburg (1987) e Mohr (1989) sostengono l'ipotesi di una litosfera assottigliata passivamente da parte di stress indotti dalla subduzione della Tetide originando i Monti Zagros (Courtilot et al., 1987; Joffe e Garfunkel, 1987), mentre Gass (1970), Morgan (1970), Schilling (1973), Schilling et al. (1992) suppongono che sia l'esistenza di una forza locale (plume?) ad indurre e condurre la cinematica degli eventi.

La convergenza della placca Arabica verso quella Eurasiatica, lungo il fronte orogenetico dei monti Zagros, avviene molto più velocemente nella sua parte meridionale (18 mm/anno) che coinvolge crosta oceanica in subduzione, mentre è più lenta in quella settentrionale (8 mm/anno) dove la collisione interessa oramai due croste continentali (Bayer et al., 2003). Appare quindi verosimile che, almeno fino a quando la subduzione sotto gli Zagros era attiva (ca. 14 Ma), lo *slab-pull* esercitato dalla placca Arabica sul sistema abbia favorito la distensione, l'assottigliamento e l'apertura del triangolo dell'Afar (Courtilot, 1982).



A questo proposito White e McKenzie (1989) suggeriscono un modello di generazione di fusi per risalita passiva di plume di mantello che sarebbe responsabile del magmatismo di plateau nella quasi totalità delle situazioni di rifting continentale incluso l'Afar. In questo caso l'eruzione delle *traps series* avvenuta ca. 30 Ma fa (Hoffmann et al., 1997) testimonierebbe il raggiungimento della base della litosfera da parte del plume. White e McKenzie (1989) affermano anche che un'anomalia termica di 100-200°C che interessi una regione di mantello litosferico della larghezza di 2000 Km sia sufficiente per la produzione di un enorme volume di fusi magmatici. Questo volume sarebbe direttamente proporzionale all'entità di assottigliamento litosferico e dell'anomalia termica.

L'ipotesi di *rifting* attivo invece invoca un sollevamento litosferico iniziale (*plume impinging*), una successiva eruzione di basalti originati per decompressione adiabatica ed infine la lacerazione litosferica (Shilling et al., 1992).

Questa ipotesi sembra meglio adattarsi alla situazione etiopica in quanto gli stress indotti riguardanti la placca africana (Nubia e Somalia) se considerata solidale con la placca Arabica, avrebbero dovuto trascinare la porzione somala verso nord, a causa dello *slab-pull*, e non in direzione divergente (sud est) come effettivamente riscontrato (Bilham et al., 1999). Gass (1975) afferma inoltre che la posizione della placca Africana è da considerarsi praticamente fissa rispetto al plume di mantello almeno negli ultimi 40 Ma. In aggiunta, la placca Somala ha seguito una cinematica non relazionabile alla subduzione subita dalla placca Arabica ma ascrivibile all'apertura del Golfo di Aden, dorsale Sheba orientale e dorsale medio Oceano Indiano (Bilham et al., 1999). Dunque risulta più probabile che tale movimento sia stato supportato dall'instaurarsi di un plume di mantello sotto l'Afar (Beyene e Abdelsalam, 2005). La bassa velocità di espansione del Main Ethiopian Rift, 4 mm/anno (Bilham et al., 1999), è la risultante delle forze di espansione centrifuga che si dipartono dal triangolo dell'Afar.

Il domo dell'Afar comincia a formarsi secondo Gass (1975) a ca. 40 Ma, raggiungendo un'altitudine di circa 1 Km nell'Oligocene Inferiore (Şengör, 2001). Il tasso di sollevamento dell'area è stato stimato in 110 m/Ma (WoldeGabriel et al., 1990). Un trasporto di massa e di calore che si traduce in una spinta dinamica verso l'alto rappresenta la causa più probabile nei primi stadi di sollevamento rispetto ad una successiva erosione ed assottigliamento termochimico della litosfera (Şengör, 2001).

Zeyen et al. (1997) suppongono che prima dello sviluppo della depressione dell'Afar l'intera litosfera abbia subito una deformazione uniforme, non differenziale, dovuta probabilmente a forze distensive indotte da *slab-pull*. Studi stratigrafici eseguiti da Hughes et al. (1991) sui sedimenti marini *syn-rift* del Golfo di Aden e del Mar Rosso suggeriscono che queste due zone si trovavano topograficamente al livello del mare nell'Oligocene Medio e dunque è probabile che la paleo

posizione di massimo sollevamento fosse ubicata approssimativamente 160 km a sud ovest rispetto all'attuale (Tesfaye et al., 2003). Un'altra spiegazione ai dati di Hughes et al. sarebbe il sollevamento differenziale di alcune aree rispetto ad altre subsidenti nella Depressione dell'Afar. Infatti White e McKenzie (1989) propongono che per il riassetto isostatico di un'area avente un fattore 5 di stiramento litosferico si formino aree con subsidenza di ca. 2 km se non sussistono significativi effetti termici, oppure aree in sollevamento se l'anomalia termica crea un eccesso di temperatura superiore 150°C. Considerando il basso flusso di calore dell'area, ca. 50 mW/m<sup>2</sup> (Zeyen et al., 1997) possiamo supporre che il Golfo di Aden e il Mar Rosso subirono una deformazione litosferica senza significativi effetti della temperatura, guidata cioè principalmente da *slab-pull* esercitato dalla subduzione della placca Arabica sotto quella Eurasiatica, localizzata sotto il Zagros Orogenic Front (Beyene e Abdelsalam, 2005). Il primo evento vulcanico di volume significativo riguardante l'area del plateau sud etiopico si ebbe a ca. 45 Ma (WoldeGabriel et al., 1990; Ebinger et al., 1993) mentre l'evento magmatico principale si verificò a 30 Ma ed ebbe una durata di 1-2 Ma nell'area dell'attuale plateau nord etiopico (Hofmann et al., 1997; Hempton, 1987). Ebinger e Sleep (1998) e Şengör (2001) escludono che ogni evento vulcanico riguardante l'area di plateau avvenuto prima di 30 Ma sia da porre in relazione con il plume dell'Afar. Sicuramente la deformazione dell'area era cominciata con la diffusione di faglie normali di orientazione NW durante il Cretaceo in risposta alla subduzione Arabia-Eurasia sotto gli Zagros (Joffe ed Garfunkel, 1987). L'instaurarsi del plume sotto l'Afar (a circa 30 Ma) con conseguente rigonfiamento litosferico ha favorito il rifting lungo le zone sottoposte a stress originati dalla migrazione verso NE della placca Arabica (*slab-pull*), e conseguente formazione di una giunzione tripla nell'Afar - Mar Rosso, Golfo di Aden, Main Ethiopian Rift - (Zeyen et al. 1997; Şengör, 2001). Il parziale collasso del domo Afro-Arabico portò alla formazione della depressione dell'Afar a 24 Ma (Kurstén, 1975). Il limitato tasso di espansione che regola l'apertura del MER potrebbe essere attribuito all'effetto di distensione crostale originato dal plume in risalita (Beyene e Abdelsalam, 2005), mentre la propagazione del Mar Rosso e del Golfo di Aden si ripercuote tuttora anche nella depressione dell'Afar lungo il margine occidentale del Danakil Block (Ayele et al., 2005). L'espansione oceanica del Golfo di Aden cominciò quindi a 10 Ma mentre quella del Mar Rosso si propagò a partire da 4 Ma (Kurstén, 1975). Al Pliocene è da attribuirsi la transizione da rifting continentale ad oceanico nella depressione dell'Afar in relazione alla deposizione dell'Afar Stratoid Series che mascherò tutte le strutture tettoniche preesistenti (Barberi et al., 1974; Barberi e Varet, 1977).

### 3. CARATTERIZZAZIONE DEL MANTELLO CHE SOGGIACE IL PLATEAU NORD ETIOPICO

#### 3.1 Descrizione petrografica dei noduli di mantello del sito di Injibara (Gojam)

Il sito di Injibara è ubicato a 10°50'27'' di latitudine Nord e 37°02'09'' di longitudine Est nella regione del Gojam, 100 km a sud-ovest del lago Tana (fig. 3.1.1). I noduli di mantello sono inclusi in una colata di composizione tefritica di circa venti metri di potenza situata qualche chilometro ad ovest del villaggio di Injibara (fig. 3.1.2).

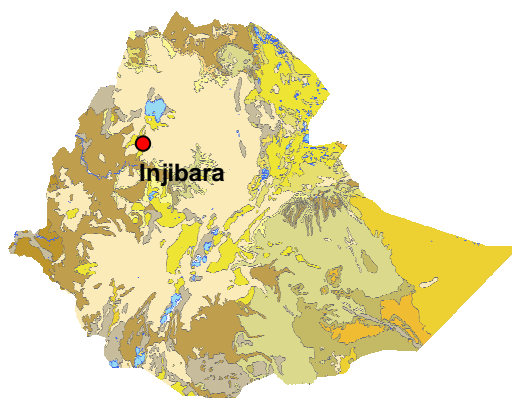


Figura 3.1.1 - Ubicazione del sito nodulifero di Injibara (Gojam).

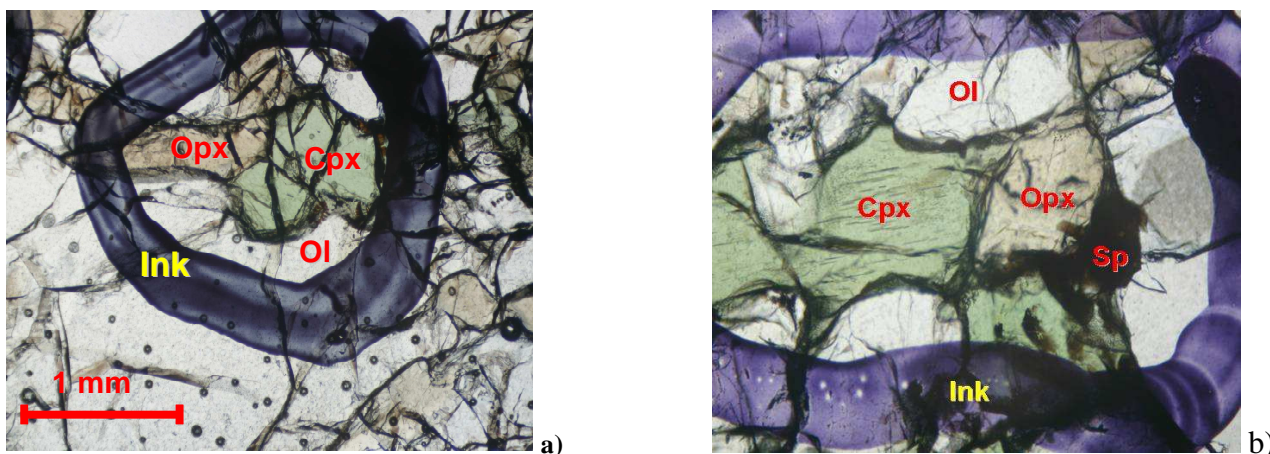


Figura 3.1.2 - Vista panoramica del campo vulcanico nei pressi di Injibara (Gojam).

I noduli hanno diametro variabile da qualche centimetro fino a qualche decimetro. Il campionamento è composto da 65 campioni dai quali sono state ricavate le sezioni sottili per l'osservazione petrografica al microscopio ottico. La paragenesi primaria identificata è composta da tre fasi mineralogiche silicatiche quali olivina (ol), ortopirosseno (opx) e clinopirosseno (cpx) più una fase alluminifera costituita da spinello (sp). Gli xenoliti, a composizione peridotitica, presentano generalmente strutture protogranulari, eterogranulari a grana media con cristalli dai bordi lobati, ben definiti, che non presentano evidenze di reazione (fig 3.1.3.a). I cristalli più grandi di olivina appaiono quasi sempre deformati e sono caratterizzati da *kink-banding*, mentre nei



cristalli di pirosseni si riscontrano fenomeni di smescolamento allo stato solido manifestato dalla presenza di lamelle di enstatite in cristalli di clinopirosseno e di diopside in ortopirosseno (fig. 3.1.3.b).



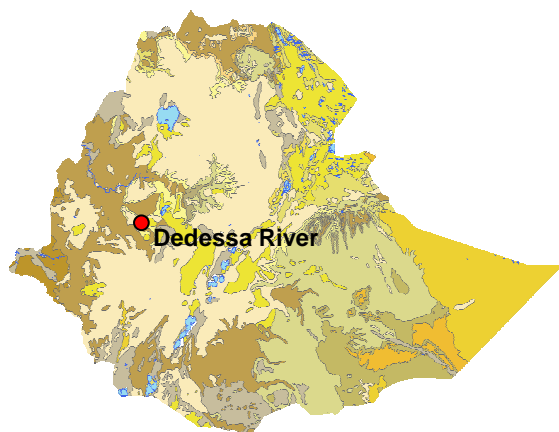
**Figura 3.1.3. – a) Micrografia che mostra la tipica tessitura degli xenoliti del sito di Injibara (Gojam). b) Particolare di una micrografia che mostra la paragenesi degli xenoliti del sito di Injibara.**

Non si individuano tessiture pirometamorfiche se si fa eccezione per i limiti cristallini degli spinelli ove, in alcuni casi, è possibile identificare un sottile bordo di reazione che porta alla formazione di microcristalli di olivina e pirosseno. In generale la campionatura dei noduli peridotitici si presenta strutturalmente e tessituralmente abbastanza omogenea.

Nel caso di campioni costituiti prevalentemente da cristalli di opx e cpx le strutture sono sempre granulari, con cristalli di ortopirosseno di dimensioni millimetriche. I pirosseni in genere sono caratterizzati dalla presenza di lamelle di smescolamento che risultano più abbondanti nei cristalli di grandi dimensioni. I bordi dei minerali sono ben definiti talora con punti tripli a 120 gradi presumibilmente derivanti da una ricristallizzazione nel campo del subsolidus.

### 3.2 Descrizione petrografica dei noduli di mantello del sito di Dedessa (Wollega)

Il campionamento è stato effettuato presso il fiume Dedessa, nella regione chiamata Wollega, a 50 km ovest dell'abitato di Nekemte nel punto in cui esso attraversa la strada che da Addis Abeba prosegue verso il Sudan, in posizione marginale rispetto al plateau etiopico. Il fiume incide il basamento metamorfico paleozoico e l'affioramento è posizionato sulla riva sinistra ad un'altitudine relativa di circa 50 m (altitudine s.l.m. pari a 1350 m). La colata di composizione basanitica (fig. 3.2.1) contenente gli xenoliti di mantello è ubicata a 09°01'34'' di latitudine Nord e 36°10'01'' di longitudine Est ed ha una potenza di circa 10 m (fig 3.2.2).



**Figura 3.2.1 - Ubicazione del sito di Dedessa (Wollega).**



**Figura 3.2.2 - Fotografia della colata contenente gli xenoliti di mantello nel sito di Dedessa (Wollega).**

I noduli di mantello inclusi nella lava ospite hanno un diametro variabile da 1 a 5 cm e si presentano variamente alterati. La campionatura è composta da 57 xenoliti di mantello dai quali sono state ricavate le sezioni sottili per l'osservazione al microscopio ottico.

La paragenesi primaria individuata è composta da olivina, ortopirosseno, clinopirosseno e spinello come fase alluminifera. La maggior parte degli xenoliti appare, a diversi gradi, pervasa dal basalto ospite. L'interazione del fuso con i granuli della roccia di mantello tende a modificare e a mascherare le relazioni tessiturali presenti anteriormente alla loro esumazione. Nella maggior parte dei noduli si riscontrano strutture porfiroclastiche e tessiture pirometamorfiche sovrainposte, caratterizzate da clinopirosseni con bordi di reazione dall'aspetto spugnoso (*spongy*) e spinelli zonati con un bordo scuro e nucleo più chiaro. Ove ci sia il contatto tra clinopirosseni *spongy* e spinelli la reazione produce aloni di cristallizzazione secondaria identificata da microcristalliti di olivina e feldspati (fig. 3.2.3).

Alcuni campioni però sono caratterizzati da strutture protogranulari a grana media con olivine primarie (spesso affette da deformazioni reticolari - *kink-banding*), ortopirosseni che possono arrivare a dimensioni di diversi millimetri e clinopirosseni che non presentano bordi di reazione (fig. 3.2.4).

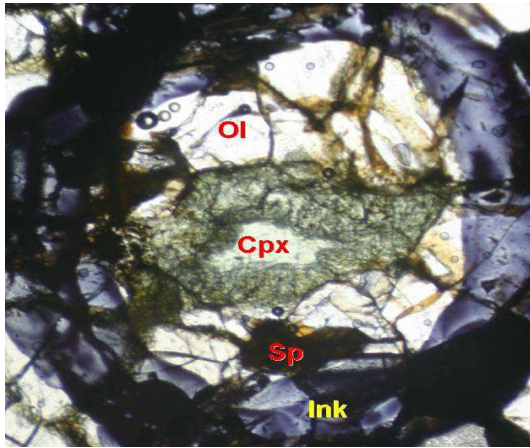


Figura 3.2.3 - Micrografia che rappresenta il tipico aspetto dei clinopirosseni di Dedessa con bordi *spongy*.

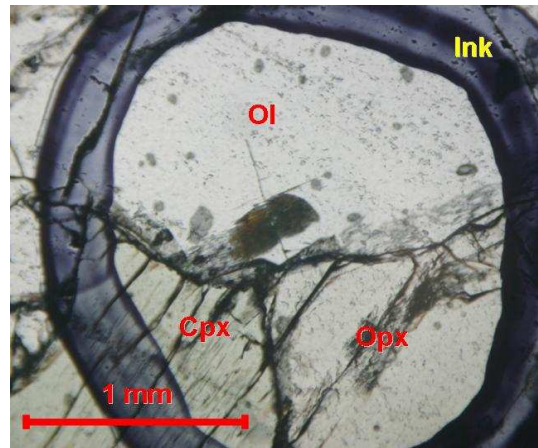


Figura 3.2.4 - Micrografia che mostra una tessitura protogranulare a grana media del sito di Dedessa.

In queste sezioni tutti i cristalli fanno parte della paragenesi primaria e presentano deformazioni cristalline. I pirosseni sono caratterizzati da riequilibrio nel campo del subsolidus manifestato dalla presenza di lamelle di smescolamento di enstatite in cristalli di clinopirosseno e diopside in cristalli di ortopirosseno.

### 3.3 Caratteristiche petrologiche degli xenoliti di mantello del sito di Injibara(Gojam)

#### 3.3.1 Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)

Le analisi in fluorescenza a raggi X (XRF) 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 Scienze della Terra dell'Università di Ferrara secondo le modalità e le specifiche analitiche descritte in Appendice A. Sono stati analizzati 20 campioni di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). In base all'analisi degli elementi maggiori è stato dunque possibile effettuare una prima classificazione mineralogica basata sul contenuto normativo (norma CIPW) delle tre fasi silicatiche contenute nelle peridotiti (olivina, ortopirosseno e clinopirosseno), dalla quale si evince che la nostra campionatura è composizionalmente molto varia. In particolare essa è composta da 12 campioni di lherzoliti, 3 di harzburgiti e 5 di olivinwebsteriti (fig. 3.3.1.1). Il numero di magnesio (mg#) nelle lherzoliti varia da 90 a 92, in 3 lherzoliti povere in clinopirosseno (GOJ4, GOJ19, GOJ25) da 87 a 88 mentre nelle olivinwebsteriti varia da 81 a 85. Come evidenziato dai diagrammi di variazione, che mettono in relazione gli ossidi degli elementi maggiori con l'mg#, non emergono chiare evidenze di trend di fusione parziale all'interno della nostra campionatura (fig. 3.3.1.2). Le analisi sono contenute in tabella 3.3.1

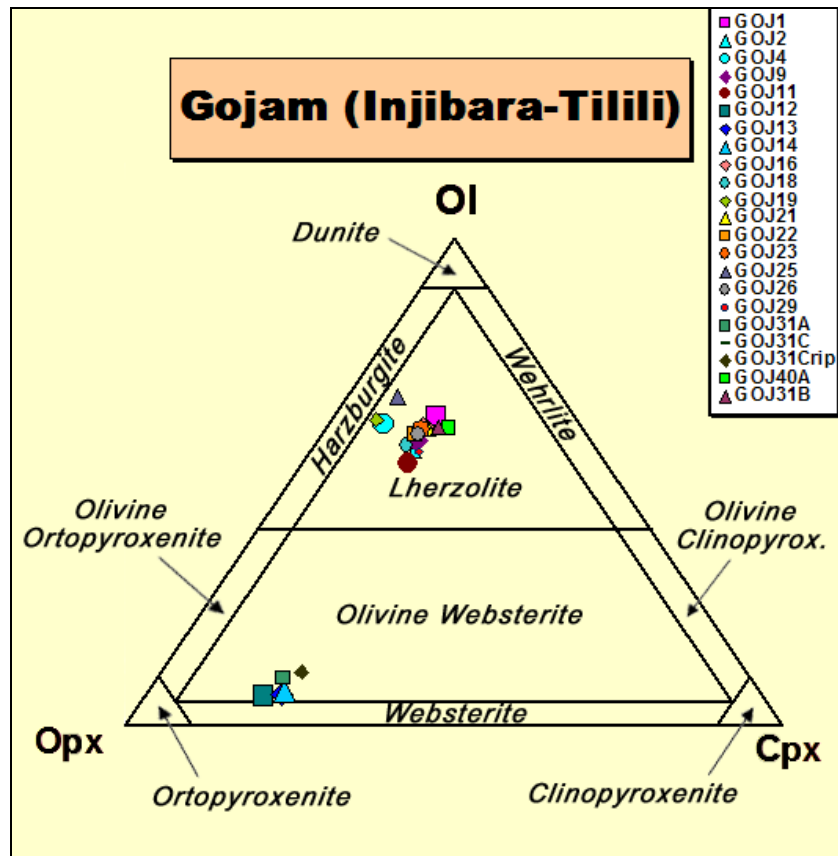


Figura 3.3.1.1 - Diagramma Ol-Opx-Cpx del sito di Injibara (Gojam)

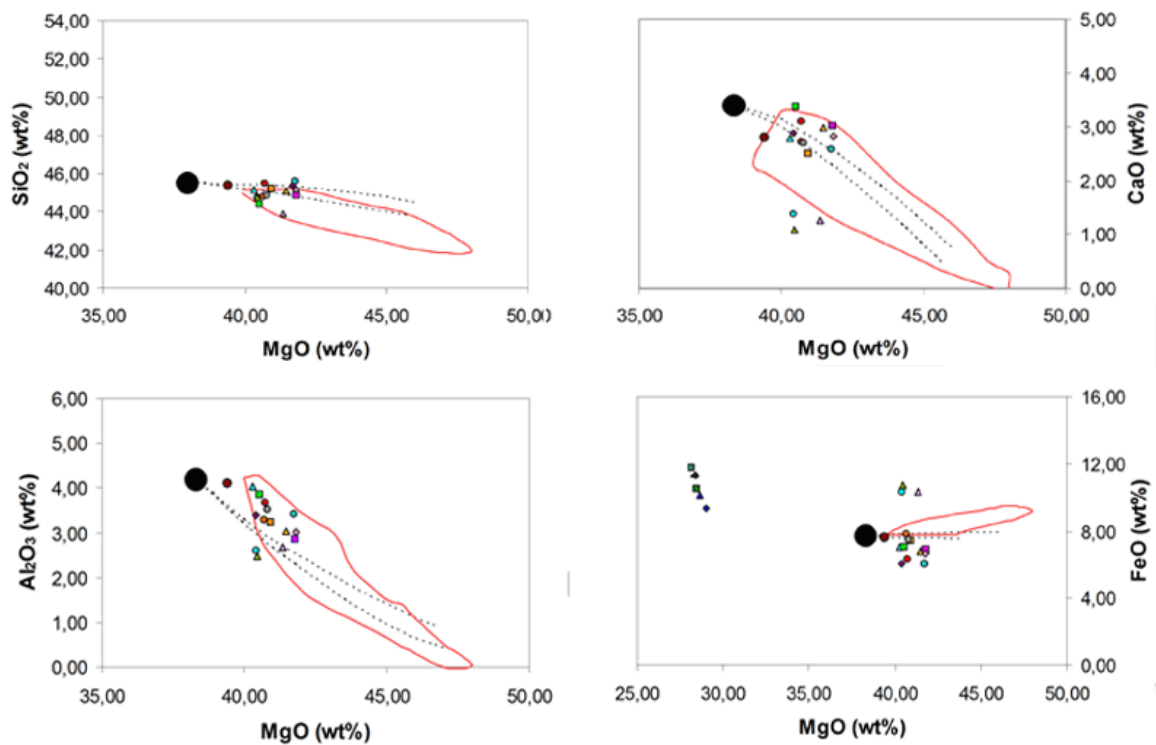


Figura 3.3.1.2 - Diagrammi di variazione degli elementi maggiori su MgO (wt%) degli xenoliti del sito di Injibara (Gojam). I campi delle peridotiti abissali (linee rosse), i trend di fusione parziale (linee tratteggiate) e la composizione della sorgente lherzolitica fertile (circoli riempiti) sono state estratte da Niu (1997).

**Tabella 3.3.1 - Analisi in fluorescenza a raggi x (XRF) della campionatura del sito di Injibara (Gojam).  
Lher.=Lherzolite, OIWb=Olivinwebsterite.**

	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	OIWb	OIWb	OIWb	Lher.	Lher.	Lher.
(wt%)	GOJ1	GOJ2	GOJ4	GOJ9	GOJ11	GOJ12	GOJ13	GOJ14	GOJ16	GOJ18	GOJ19
<b>SiO<sub>2</sub></b>	44,40	44,60	44,01	44,91	44,81	50,97	51,18	50,63	44,70	45,21	44,05
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,15	0,15	0,16	0,15	0,14	0,33	0,29	0,35	0,14	0,13	0,15
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,83	3,99	2,55	3,37	4,06	4,91	5,05	4,87	2,98	3,40	2,44
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,58	7,74	11,26	6,67	8,35	11,46	10,21	11,02	7,33	6,67	11,73
<b>MnO</b>	0,13	0,13	0,15	0,12	0,16	0,17	0,17	0,17	0,13	0,12	0,15
<b>MgO</b>	41,37	39,81	39,75	41,27	38,90	27,89	28,58	28,11	41,40	41,38	39,80
<b>CaO</b>	3,00	2,74	1,37	2,85	2,77	2,69	3,22	3,52	2,79	2,56	1,07
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,26	0,34	0,17	0,26	0,35	0,57	0,60	0,47	0,25	0,27	0,15
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,16	0,11	0,05	0,00	0,00	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
<b>LOI</b>	0,25	0,47	0,56	0,38	0,44	0,81	0,56	0,79	0,27	0,24	0,44
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
(ppm)											
Ba	7	10	8	11	31	31	18	15	4	12	2
Ce	10	10	14	13	9	0	0	0	14	16	14
Co	102	106	121	109	106	99	76	80	103	109	123
Cr	1612	1868	2046	1630	2032	2529	2216	2473	1586	1574	2016
La	1	1	4	0	2	4	9	6	0	0	4
Nb	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
Ni	1799	1616	2040	1825	1713	1486	851	1096	1792	1839	2130
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sr	12	42	2	15	11	22	21	16	10	17	0
Th	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	80	74	70	80	78	161	162	169	78	73	62
Y	5	4	4	5	4	3	3	3	3	4	3
Zn	37	43	69	40	41	55	53	51	37	41	71
Zr	1	1	1	3	4	8	18	5	2	2	1
Cu	40	58	22	31	20	469	182	413	42	32	24
Ga	2	2	2	3	2	0	0	0	3	3	2
Nd	68	63	62	71	52	15	18	14	66	74	59
S	0	0	0	0	0	207	65	99	0	0	0
Sc	16	17	10	18	16	25	27	24	17	15	13
(%)											
<b>OI</b>	63	56	62	59	54	6	7	7	61	57	63
<b>Opx</b>	21	28	30	26	30	75	72	72	24	28	30
<b>Cpx</b>	15	16	8	15	16	18	20	20	15	14	7
<b>tot</b>	100	100	100	100	100	98	99	99	100	100	99

**Tabella 3.3.1 – (continua)**

	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>	<i>OIWb</i>	<i>OIWb</i>	<i>OIWb</i>	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>
(wt%)	GOJ21	GOJ22	GOJ23	GOJ25	GOJ26	GOJ29	GOJ31A	GOJ31C	GOJ31Crip	GOJ40A	GOJ31B
<b>SiO<sub>2</sub></b>	44,69	44,71	44,30	43,23	44,29	45,13	49,89	49,73	49,65	44,01	43,03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,15	0,13	0,15	0,16	0,14	0,15	0,30	0,32	0,32	0,17	0,21
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,01	3,21	3,26	2,63	3,49	3,65	4,60	4,48	4,46	3,82	4,40
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,49	8,21	8,64	11,31	8,26	7,00	12,81	12,18	12,25	7,76	12,09
<b>MnO</b>	0,13	0,14	0,15	0,15	0,13	0,14	0,18	0,18	0,18	0,13	0,15
<b>MgO</b>	41,09	40,48	40,21	40,74	40,27	40,36	27,54	27,67	27,70	40,12	36,83
<b>CaO</b>	2,96	2,48	2,69	1,24	2,68	3,07	3,23	3,80	3,80	3,36	2,57
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,26	0,34	0,28	0,17	0,28	0,32	0,45	0,42	0,42	0,42	0,55
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,13
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04
<b>LOI</b>	0,19	0,26	0,30	0,36	0,44	0,16	0,96	1,19	1,20	0,19	0,00
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00
(ppm)											
Ba	3	9	9	1	12	2	11	14	8	6	37
Ce	13	12	11	17	12	11	0	0	0	9	3
Co	109	107	109	129	106	105	83	76	78	103	103
Cr	1679	1859	2073	1792	2244	1842	3098	3042	3057	2102	3257
La	1	1	2	2	2	0	11	2	6	1	5
Nb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Ni	1799	1800	1892	2173	1961	1631	1171	1073	1072	1878	1987
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sr	10	19	14	0	14	13	15	13	11	17	41
Th	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V	78	71	73	64	74	87	160	164	167	85	74
Y	5	4	6	4	3	5	2	2	4	4	6
Zn	38	40	41	77	41	45	57	52	51	52	81
Zr	2	2	3	1	2	1	4	4	5	2	5
Cu	36	20	34	21	33	25	452	369	368	36	30
Ga	3	2	2	2	2	2	0	0	0	2	1
Nd	64	61	60	65	53	67	11	9	9	58	29
S	0	0	0	0	0	0	235	143	147	0	0
Sc	19	14	15	13	17	19	23	24	27	17	14
(%)											
<b>OI</b>	61	60	61	67	60	56	10	11	11	61	61
<b>Opx</b>	23	26	25	25	25	27	71	68	67	20	22
<b>Cpx</b>	15	14	15	8	15	17	19	21	21	19	17
tot	100	100	100	100	100	100	99	99	99	100	99

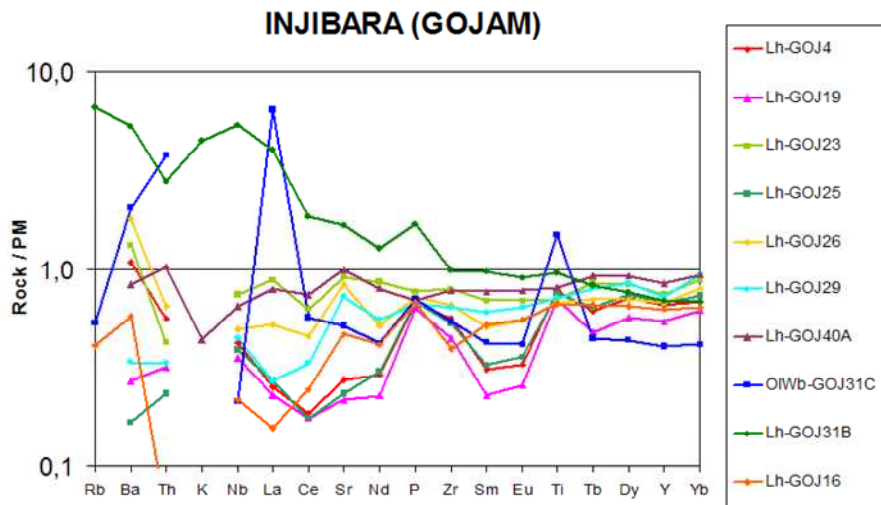
### 3.3.2 Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)

Sono stati analizzati con questa tecnica 10 campioni di xenoliti di mantello (9 lherzoliti, 1 olivinwebsterite) provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Le modalità e le specifiche analitiche sono descritte in Appendice A.

Esaminando gli spiderdiagram degli elementi incompatibili (fig. 3.3.2.1) normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989) si nota un generale impoverimento in elementi ad alta forza di campo (High Field Strength Element – HFSE) e litofili (Large Ion Lithophile Element - LILE)



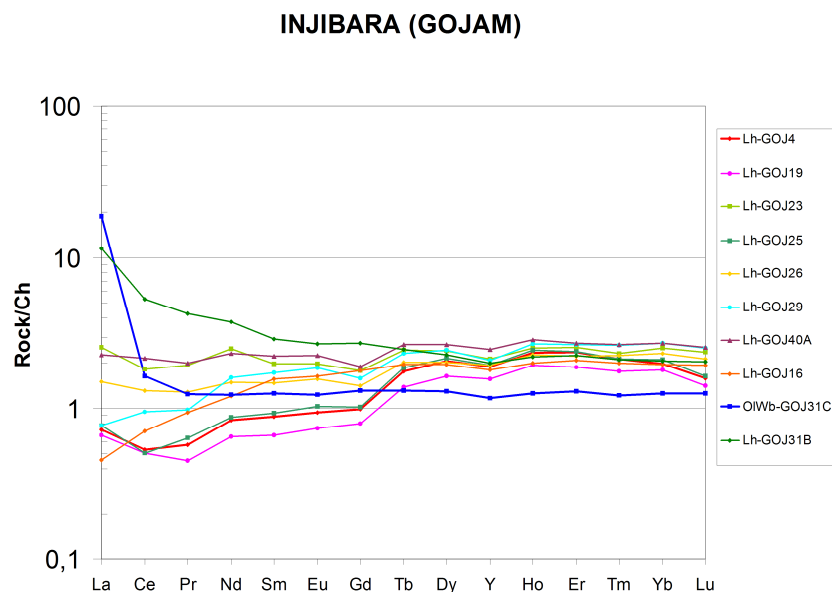
del mantello che attualmente soggiace la regione del Gojam, ad esclusione del campione GOJ31B che presenta un pattern generalmente più arricchito in particolare in Rb, Ba, Nb, La, Ce.



**Figura 3.3.2.1 - Distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989) nel sito di Injibara (Gojam).**

I risultati delle analisi delle terre rare (Rare Earth Elements) sono stati normalizzati al valore delle condriti indicati da McDonough e Sun (1995). I patterns delle terre rare (fig. 3.3.2.2) sono sostanzialmente “piatti” e non mostrano arricchimenti particolarmente marcati mantenendosi su un livello medio di 2,5 volte il valore condritico. Generalmente si nota che le lherzoliti povere in cpx denotano arricchimenti o impoverimenti più marcati dei campioni francamente lherzolitici.

Tuttavia si può notare un generale impoverimento in terre rare leggere testimoniato dal rapporto  $La_N/Yb_N$  variabile da 0,2 a 0,7. Il campione GOJ31B mostra il pattern di arricchimento più marcato con frazionamento LREE/HREE ( $La_N/Yb_N = 5,6$ ).



**Figura 3.3.2.2 - Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (Sun e McDonough, 1989) del sito di Injibara (Gojam)**

### 3.3.3 Analisi degli elementi maggiori in situ (EPMA)

Per questa analisi sono stati selezionati 8 campioni del sito di Injibara (Gojam), dei quali 5 sono di composizione lherzolitica (GOJ16, GOJ31B, GOJ29, GOJ4, GOJ19), e 2 di composizione olivinwebsteritica (GOJ37B, GOJ31C) per un totale di 23 analisi di olivine, 35 di ortopirosseni, 42 di clinopirosseni e 21 di spinelli. Le modalità e le specifiche analitiche sono descritte in Appendice A.

#### Olivine

Le olivine dei campioni francamente lherzolitici hanno contenuti in forsterite variabili da 88 a 90 mentre quelle dei campioni poveri in cpx hanno forsterite che va da 86 a 87. Nel campione GOJ19 si nota che le analisi effettuate alla periferia del cristallo hanno un contenuto in forsterite leggermente più alto (87,2) rispetto a quelle effettuate al nucleo (86,5). Le analisi delle olivine di alcuni campioni rappresentativi sono mostrati in tabella 3.3.3.a.

**Tabella 3.3.3.a – Composizione degli elementi maggiori delle olivine di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Lher. = lherzolite.**

	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.
	rim	core	core	rim	core	rim	rim	core	core	rim	rim	rim	core
(wt%)	GOJ19 4A	GOJ19 4B	GOJ19 6A	GOJ19 6B	GOJ19 7A	GOJ19 7B	GOJ31B 1a	GOJ31B 1b	GOJ31B 2b	GOJ40A 1b	GOJ40A 2c	GOJ40A 3b	GOJ40A 3d
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41,26	40,99	40,97	41,04	41,21	41,13	41,82	40,94	41,31	41,74	41,79	41,97	41,76
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,02	0,01	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,06
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,03	0,06	0,06
<b>FeO<sup>t</sup></b>	12,44	12,76	12,34	12,71	12,64	12,68	10,53	10,72	10,59	10,32	10,48	10,48	10,34
<b>MnO</b>	0,06	0,22	0,20	0,17	0,18	0,18	0,16	0,14	0,03	0,12	0,10	0,08	0,14
<b>MgO</b>	47,69	46,86	47,02	47,00	46,91	47,39	47,60	48,08	47,43	48,26	48,09	48,45	47,81
<b>CaO</b>	0,06	0,05	0,06	0,08	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02	0,04	0,10	0,10	0,04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,05	0,02	0,00	0,01	0,05	0,00	0,04	0,00
<b>NiO</b>	0,41	0,45	0,38	0,29	0,42	0,37	0,33	0,33	0,27	0,32	0,27	0,33	0,31
<b>Totale</b>	101,93	101,39	101,06	101,35	101,45	101,84	100,55	100,22	99,70	100,92	100,87	101,51	100,61
<b>Fo</b>	87,19	86,55	86,99	86,68	86,71	86,79	88,96	88,88	88,87	89,17	89,02	89,10	89,05
<i>a.p.f.u</i>													
Si	1,062	1,055	1,055	1,056	1,061	1,058	1,076	1,054	1,063	1,074	1,076	1,080	1,075
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002
Cr	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000
Fe(ii)	0,268	0,275	0,266	0,273	0,272	0,273	0,227	0,231	0,228	0,222	0,226	0,226	0,223
Mn	0,001	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,001	0,003	0,002	0,002	0,003
Mg	1,830	1,798	1,804	1,803	1,800	1,818	1,826	1,845	1,820	1,852	1,845	1,859	1,835
Ni	0,008	0,009	0,008	0,006	0,009	0,008	0,007	0,007	0,006	0,007	0,006	0,007	0,006
Ca	0,0017	0,0014	0,0016	0,002	0,0017	0,0015	0,0007	0,0006	0,0005	0,0012	0,0028	0,0026	0,0012



### Ortopirosseni

Gli ortopirosseni enstatitici hanno un contenuto massimo in ferrosilite pari a 17% (fig. 3.3.3.1). Il contenuto in MgO in percentuale in peso è mediamente 30 nelle enstatiti delle olivinwebsteriti, 32 nelle lherzoliti povere in cpx e circa 33 nelle rimanenti lherzoliti. Il numero di magnesio degli ortopirosseni in campioni lherzolitici varia da 88 a 90, mentre nei campioni di olivinwebsterite è molto più basso (83-84). Il contenuto di Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) è molto basso nelle lherzoliti, in particolare nel campione Lh-GOJ29 (0,00 - 0,09), si aggira attorno a 0,3 nelle olivinwebsteriti e raggiunge il valore di 0,4 nelle lherzoliti povere in cpx che comunque hanno un valore medio di Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> pari a 0,35. Le analisi di ortopirosseni di alcuni campioni rappresentativi sono mostrate in tabella 3.3.3.b.

**Tabella 3.3.3.b - Composizione degli elementi maggiori degli ortopirosseni di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Lher. = lherzolite, OIWb = olivinwebsterite**

(wt%)	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	OIWb	OIWb	OIWb
	core	rim	rim	rim	core	core	rim	rim	core	rim	rim	rim	core
	GOJ19 2A	GOJ19 3A	GOJ19 3B	GOJ19 5A	GOJ19 5D	GOJ31B 2c	GOJ31B 4f	GOJ31B 3e	GOJ40A 1c	GOJ40A 2d	GOJ31C 1a	GOJ31C 2a	GOJ31C 3b
<b>SiO<sub>2</sub></b>	56,20	55,51	55,84	56,14	56,20	55,95	55,46	56,11	56,32	56,67	54,80	54,97	55,26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,24	0,17	0,23	0,17	0,17	0,09	0,16	0,10	0,14	0,09	0,19	0,18	0,24
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,81	3,78	3,83	3,79	3,82	4,20	4,37	4,14	4,12	4,19	4,38	4,42	4,47
<b>FeO<sub>t</sub></b>	7,61	7,80	7,60	7,93	7,53	6,83	6,84	6,64	6,86	6,60	10,28	10,30	10,35
<b>MnO</b>	0,15	0,14	0,23	0,17	0,14	0,17	0,21	0,15	0,06	0,14	0,24	0,19	0,17
<b>MgO</b>	31,94	32,48	31,87	31,85	31,82	32,33	32,06	31,90	32,21	32,87	30,06	29,73	29,76
<b>CaO</b>	0,58	0,65	0,65	0,62	0,63	0,58	0,65	0,62	0,63	0,58	0,78	0,81	0,81
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,01	0,07	0,05	0,09	0,07	0,07	0,03	0,08	0,09	0,16	0,04	0,05	0,10
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,05	0,03	0,02
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,35	0,35	0,39	0,36	0,27	0,23	0,26	0,20	0,34	0,27	0,29	0,31	0,30
<b>NiO</b>	0,07	0,09	0,03	0,06	0,11	0,04	0,08	0,07	0,09	0,13	0,11	0,07	0,12
<b>Tot</b>	100,98	101,04	100,71	101,18	100,75	100,50	100,12	100,00	101,07	101,12	101,23	101,06	101,59
<b>mg#</b>	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,89	0,89	0,90	0,89	0,90	0,84	0,84	0,84
<i>a.p.f.u</i>													
Si	1,939	1,91	1,931	1,934	1,939	1,930	1,923	1,947	1,939	1,930	1,907	1,918	1,917
Ti	0,006	0,004	0,006	0,004	0,006	0,002	0,004	0,003	0,004	0,002	0,005	0,005	0,006
Al	0,155	0,153	0,156	0,154	0,155	0,171	0,179	0,169	0,167	0,168	0,180	0,182	0,180
Fe III	-0,014	0,003	-0,009	-0,009	-0,014	-0,009	-0,009	-0,017	-0,014	-0,007	-0,002	-0,008	-0,006
Fe II	0,233	0,221	0,229	0,237	0,233	0,206	0,208	0,21	0,211	0,195	0,301	0,308	0,308
Mn	0,004	0,004	0,007	0,005	0,004	0,005	0,006	0,004	0,002	0,004	0,007	0,006	0,007
Mg	1,643	1,665	1,642	1,636	1,643	1,66	1,66	1,65	1,653	1,668	1,559	1,546	1,543
Ca	0,022	0,024	0,024	0,023	0,022	0,021	0,024	0,023	0,023	0,021	0,029	0,030	0,030
Na	0,001	0,005	0,003	0,006	0,001	0,005	0,002	0,005	0,006	0,011	0,003	0,003	0,008
K	0,001	0	0	0	0,001	0	0	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,001
Cr	0,01	0,01	0,011	0,01	0,01	0,006	0,007	0,005	0,009	0,007	0,008	0,009	0,008

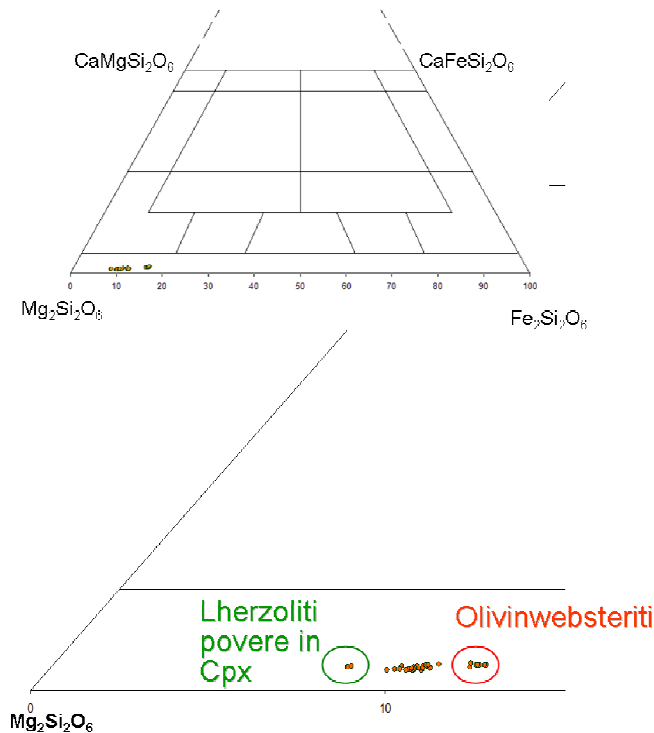


Figura 3.3.3.1 - Classificazione degli ortopirosseni del sito di Injibara (Gojam).

### Clinopirosseni

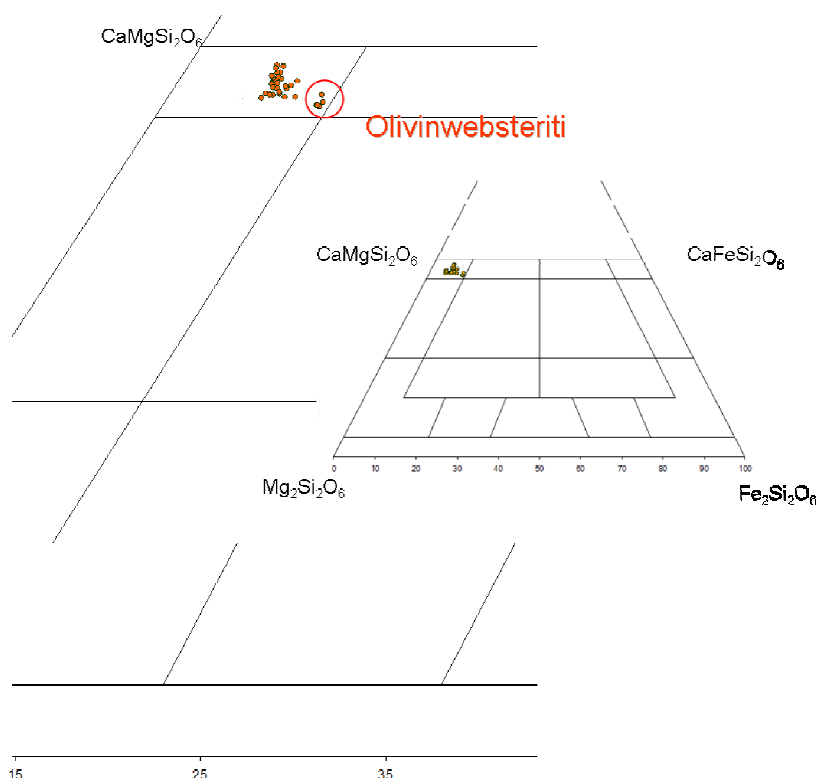
I clinopirosseni sono stati classificati tutti come diopside con variabili contenuti in ferrosilite ed enstatite. In particolare la composizione dei clinopirosseni dei noduli lherzolitici (En=46 - 48,5; Wo=46,4 - 47,8; Fs=5,1 - 6,5) risulta relativamente costante nelle lherzoliti mentre nelle olivinwebsteriti (En=45,1 - 45,8; Wo=45,7 - 46,5; Fs=8,3 - 8,6) il contenuto di wollastonite diminuisce a favore del crescente apporto di ferrosilite (fig. 3.3.3.2). Le analisi dei clinopirosseni di alcuni noduli rappresentativi sono mostrate in tabella 3.3.3.c.

Tabella 3.3.3.c - Composizione degli elementi maggiori dei clinopirosseni di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Lher. = lherzolite, OIWb = olivinwebsterite

	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	OIWb	OIWb	OIWb
	rim	core	rim	core	core	rim	core	rim	core	rim	rim	core	core
(wt%)	GOJ19 3G	GOJ19 3C	GOJ19 5B	GOJ19 5C	GOJ31B 4a	GOJ31B 4b	GOJ31B 2a	GOJ31B 2d	GOJ40A 1a	GOJ40A 2b	GOJ31C 1b	GOJ31C 1c	GOJ31C 2c
SiO <sub>2</sub>	52,35	51,98	52,32	52,17	52,24	52,24	52,15	52,20	52,60	52,93	52,03	51,39	52,14
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,80	0,75	0,93	0,61	0,44	0,56	0,53	0,66	0,65	0,82	0,84	0,75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,08	6,01	5,95	6,06	6,61	6,31	6,42	6,41	7,06	6,80	6,52	6,37	6,67
FeO <sub>i</sub>	3,26	3,25	3,65	3,45	3,23	2,98	3,01	2,93	2,73	2,87	4,69	4,60	4,38
MnO	0,17	0,11	0,08	0,12	0,12	0,02	0,10	0,10	0,04	0,07	0,18	0,08	0,10
MgO	15,30	14,99	15,27	15,06	14,66	15,10	14,67	14,79	14,70	14,48	14,07	14,18	14,45
CaO	20,81	20,60	20,70	20,75	20,62	20,56	20,73	20,44	20,77	20,57	19,80	20,17	20,13
Na <sub>2</sub> O	1,19	1,35	1,47	1,32	1,56	1,32	1,38	1,51	1,69	1,60	1,56	1,58	1,36
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
NiO	0,04	0,00	0,05	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	0,08	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,75	0,80	0,65	0,94	0,59	0,38	0,55	0,52	0,65	0,70	0,67	0,62	0,64
<b>Tot</b>	<b>100,78</b>	<b>99,87</b>	<b>100,86</b>	<b>100,81</b>	<b>100,26</b>	<b>99,38</b>	<b>99,58</b>	<b>99,48</b>	<b>100,89</b>	<b>100,84</b>	<b>100,36</b>	<b>99,93</b>	<b>100,63</b>

**Tabella 3.3.3.c - (continua)**

	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	OIWb	OIWb	OIWb	
	rim	core	rim	core	core	rim	core	rim	core	rim	rim	core	core
	GOJ19 3G	GOJ19 3C	GOJ19 5B	GOJ19 5C	GOJ31B 4a	GOJ31B 4b	GOJ31B 2a	GOJ31B 2d	GOJ40A 1a	GOJ40A 2b	GOJ31C 1b	GOJ31C 1c	GOJ31C 2c
<b>mg#</b>	0,89	0,89	0,88	0,89	0,90	0,90	0,90	0,90	0,91	0,90	0,84	0,85	0,85
<b>cr#</b>	0,08	0,08	0,07	0,09	0,04	0,04	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
<i>a.p.f.u.</i>													
Si	1,886	1,888	1,880	1,880	1,887	1,901	1,898	1,898	1,884	1,904	1,889	1,873	1,886
Ti	0,024	0,022	0,020	0,025	0,016	0,012	0,015	0,014	0,018	0,018	0,022	0,023	0,02
Al	0,258	0,257	0,252	0,258	0,281	0,27	0,275	0,275	0,298	0,288	0,279	0,274	0,285
Fe III	-0,004	-0,001	0,008	-0,001	0,001	-0,003	-0,005	-0,002	-0,001	-0,01	-0,003	0,007	-0,005
Fe II	0,102	0,1	0,101	0,105	0,096	0,094	0,096	0,091	0,082	0,096	0,145	0,133	0,138
Mn	0,005	0,003	0,002	0,004	0,004	0,001	0,003	0,003	0,001	0,002	0,006	0,003	0,003
Mg	0,821	0,811	0,817	0,809	0,789	0,819	0,795	0,801	0,785	0,776	0,762	0,77	0,779
Ca	0,803	0,802	0,797	0,801	0,798	0,802	0,808	0,796	0,797	0,793	0,77	0,788	0,78
Na	0,083	0,095	0,102	0,092	0,109	0,093	0,098	0,107	0,117	0,112	0,11	0,111	0,096
K	0	0	0,001	0	0	0,001	0	0,001	0	0	0,001	0	0
Cr	0,021	0,023	0,018	0,027	0,017	0,011	0,016	0,015	0,018	0,02	0,019	0,018	0,018



**Figura 3.3.3.2 – Classificazione dei clinopirosseni degli xenoliti di mantello del sito di Injibara (Gojam).**

Il numero di magnesio dei clinopirosseni dei noduli lherzolitici varia da 90 a 91, in quelli poveri in cpx da 88 a 90 mentre nelle olivinwebsteriti esso è variabile tra 84 e 85. Il  $Cr_2O_3$  (wt%) ha valore pressoché costante nei diopsidi di campioni di composizione lherzolitica e olivinwebsteritica (contenuto medio pari a 0,6) mentre nelle lherzoliti povere in cpx esso è mediamente pari a 0,8. L' $Al_2O_3$  è relativamente costante nei clinopirosseni delle olivinwebsteriti e nei campioni di

composizione lherzolitica (6,2-6,6 percentuale in peso). Anche il TiO<sub>2</sub> (in percentuale in peso) è relativamente costante nei tre litotipi ultrafemici (0,6 - 0,9).

### Spinelli

Gli spinelli sono tutti alluminiferi aventi rapporti Cr/(Cr+Al) variabili da 0,7 a 0,9 nelle lherzoliti franche e pari a 0,13 in quelle povere in cpx. Anche il rapporto Fe/(Fe+Mg) si distingue nettamente nelle due litologie, essendo nelle lherzoliti franche pari a 0,22-0,23, mentre nei campioni poveri in cpx intorno a 0,28-0,29 (fig 3.3.3.3).

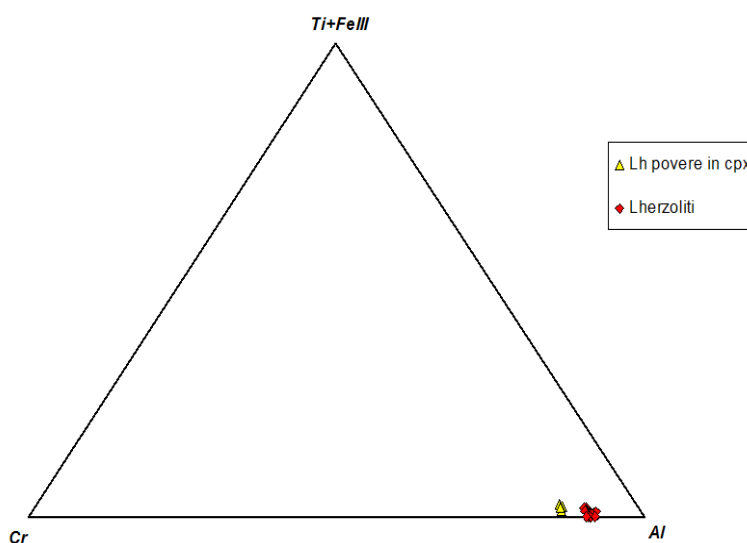


Figura 3.3.3.3 - Diagramma di classificazione degli spinelli degli xenoliti di mantello del sito di Injibara (Gojam)

Il numero di magnesio degli spinelli delle lherzoliti varia da 77 a 79 mentre nei campioni poveri in cpx risulta più basso (71-72). I dati analitici sono riportati in tabella 3.3.3.d.

Tabella 3.3.3.d - Composizione degli elementi maggiori degli spinelli di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Lher. = lherzolite.

	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	core
(wt%)	GOj4 3a1	GOj4 3a2	GOj4 3a3	GOj4 3a4	GOJ31 B2f	GOJ31 B4c	GOJ31B 4d	GOJ31B 3b	GOJ40A 1d	GOJ40A 1e	GOJ40A 2a	GOJ40A 3a
SiO <sub>2</sub>	0,09	0,10	0,05	0,11	0,37	0,49	0,45	0,45	0,34	0,47	0,31	0,32
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,24	0,22	0,28	0,09	0,06	0,06	0,11	0,03	0,08	0,02	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55,04	55,18	54,49	54,60	59,15	59,70	59,49	59,47	59,91	59,46	60,60	60,80
FeO <sub>t</sub>	13,61	13,33	13,46	13,17	10,90	10,99	10,82	10,82	10,43	9,55	10,10	10,55
MnO	0,09	0,09	0,18	0,13	0,07	0,07	0,14	0,09	0,04	0,12	0,14	0,05
MgO	18,89	18,63	19,10	18,81	20,33	20,51	20,57	20,49	20,16	20,34	20,23	19,97
CaO	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,01	0,04	0,02	0,03	0,05
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,03
NiO	11,77	12,35	11,82	12,00	7,59	7,37	6,98	7,90	8,56	9,24	7,88	7,78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,26	0,35	0,40	0,44	0,39	0,41	0,36	0,40	0,32	0,44	0,34	0,45
<b>Totale</b>	100,09	100,28	99,72	99,55	98,93	99,61	98,85	99,76	99,83	99,77	99,65	100,06

**Tabella 3.3.3.d - (continua)**

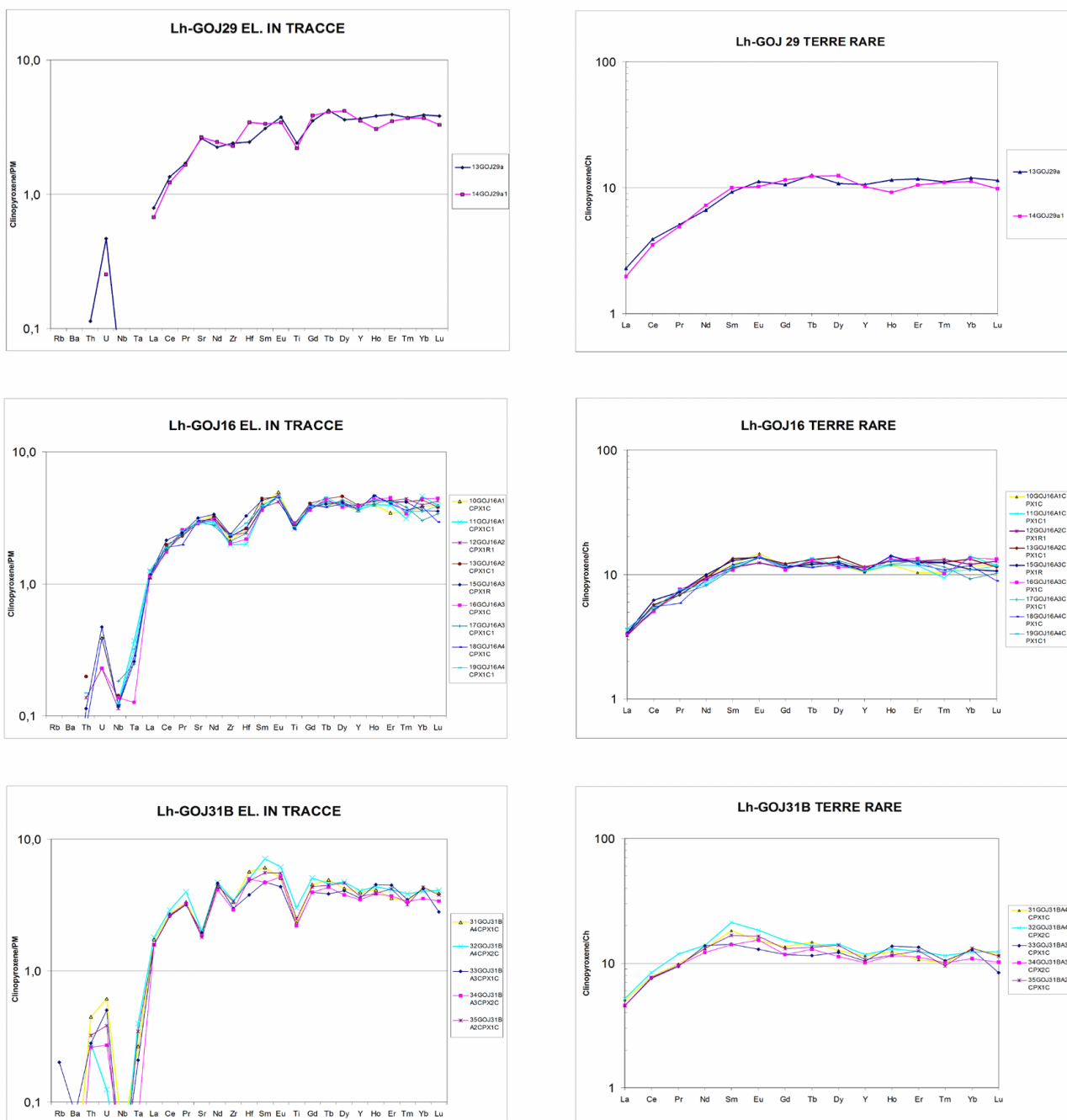
	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	core
	GOj4 3a1	GOj4 3a2	GOj4 3a3	GOj4 3a4	GOJ31 B2f	GOJ31 B4c	GOJ31B 4d	GOJ31B 3b	GOJ40A 1d	GOJ40A 1e	GOJ40A 2a	GOJ40A 3a
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0,29	0,29	0,28	0,28	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,21	0,22	0,23
<b>mg#</b>	0,71	0,71	0,72	0,72	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,79	0,78	0,77
<b>cr#</b>	0,13	0,13	0,13	0,13	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08
<i>a.p.f.u.</i>												
Si	0,019	0,022	0,011	0,023	0,077	0,100	0,093	0,093	0,070	0,096	0,063	0,065
Ti	0,046	0,038	0,035	0,044	0,015	0,009	0,009	0,016	0,005	0,013	0,003	0,011
Al	13,62	13,647	13,521	13,584	14,429	14,448	14,477	14,393	14,508	14,412	14,654	14,677
Cr	1,954	2,050	1,967	2,003	1,241	1,197	1,139	1,283	1,391	1,502	1,278	1,260
Fe III	0,297	0,184	0,420	0,277	0,146	0,136	0,180	0,105	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe II	2,092	2,155	1,949	2,048	1,741	1,751	1,687	1,754	1,792	1,643	1,732	1,807
Mn	0,016	0,016	0,032	0,022	0,012	0,013	0,025	0,015	0,007	0,021	0,025	0,008
Mg	5,912	5,829	5,996	5,919	6,274	6,278	6,331	6,274	6,175	6,237	6,189	6,097
Ca	0,001	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,002
Ni	0,044	0,059	0,068	0,075	0,065	0,068	0,059	0,066	0,053	0,074	0,055	0,074

### 3.3.4 Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)

Le analisi degli elementi in tracce ed ultratracce eseguite su singole fasi mineralogiche sono state effettuate secondo le modalità e le specifiche analitiche descritte in Appendice A. Le analisi sono state effettuate su clinopirosseni di 7 campioni (5 lherzoliti, 2 olivinwebsteriti) provenienti dal sito di Injibara (Gojam).

I clinopirosseni dei campioni a composizione francamente lherzolitica presentano una distribuzione degli elementi in tracce crescente dagli elementi ad alta forza di campo (High Field Strength Element – HFSE) verso quelli a bassa forza di campo (Low Field Strength Element - LFSE). Le concentrazioni di titanio (Ti) e zirconio (Zr) sono quasi sempre basse nei valori normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989) rispetto all'andamento del pattern degli elementi incompatibili, che raggiungono un massimo di concentrazione in corrispondenza delle terre rare pesanti pari a circa 4,5 volte il valore del mantello primordiale. I clinopirosseni del campione campione GOJ31B hanno elevate concentrazioni di samario (Sm) che conferiscono al pattern degli elementi incompatibili una forma arcuata e convessa verso l'alto centrata proprio su questo elemento

Analizzando la distribuzione delle terre rare (Rare Earth Elements) normalizzate rispetto alla composizione delle condriti (McDonough e Sun, 1995) si nota un marcato impoverimento in terre rare leggere (Light Rare Earth Elements - LREE) rispetto alle intermedie e alle pesanti (Heavy Rare Earth Elements – HREE) che si attestano su livelli di concentrazione pari a 10 volte il valore delle condriti. Questo frazionamento è testimoniato dai rapporti  $La_N/Yb_N$  che variano tra 0,2 e 0,4. I pattern degli elementi incompatibili e delle relative terre rare sono mostrati in figura 3.3.4.1.

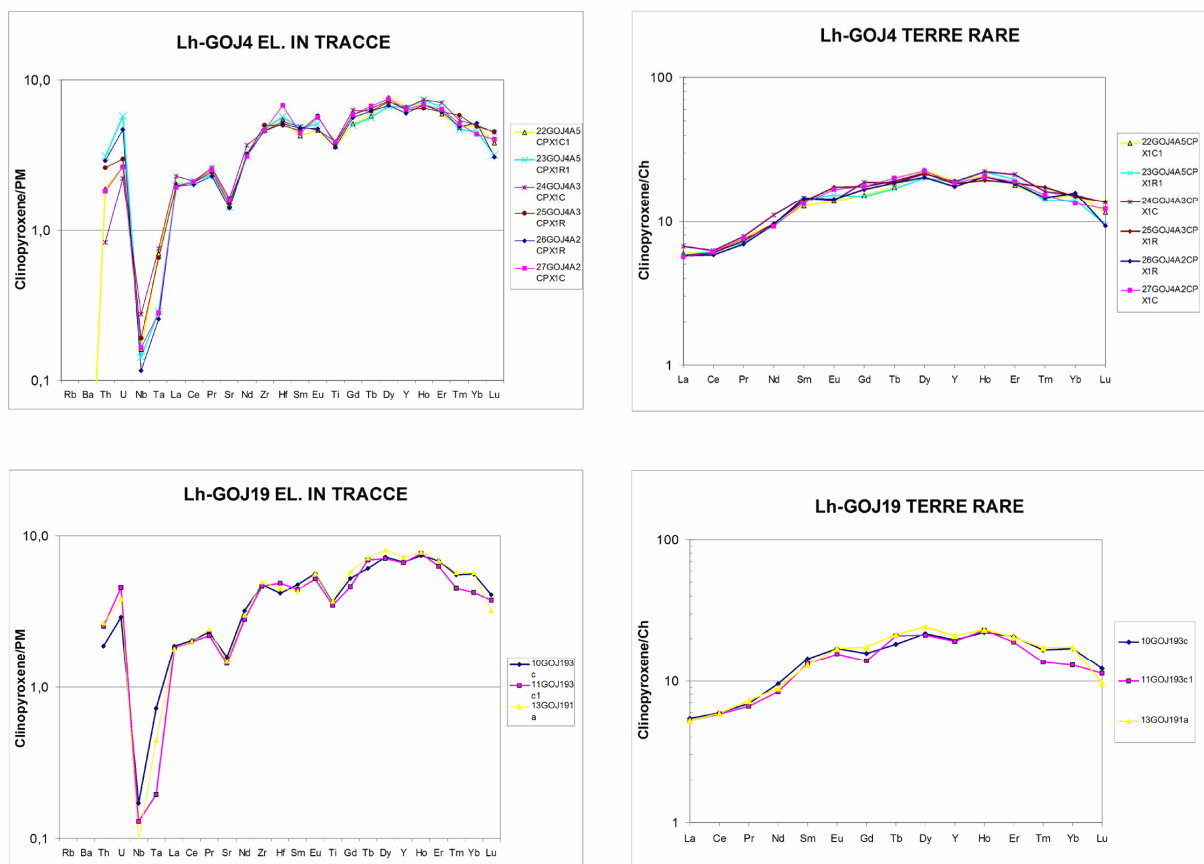


**Figura 3.3.4.1 - Distribuzione degli elementi incompatibili (colonna sinistra) e delle terre rare (colonna destra) nei clinopirosseni dei campioni lherzolitici del sito di Injibara (Gojam)**

I pattern degli elementi incompatibili dei clinopirosseni delle lherzoliti poveri in cpx mostrano leggeri arricchimenti in terre rare leggere (La e Ce) relativamente a quelli dei clinopirosseni dei campioni francamente lherzolitici. Essi denotano basse concentrazioni in Sr e Ti rispetto all'andamento generale normalizzato al mantello primordiale.

I pattern delle terre rare mostrano un leggero impoverimento in terre rare leggere come accade nei campioni di composizione francamente lherzolitica, ed assume un aspetto leggermente convesso verso l'alto sulle terre rare intermedie a causa si nota un incremento di concentrazione che

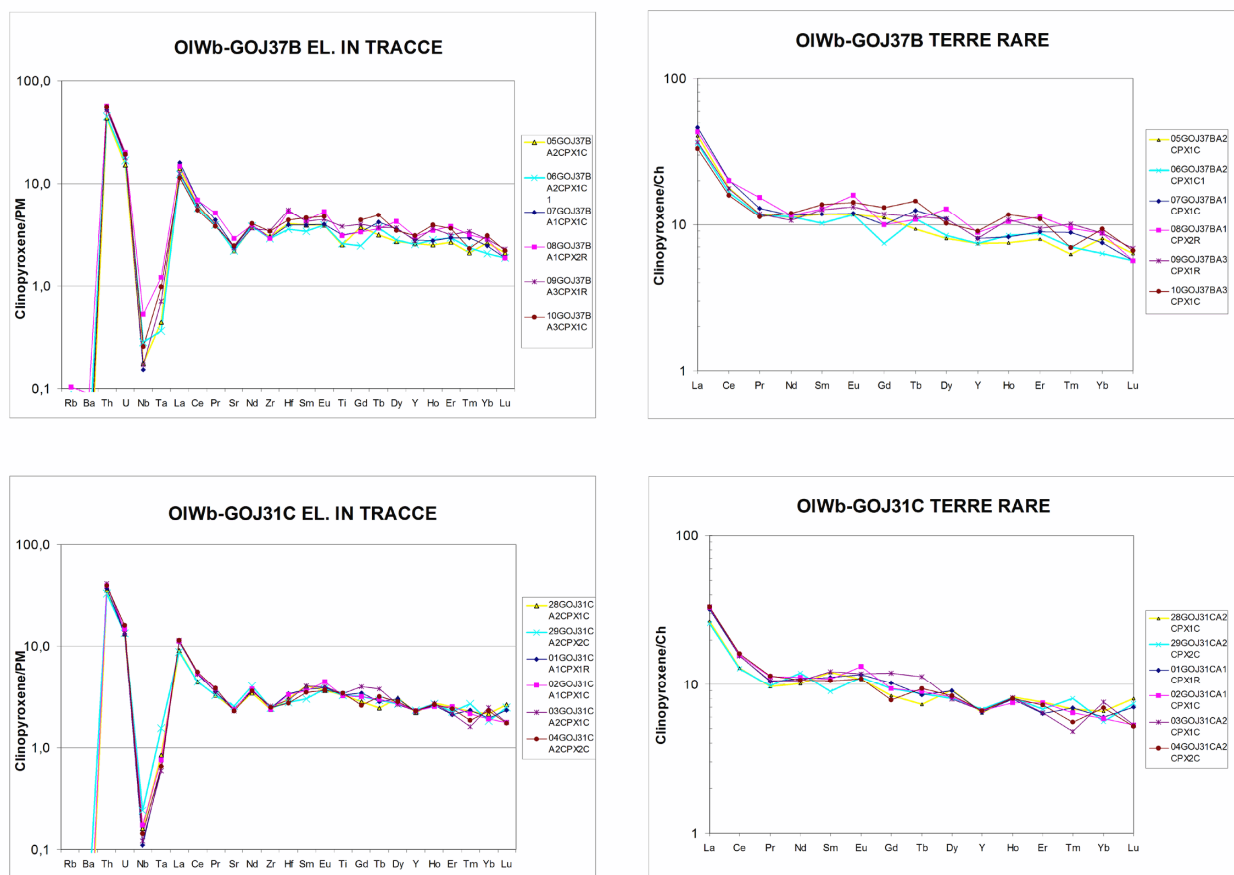
raggiungono un massimo (circa 20 volte il valore delle condriti) in disprosio (Dy) e ittrio (Y). Il pattern decresce verso le terre rare pesanti fino a raggiungere 10 volte il valore delle condriti sul lutezio (Lu). I rapporti  $La_N/Yb_N$  sono mediamente più elevati (0,4) rispetto ai clinopirosseni dei campioni di composizione francamente lherzolitica denotando quindi un frazionamento LREE/HREE di entità inferiore. Inoltre non vi sono differenze composizionali tra le analisi effettuate al nucleo e quelle effettuate alla periferia dei cristalli. Le distribuzioni degli elementi incompatibili e delle terre rare dei campioni poveri in cpx sono mostrati in figura 3.3.4.2.



**Figura 3.3.4.2 - Distribuzione degli elementi incompatibili (colonna sinistra) e delle terre rare (colonna destra) nei clinopirosseni dei campioni harzburgitici del sito di Injibara (Gojam)**

La distribuzione degli elementi incompatibili nei clinopirosseni dei campioni olivinwebsteritici è invece molto diversa rispetto a quella riscontrata nei campioni lherzolitici. Infatti l'andamento degli elementi incompatibili mostra elevate concentrazioni in terre rare leggere ( $La_N$  fino a 10 volte il valore del mantello primordiale) e livelli di concentrazione quasi costante per tutti gli elementi che seguono. Il campione GOJ37B mostra globalmente un arricchimento superiore al campione GOJ31C di 2 volte il valore del mantello primordiale. Anche in questi pattern si rileva una leggera anomalia negativa in stronzio (Sr) ed in zirconio (Zr).

La distribuzione delle terre rare conferma i notevoli arricchimenti in LREE ( $La_N GOJ31C=33$   $La_N GOJ37B=40$ ) mostrati dai pattern degli elementi incompatibili di questi clinopirosseni. La concentrazione decresce linearmente a partire dal neodimio ( $Nd_N=10$ ), nelle terre rare intermedie e nelle HREE ( $Yb_N GOJ31C=6$   $Yb_N GOJ37B=8$ ). Anche le concentrazioni delle terre rare confermano un maggior arricchimento del campione GOJ37B rispetto al campione GOJ31C. I rapporti  $La_N/Yb_N$  (circa 5) sono testimoni di un frazionamento LREE/HREE molto pronunciato e completamente diverso da quello registrato nei clinopirosseni dei campioni lherzolitici. Le distribuzioni degli elementi incompatibili e delle terre rare dei campioni olivinwebsteritici sono mostrati in figura 3.3.4.3.



**Figura 3.3.4.3 - Distribuzione degli elementi incompatibili (colonna sinistra) e delle terre rare (colonna destra) nei clinopirosseni dei campioni olivinwebsteritici del sito di Injibara (Gojam)**



### 3.4. Caratteristiche petrologiche degli xenoliti di mantello del sito di Dedessa (Wollega)

#### 3.4.1 Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)

Per il sito di Dedessa (Wollega) sono state effettuate 15 analisi di fluorescenza a raggi x secondo le modalità e le specifiche analitiche descritte in Appendice A. Dalla classificazione effettuata su base normativa (norma CIPW) si evince che questa campionatura è molto varia ed è composta da 6 campioni lherzolitici, 5 di composizione harzburgitica e 4 olivinwebsteriti (fig. 3.4.1).

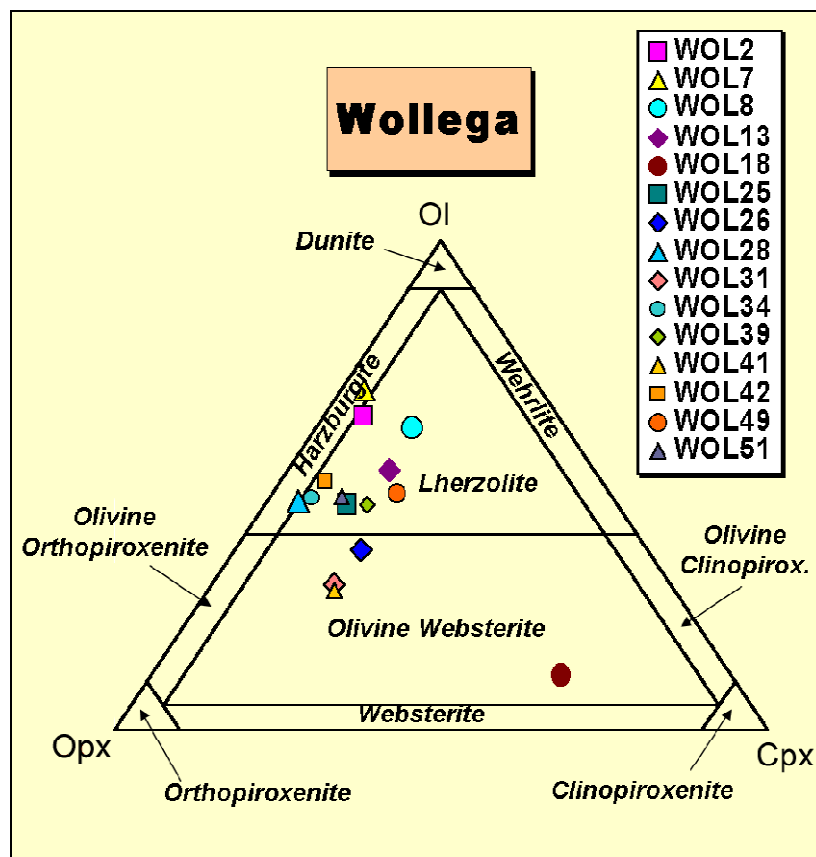


Figura 3.4.1 - Diagramma Ol-OpX-Cpx del sito di Dedessa (Wollega)

In accordo con lo stato di alterazione dei campioni riscontrato in sezione sottile, ma anche durante il campionamento, le L.O.I. sono risultate molto più elevate di quelle dei campioni del sito di Injibara (Gojam) raggiungendo un valore medio attorno a 2 in percentuale in peso. Il numero di magnesio nei campioni lherzolitici è variabile tra 88 e 91, nei campioni harzburgitici tra 90 e 92 e nelle olivinwebsteriti esso varia tra 82 e 89. I diagrammi di variazione degli ossidi degli elementi maggiori rispetto all'ossido magnesio (fig. 3.4.2) non permettono di stabilire una relazione di fusione parziale all'interno della campionatura proprio come nel sito di Injibara.

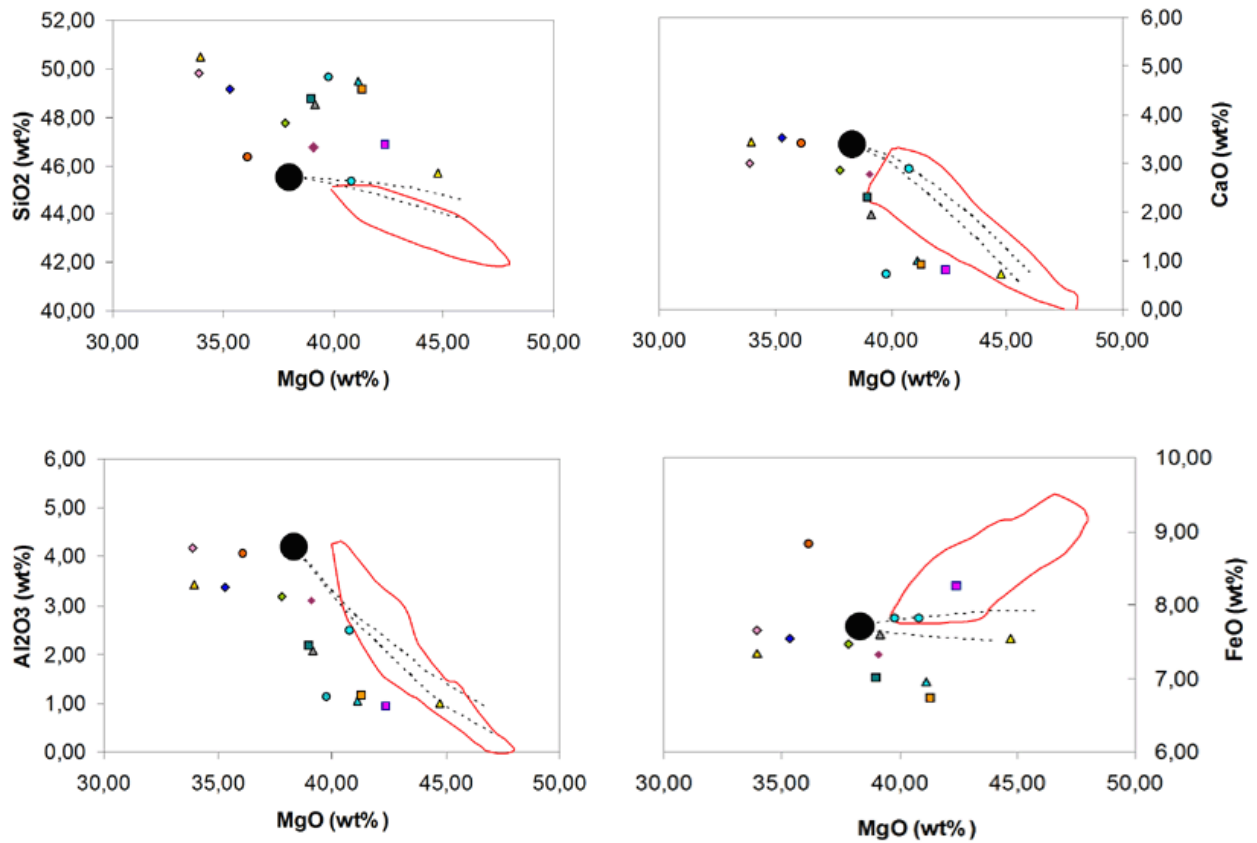


Figura 3.4.2 - Diagrammi di variazione degli elementi maggiori su MgO (wt%) degli xenoliti del sito di Injibara (Gojam). I campi delle peridotiti abissali (linee rosse), i trend di fusione parziale (linee tratteggiate) e la composizione della sorgente lherzolitica fertile (circoli riempiti) sono state estratte da Niu (1997).

Tabella 3.4.a – Analisi in fluorescenza a raggi x (XRF) della campionatura del sito di Dedessa (Wollega). Lher.=Lherzolite, Harz.=Harzburgite, OIWb=Olivinwebsterite.

	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.	OIWb	Lher.	OIWb	Harz.	OIWb	Harz.	Lher.	OIWb	Harz.	Lher.	Lher.
(wt%)	WOL2	WOL7	WOL8	WOL13	WOL18	WOL25	WOL26	WOL28	WOL31	WOL34	WOL39	WOL41	WOL42	WOL49	WOL51
SiO <sub>2</sub>	45,72	44,86	44,59	45,78	47,49	47,44	47,57	47,50	48,48	47,92	46,68	48,89	47,77	45,27	47,13
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,04	0,14	0,16	0,86	0,10	0,19	0,05	0,26	0,05	0,18	0,26	0,06	0,28	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,92	0,97	2,46	3,04	6,66	2,13	3,27	1,00	4,06	1,10	3,10	3,33	1,13	3,97	2,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,96	8,22	8,54	7,97	8,89	7,58	8,11	7,42	8,27	8,37	8,10	7,90	7,28	9,57	8,19
MnO	0,12	0,12	0,14	0,13	0,15	0,12	0,12	0,11	0,13	0,12	0,12	0,12	0,12	0,14	0,12
MgO	41,32	43,89	40,10	38,26	20,61	37,92	34,19	39,49	33,02	38,38	36,95	32,88	40,13	35,26	38,05
CaO	0,80	0,71	2,85	2,71	12,36	2,23	3,41	0,97	2,91	0,71	2,79	3,35	0,90	3,33	1,88
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,07	0,28	0,42	0,90	0,33	0,49	0,08	0,62	0,43	0,36	0,51	0,35	0,46	0,31
K <sub>2</sub> O	0,16	0,05	0,04	0,18	0,40	0,18	0,23	0,06	0,32	0,20	0,18	0,29	0,17	0,24	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03	0,03	0,05	0,02	0,05	0,02
LOI	1,58	1,05	0,86	1,33	1,64	1,93	2,39	3,26	1,87	2,68	1,49	2,42	2,08	1,43	2,05
Totale	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

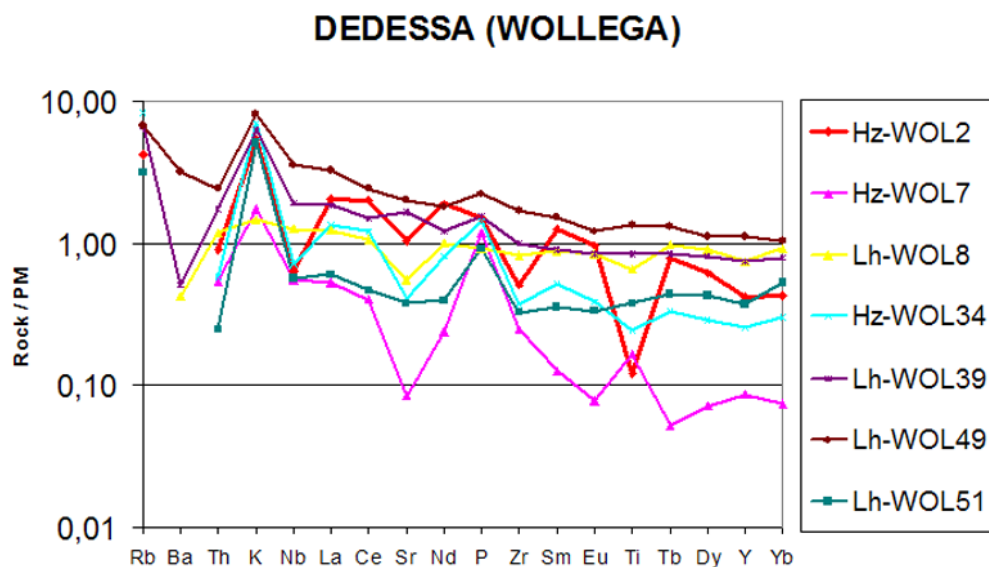
**Tabella 3.4.a - (continua)**

	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.	OIWb	Lher.	OIWb	Harz.	OIWb	Harz.	Lher.	OIWb	Harz.	Lher.	Lher.
(ppm)	WOL2	WOL7	WOL8	WOL13	WOL18	WOL25	WOL26	WOL28	WOL31	WOL34	WOL39	WOL41	WOL42	WOL49	WOL51
Ba	nd	nd	3	13	47	2	2	nd	29	nd	4	26	2	23	nd
Ce	17	25	11	9	nd	11	nd	19	nd	17	5	nd	22	nd	12
Co	130	119	119	122	48	117	111	142	107	129	111	107	118	107	121
Cr	1967	2873	1026	1848	1340	2380	2023	1556	2360	2731	2078	1738	1213	2266	1978
La	1	nd	1	1	8	1	2	nd	3	1	3	5	nd	3	1
Nb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1	nd	nd	1	nd	1	nd
Ni	2666	2455	2034	1966	268	2065	1938	2824	1817	2478	1961	1882	2260	1782	2192
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	3	nd	nd	2	9	4	7	0	5	5	4	8	4	4	2
Sr	22	2	12	33	58	32	18	5	63	9	35	49	9	43	8
Th	nd	nd	1	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
V	29	34	65	70	314	57	90	27	82	33	71	93	34	95	55
Y	1	0	4	3	13	1	3	1	4	0	3	4	1	5	2
Zn	44	42	39	47	25	47	48	45	58	53	45	49	46	51	41
Zr	1	nd	2	3	25	4	2	0	11	nd	4	8	nd	7	nd
Cu	7	6	24	22	70	16	29	26	24	15	27	40	20	60	20
Ga	3	4	2	2	0	2	1	2	0	2	2	0	3	1	2
Nd	64	75	57	55	nd	60	37	76	31	63	51	35	67	40	59
S	nd	nd	nd	nd	260	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	59	nd
Sc	5	10	17	15	49	13	19	10	18	8	17	21	10	18	13
<b>OI</b>	63	69	61	52	11	45	36	46	29	47	45	28	50	47	47
<b>Opx</b>	30	27	23	31	25	41	43	48	50	46	38	51	42	32	41
<b>Cpx</b>	6	4	15	16	60	13	19	5	18	7	16	19	7	19	11
<b>tot</b>	99	100	99	99	96	99	98	99	97	99	98	98	99	98	99

### 3.4.2 Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)

Le modalità e le specifiche analitiche riguardanti quest'analisi sono descritte in Appendice A.

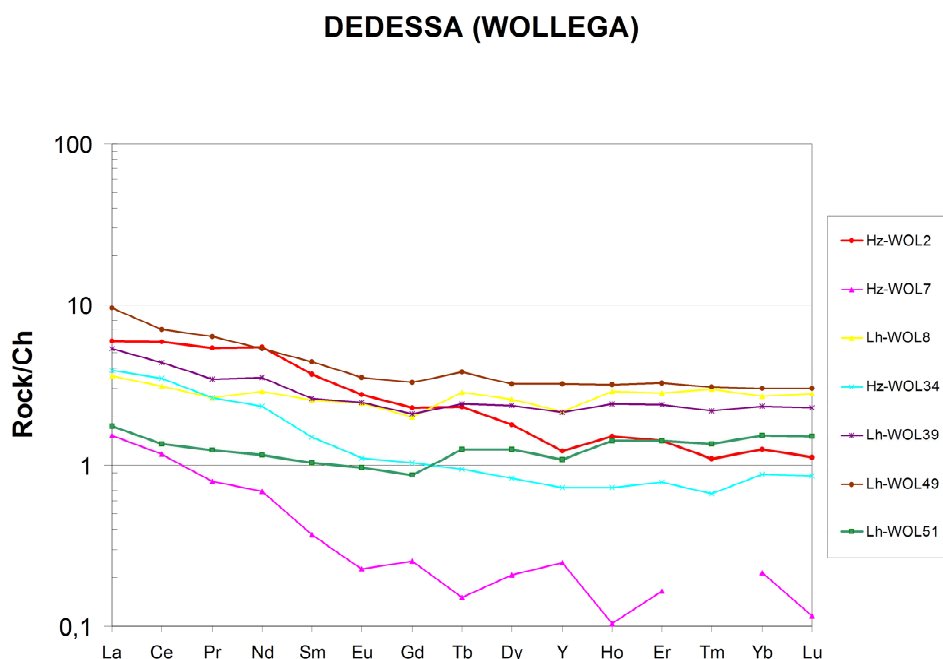
I campioni selezionati per l'analisi ICP-MS provenienti dal sito di Dedessa (Wollega) sono 7 (4 lherzoliti e 3 harzburgiti). Gli spiderdiagram degli elementi incompatibili hanno un andamento antitetico rispetto a quelli del sito di Injibara (Dedessa) evidenziando un arricchimento maggiore in HFSE (fig. 3.4.2.1). L'anomalia positiva più marcata è in potassio (eccetto WOL8) ed alcuni campioni mostrano un leggero arricchimento anche in fosforo (eccetto WOL8, WOL2). Le anomalie negative più evidenti riguardano lo stronzio (eccetto WOL49, WOL51, WOL39) ed il bario.



**Figura 3.4.2.1 - Distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989) nel sito di Dedessa (Wollega)**

Si nota poi che il campione WOL2 (di composizione harzburgitica) denota un generale arricchimento in elementi incompatibili superiore a diversi campioni di composizione lherzolitica quali WOL51, WOL39 WOL8.

I pattern delle terre rare (fig. 3.4.2.2) normalizzati alle condriti risultano in genere più arricchiti in LREE rispetto a quelli del sito di Injibara (Gojam), con un valore medio attorno a 4,7 volte il valore condritico, confermando l'andamento antitetico già citato nell'osservazione degli spiderdiagram degli elementi incompatibili.



**Figura 3.4.2.2 - Distribuzione delle terre rare normalizzate alla composizione delle condriti (McDonough e Sun , 1995) del sito di Dedessa (Wollega).**

Il valore medio del rapporto  $La_N/Yb_N$  è pari a 3,5 con frazionamenti LREE/HREE più marcati nei campioni a composizione harzburgitica ( $La_N/Yb_N$  (WOL7) = 7,0) rispetto a quelli di composizione lherzolitica ( $La_N/Yb_N$  (WOL51) = 1,1). Anche i pattern delle terre rare evidenziano che il campione WOL2 è generalmente più arricchito di quasi tutti i campioni a composizione lherzolitica.

### 3.4.3 Analisi degli elementi maggiori in situ (EPMA)

Le analisi di microsonda elettronica riguardanti i campioni del sito di Dedessa (Wollega) sono state eseguite secondo le modalità analitiche e le specifiche tecniche descritte in Appendice A. Sono stati investigati 9 campioni (3 harzburgiti, 6 lherzoliti) per un totale di 19 analisi di olivine, 20 di ortopirosseni, 30 di clinopirosseni e 4 di spinelli.

#### Olivine

Le olivine dei campioni lherzolitici hanno contenuti in forsterite variabili da 87 a 88 mentre quelle dei campioni a composizione harzburgitica hanno forsterite che va da 89 a 91. I valori più elevati in forsterite sono stati rilevati nel campione WOL2 al nucleo di un grosso cristallo ( $Fo=91,21$ ) e in un incluso all'interno di uno spinello ( $Fo=91,07$ ). Non si notano grosse differenze composizionale tra le analisi effettuate al nucleo e in periferia, piuttosto si evidenzia che analisi effettuate su piccoli cristalli registrano valori di forsterite inferiori ( $Fo=89$ ).

Non sono state effettuate analisi sulle olivine dei campioni di olivinwebsterite poiché il loro contenuto di olivina anche in questo caso è molto basso e le olivine individuate sono tutte in cattivo stato. Le analisi delle olivine di alcuni campioni rappresentativi sono mostrati in tabella 3.4.3.a.

**Tabella 3.4.3.a - Composizione degli elementi maggiori delle olivine di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Dedessa (Wollega). Harz. = harzburgite, Lher. = lherzolite**

	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.
	incluso	core	core	core	rim	core	rim	core	core
(wt%)	WOL2-1c	WOL2-2a	WOL2-3a	WOL2-3b	WOL2-4b	WOL34-1a	WOL34-2c	WOL8-1c	WOL8-2a
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41,31	41,67	41,49	41,56	42,18	41,75	41,76	40,97	41,11
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8,73	8,39	10,68	9,05	8,72	9,29	10,53	11,97	10,93
<b>MnO</b>	0,16	0,04	0,28	0,20	0,12	0,13	0,11	0,30	0,06
<b>MgO</b>	49,94	48,88	48,03	49,17	47,65	49,70	48,13	46,16	47,34
<b>CaO</b>	0,16	0,08	0,26	0,09	0,10	0,08	0,07	0,25	0,09
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,07	0,06	0,04	0,11	0,00	0,02	0,09	0,02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,07	0,02	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,08	0,02	0,07	0,09	0,01	0,03	0,03	0,07	0,02
<b>NiO</b>	0,32	0,43	0,22	0,42	0,36	0,41	0,32	0,20	0,39
<b>Totale</b>	100,73	99,72	101,10	100,64	99,25	101,41	101,00	100,06	100,10

**Tabella 3.4.3.a - (continua)**

	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.
	<i>incluso</i>	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>core</i>
	WOL2-1c	WOL2-2a	WOL2-3a	WOL2-3b	WOL2-4b	WOL34-1a	WOL34-2c	WOL8-1c	WOL8-2a
Fo	91,07	91,21	88,91	90,64	90,69	90,51	89,07	87,02	88,48
<i>a.p.f.u.</i>									
Si	1,063	1,072	1,068	1,070	1,086	1,074	1,075	1,055	1,058
Ti	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
Al	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Cr	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Fe(ii)	0,188	0,181	0,230	0,195	0,188	0,200	0,227	0,258	0,235
Mn	0,004	0,001	0,006	0,004	0,003	0,003	0,002	0,007	0,001
Mg	1,916	1,876	1,843	1,887	1,828	1,907	1,847	1,771	1,816
Ni	0,007	0,009	0,004	0,009	0,008	0,009	0,007	0,004	0,008
Ca	0,0044	0,0021	0,0071	0,0025	0,0027	0,0022	0,0019	0,0070	0,0025

### Ortopirosseni

Gli ortopirosseni sono stati classificati tutti come enstatite contenenti al massimo 12% di ferrosilite. Il contenuto medio in MgO (wt%) è di 31,5 in ortopirosseni contenuti in campioni a composizione lherzolitica e arriva a 34,0 nelle harzburgiti. L' mg# degli ortopirosseni in campioni lherzolitici varia da 88 a 89 mentre in campioni harzburgitici esso è variabile tra 91 e 92. Il campione a numero di magnesio più basso (mg# = 88) è un cristallo di ortopirosseno incluso in un clinopirosseno completamente destabilizzato e presenta concentrazioni di FeO<sub>t</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) più elevate rispetto a tutti gli altri ortopirosseni analizzati. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) è più basso nei campioni harzburgitici (valore massimo pari a 3,2) rispetto a quelli lherzolitici che raggiungono concentrazioni fino a 5,0.. Le analisi di ortopirosseni di alcuni campioni rappresentativi sono mostrate in tabella 3.4.3.b.

**Tabella 3.4.3.b - Composizione degli elementi maggiori degli ortopirosseni di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Harz. = harzburgite, Lher. = lherzolite**

	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.
	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>rim</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>	<i>incluso</i>	<i>rim</i>
(wt%)	WOL2-1a	WOL2-4c	WOL2-3d	WOL34-1c	WOL34-2a	WOL8-1a	WOL8-2c
SiO <sub>2</sub>	56,74	56,81	57,12	56,85	57,26	54,73	55,49
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,05	0,19	0,07	0,17	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,51	2,54	2,32	3,21	2,80	5,06	4,78
FeO <sub>t</sub>	5,55	5,52	5,70	6,19	5,78	7,36	7,19
MnO	0,10	0,12	0,06	0,17	0,10	0,11	0,17
MgO	33,36	33,86	32,99	33,24	33,66	31,27	31,70
CaO	1,09	0,91	0,95	0,99	0,99	0,80	0,73
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,08	0,11	0,09	0,04	0,16	0,15
K <sub>2</sub> O	0,05	0,02	0,05	0,02	0,00	0,01	0,00
NiO	0,80	0,73	0,67	0,57	0,61	0,16	0,19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,05	0,02	0,18	0,15	0,11	0,00
<b>Totale</b>	100,36	100,70	100,04	101,71	101,46	101,17	101,03

Tabella 3.4.3.b - (continua)

	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.
	rim	rim	rim	core	rim	incluso	rim
	WOL2-1a	WOL2-4c	WOL2-3d	WOL34-1c	WOL34-2a	WOL8-1a	WOL8-2c
<b>mg#</b>	0,91	0,92	0,91	0,91	0,91	0,88	0,89
<i>a.p.f.u.</i>							
Si	1,950	1,950	1,975	1,938	1,952	1,904	1,915
Ti	0,001	0,001	0,001	0,005	0,002	0,004	0,004
Al	0,102	0,103	0,094	0,129	0,113	0,208	0,195
Fe III	-0,006	-0,003	-0,014	-0,006	-0,009	-0,005	-0,007
Fe II	0,166	0,161	0,179	0,182	0,173	0,219	0,215
Mn	0,003	0,004	0,002	0,005	0,003	0,003	0,005
Mg	1,712	1,729	1,7	1,689	1,71	1,621	1,631
Ca	0,04	0,033	0,035	0,036	0,036	0,03	0,027
Na	0,005	0,006	0,007	0,006	0,003	0,011	0,01
K	0,002	0,001	0,002	0,001	0	0	0
Cr	1,95	1,95	0,018	0,015	0,016	0,004	0,005

Il diagramma di classificazione degli ortopirosseni è mostrato in figura 3.4.3.1.

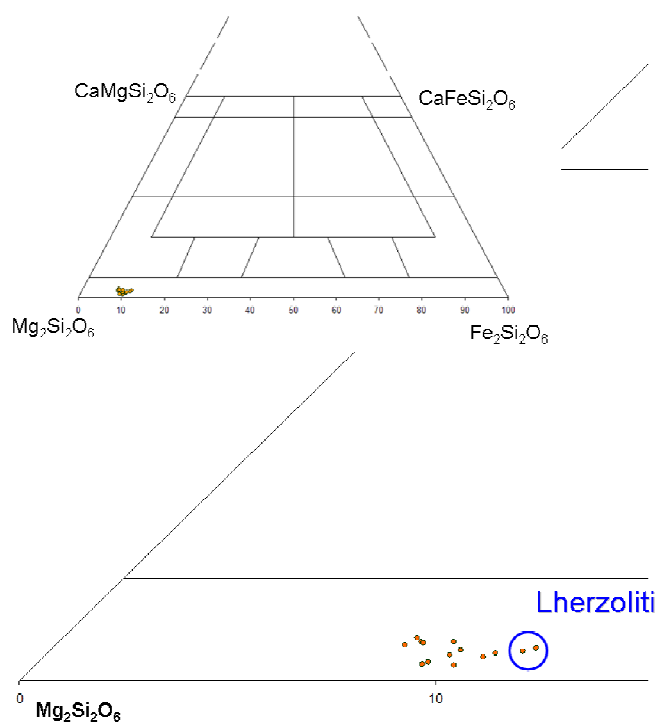


Figura 3.4.3.1 - Classificazione degli ortopirosseni del sito di Dedessa (Wollega).

### Clinopirosseni

I clinopirosseni dei campioni lherzolitici del sito di Dedessa (Wollega) hanno numero di magnesio variabile da 88 a 91, mentre i campioni a composizione harzburgitica hanno mg# generalmente più elevato (variabile tra 90 e 92). Il quadrilatero dei clinopirosseni (fig. 3.4.3.2) mostra che le analisi eseguite in corrispondenza o in prossimità di clinopirosseni in reazione ricadono nel campo

dell'endodiopside mentre non vi sono sostanziali differenze composizionali tra i clinopiroseni contenuti in campioni harzburgitici e quelli dei campioni lherzolitici. I primi sono più cromiferi (1-1,8 wt% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) e più magnesiaci (16-17 wt% MgO) rispetto ai clinopiroseni di xenoliti a composizione lherzolitica. Il campione WOL2 contiene clinopiroseni aventi concentrazioni di TiO<sub>2</sub> (0,03-0,1 wt%) nettamente più basse della media (0,5 wt%). Le analisi EPMA dei clinopiroseni del sito di Dedessa (Wollega) sono riportate in tabella 3.4.3.c.

**Tabella 3.4.3.c - Composizione degli elementi maggiori dei clinopiroseni di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Injibara (Gojam). Harz. = harzburgite, Lher. = lherzolute.**

	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Harz.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.	Lher.
	core	core	core	rim	core	rim	core	rim reaz.	rim	core	core	rim
(wt%)	WOL2 3c	WOL2 4a	WOL2 1b	WOL2 2b	WOL34 2b	WOL34 1b	WOL8 1e	WOL8 1b	WOL51 2	WOL51 3	WOL51 4	WOL51 5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53,49	53,36	53,57	53,86	53,69	54,52	51,51	55,69	53,37	53,55	53,46	52,91
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,09	0,05	0,03	0,10	0,17	0,32	0,62	0,17	0,32	0,34	0,37	0,42
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,46	3,58	3,49	3,51	4,03	3,60	5,49	0,84	5,82	5,99	5,84	6,11
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,72	2,86	2,65	2,47	3,22	3,42	3,54	3,25	2,80	2,75	2,92	2,99
<b>MnO</b>	0,11	0,09	0,10	0,06	0,10	0,09	0,10	0,16	0,13	0,08	0,10	0,07
<b>MgO</b>	16,62	16,43	16,01	16,62	16,39	17,19	15,57	19,17	15,61	15,52	15,18	14,94
<b>CaO</b>	20,50	19,84	20,54	20,14	20,32	20,13	21,99	20,55	20,42	20,23	20,02	20,23
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,19	1,21	1,18	1,32	1,22	1,37	0,59	0,46	1,50	1,55	1,39	1,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,11	0,00	0,01	0,00	0,00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,48	1,76	1,64	1,77	1,21	0,92	0,65	0,53	0,96	1,11	1,03	0,91
<b>NiO</b>	0,13	0,03	0,00	0,01	0,06	0,00	0,09	0,14	0,08	0,09	0,07	0,11
<b>Totale</b>	99,80	99,23	99,23	99,86	100,42	101,56	100,17	101,06	101,01	101,21	100,38	100,26
<b>mg#</b>	0,92	0,91	0,92	0,92	0,90	0,90	0,89	0,88	0,91	0,91	0,90	0,90
<b>cr#</b>	0,22	0,25	0,24	0,25	0,17	0,15	0,07	0,06	0,10	0,11	0,11	0,09
<i>a.p.f.u.</i>												
Si	1,941	1,948	1,957	1,95	1,937	1,938	1,874	1,877	1,911	1,914	1,931	1,912
Ti	0,002	0,001	0,001	0,003	0,005	0,008	0,017	0,016	0,009	0,009	0,01	0,011
Al	0,148	0,154	0,15	0,15	0,171	0,151	0,235	0,3	0,246	0,252	0,249	0,26
Fe III	0,001	-0,004	-0,007	-0,003	-0,001	0,006	0,001	0,001	-0,002	-0,005	-0,016	-0,006
Fe II	0,081	0,092	0,088	0,078	0,098	0,096	0,106	0,111	0,086	0,088	0,104	0,096
Mn	0,004	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,004	0,004	0,002	0,003	0,002
Mg	0,899	0,894	0,872	0,896	0,881	0,911	0,844	0,788	0,833	0,827	0,817	0,805
Ca	0,797	0,776	0,804	0,781	0,785	0,767	0,857	0,774	0,783	0,774	0,775	0,783
Na	0,084	0,086	0,084	0,093	0,085	0,094	0,041	0,108	0,104	0,107	0,097	0,109
K	0	0	0	0	0,001	0	0,001	0,001	0	0,001	0	0
Cr	0,043	0,051	0,047	0,051	0,034	0,026	0,019	0,021	0,027	0,031	0,03	0,026



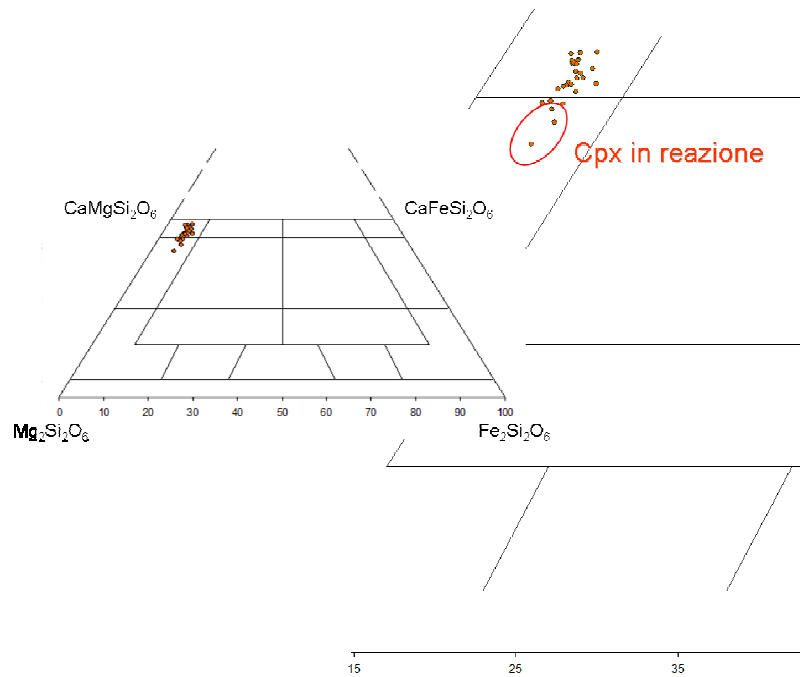


Figura 3.4.3.2 - Classificazione dei clinopirosseni degli xenoliti di mantello del sito di Dedessa (Wollega).

*Spinelli*

Sono stati analizzati gli spinelli dei campioni WOL20B e WOL35. Gli spinelli analizzati presentano rapporti Cr/(Cr+Al) variabili da 0,20 a 0,21 nel campione WOL20B e pari a 0,27-0,28 nel campione WOL35. Il rapporto Fe/(Fe+Mg) è pari a 0,22-0,23 nel campione WOL20B mentre nel campione WOL35 tale valore vale 0,28-0,29. Questi intervalli sono caratteristici rispettivamente di campioni lherzolitici e harzburgitici nei campioni del sito di Injibara (Gojam). Le analisi degli spinelli del sito di Dedessa (Wollega) sono in tabella 3.4.3.d mentre il diagramma triangolare di classificazione degli spinelli è rappresentato in figura 3.4.3.2.

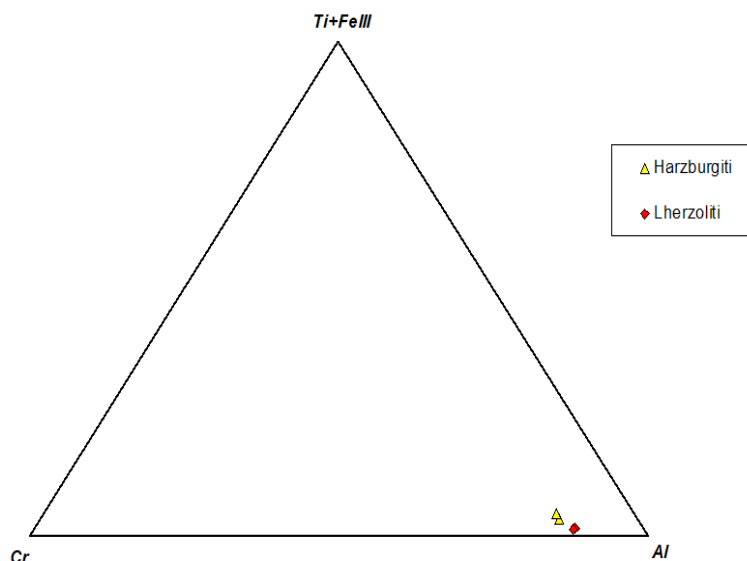


Figura 3.4.3.2 - Diagramma di classificazione degli spinelli degli xenoliti di mantello del sito di Dedessa (Wollega)

**Tabella 3.4.3.d - Composizione degli elementi maggiori degli spinelli di xenoliti di mantello provenienti dal sito di Dedessa (Wollega). Harz. = harzburgite, Lher. = lherzolite**

	<i>Lher.</i>	<i>Lher.</i>	<i>Harz.</i>	<i>Harz.</i>
	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>core</i>	<i>rim</i>
(wt%)	<b>WOL20B 1L</b>	<b>WOL20B 2C</b>	<b>WOL35 1A</b>	<b>WOL35 1B</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,03	0,04	0,06
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,08	0,05	0,10	0,54
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	57,67	56,88	54,26	53,29
<b>FeO<sub>t</sub></b>	9,93	9,45	12,87	13,56
<b>MnO</b>	0,15	0,12	0,12	0,20
<b>MgO</b>	21,14	21,00	19,93	19,94
<b>CaO</b>	0,00	0,01	0,00	0,04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,02	0,00	0,01
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,92	11,17	12,26	11,99
<b>NiO</b>	0,30	0,37	0,38	0,39
<b>Totale</b>	100,22	99,11	99,96	100,02
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0,21	0,20	0,27	0,28
<b>Mg#</b>	0,79	0,80	0,73	0,72
<b>Cr#</b>	0,11	0,12	0,13	0,13
<i>a.p.f.u.</i>				
Si	0,004	0,007	0,009	0,012
Ti	0,012	0,009	0,015	0,086
Al	13,956	13,922	13,389	13,182
Cr	1,773	1,834	2,029	1,990
Fe III	0,237	0,214	0,533	0,633
Fe II	1,468	1,427	1,720	1,747
Mn	0,027	0,021	0,021	0,035
Mg	6,472	6,502	6,220	6,240
Ca	0,000	0,002	0,000	0,009
Ni	0,050	0,062	0,064	0,067

#### 3.4.4 Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)

Per il sito di Dedessa (Wollega) sono stati analizzati clinopirosseni di un solo campione di composizione harzburgitica (WOL2) secondo le modalità e le specifiche analitiche descritte in Appendice A. La distribuzione degli elementi incompatibili dei clinopirosseni forma un pattern arcuato, convesso verso l'alto che registra le massime concentrazioni sulle terre rare leggere ( $Ce_N=55$ ) per poi decrescere verso gli elementi a maggior grado di incompatibilità. Il pattern di questo campione ricorda quello dei clinopirosseni magmatici. Si notano concentrazioni anomalmente basse in stronzio (Sr), zirconio (Zr), afnio (Hf) ma soprattutto in titanio (Ti).

La distribuzione delle terre rare conferma gli arricchimenti in LREE (concentrazioni pari a 150 il valore delle condriti) già rilevati dall'esame del pattern degli incompatibili. I rapporti  $La_N/Yb_N$  sono testimoni di un elevato frazionamento LREE/HREE raggiungendo il valore di 12. Le distribuzioni degli elementi incompatibili e delle terre rare del campione WOL2 sono mostrati in figura 3.4.4.1.

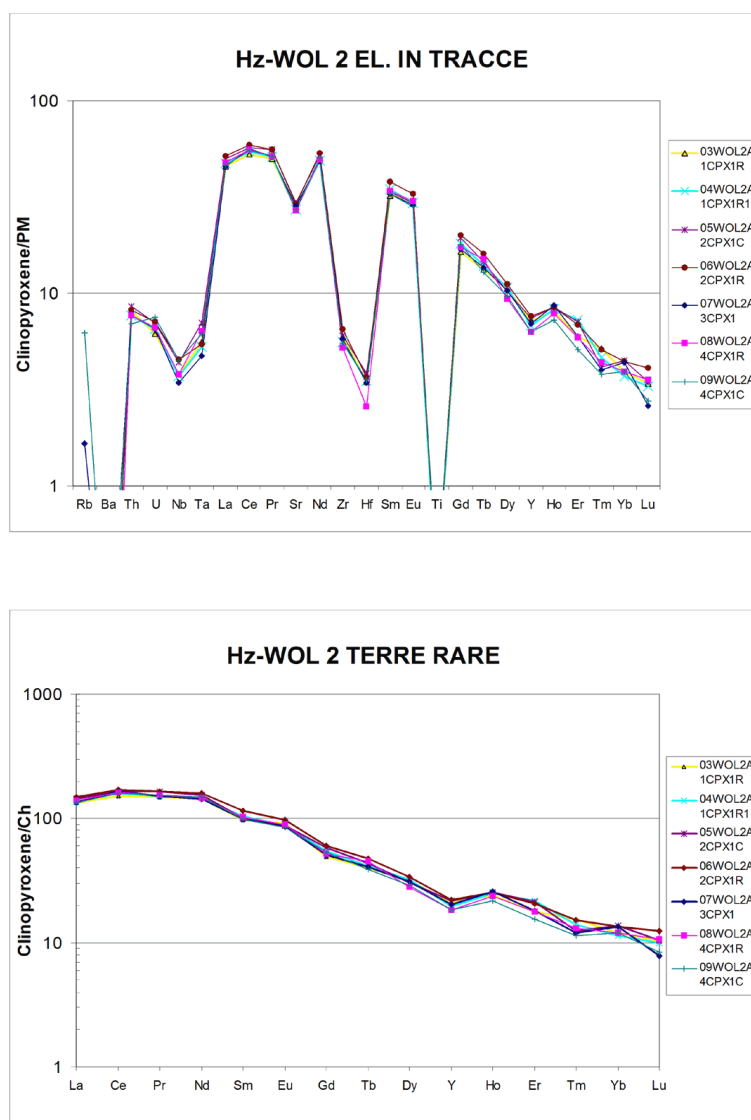


Figura 3.4.4.1 - Distribuzione degli elementi incompatibili (in alto) e delle terre rare (in basso) nei clinopirosseni dei campioni harzburgitici del sito di Dedessa (Wollega)

### 3.5 Geotermobarometria del mantello sottostante il plateau nord Etiopico

La modellizzazione delle condizioni di temperatura del mantello che soggiace il plateau nord etiopico è stata effettuata applicando il geotermometro ortopirosseno-clinopirosseno proposto da Brey e Köhler (1990) che si basa sull'equilibrio del componente enstatite tra i due pirosseni. Per modellizzare la profondità alla quale questo equilibrio si verifica abbiamo invece utilizzato il geobarometro di Köhler e Brey (1990) che considera la ripartizione del calcio tra olivina e clinopirosseno dipendente dalla pressione. I noduli del sito di Injibara (Gojam) hanno tessiture protogranulari e non presentano interazioni con il magma incassante o tessiture pirometamorfiche tali da destabilizzare il reticolo dei pirosseni come invece si rileva nella maggior parte dei noduli campionati nel sito di Dedessa (Wollega). L'applicazione dei geotermometri e geobarometri risulta quindi ottimale principalmente per il sito di Injibara che mostra, anche all'osservazione petrografica

al microscopio ottico, di possedere i migliori requisiti per l'applicazione dei modelli di Brey e Köhler (1990) e Köhler e Brey (1990). Non vi sono difatti differenze composizionali rilevanti tra il nucleo ed il bordo dei cristalli di pirosseni, come confermato dalle temperature calcolate nei diversi punti, evidenziando l'omogeneità composizionale dei pirosseni di queste peridotiti. Il geotermometro si basa sulla formula:

$$T_{BKN} [^{\circ}K] = \left\{ \frac{23664 + [24,9 + (126,3 \cdot X_{Fe}^{Cpx})] \cdot P}{13,38 + Ln(K_D^*)^2 + (11,59 \cdot X_{Fe}^{Opx})} \right\} \quad (eq. 3.5.1)$$

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

Ove la P è la pressione all'equilibrio delle due fasi clinopirosseno e ortopirosseno. Per il sito di Injibara sono stati calcolati una decina di temperature sia su campioni lherzolitici che harzburgitici. Si è notato che la differente composizione modale non si riflette in due differenti range di temperatura, ma essi sono al contrario interdigerati e uniformati in un unico campo che pone le condizioni termometriche del mantello che soggiace il plateau nord etiopico, tra i 930 e i 1000 °C. Sfortunatamente non è stato possibile effettuare analisi sulle lamelle di smescolamento dei pirosseni a causa delle loro scarse dimensioni. Secondo il modello geotermobarometrico di Köhler e Brey (1990), la pressione di equilibrio viene calcolata utilizzando la ripartizione del calcio tra olivina e clinopirosseno ed è descritta dalla formula:

$$P[Kb] = \left[ \frac{-T \cdot Ln(D_{Ca}) - 5792 - 1,25 \cdot T}{42,5} \right] \quad (eq. 3.5.2)$$

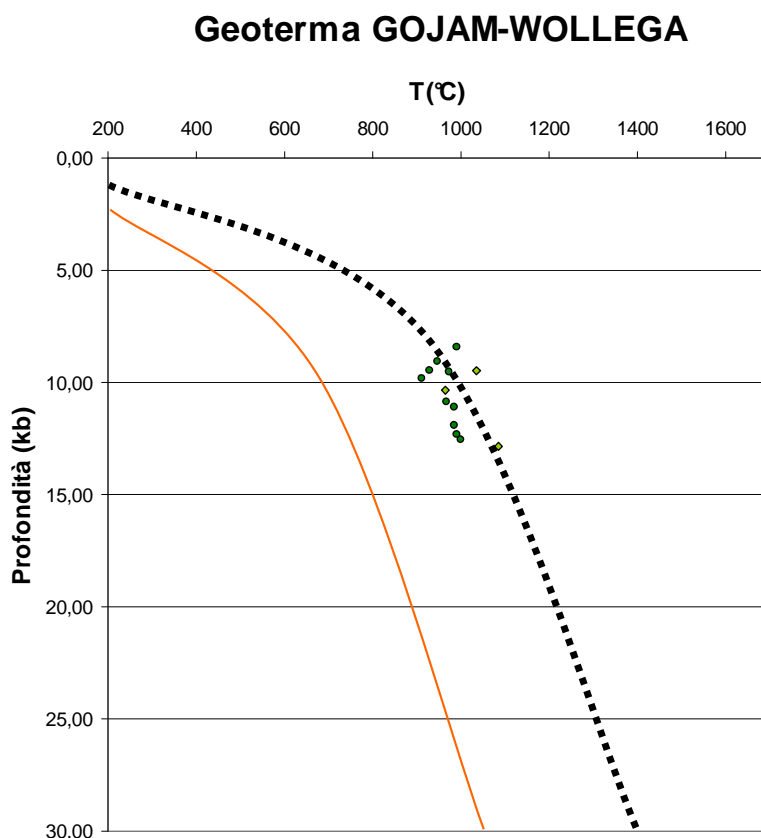
per  $T[^{\circ}K] \leq (1275,25 + 2,827 \cdot P)$

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

con  $Ca^{Ol}$ ,  $Ca^{Cpx}$ : proporzioni atomiche di Ca 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 ( $1\sigma$ ), in accordo con Köhler 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 la facies in cui ci troviamo. L'intervallo barometrico nel quale ricadono i noduli di Injibara (Gojam) e di Dedessa (Wollega) si pone tra i 9 e i 12,5 Kbar di pressione, corrispondente a profondità tra i 30 e i 40 km.

Tali risultati sono in accordo con quelli di Conticelli et al. (1999) che stimano un intervallo geotermobarometrico del mantello litosferico del plateau nord etiopico molto simile a quello da noi calcolato. Comparati con la geoterma conduttiva di Pollack e Chapman (1977) calcolata per mezzo di flussi di calore sotto scudi continentali considerati stabili ( $50 \text{ mW/m}^2$ ), i campioni di Injibara e Wollega (fig. 3.5.1) mostrano una temperatura superiore di circa  $350^\circ\text{C}$  a parità di pressione approssimando una geoterma locale sensibilmente più alta (circa  $90 \text{ mW/m}^2$ ).



**Figura 3.5.1 – Ricostruzione della geoterma locale sulla base dei geotermometri di Brey e Köhler (1990) e i geobarometri di Köhler e Brey (1990). I campioni del sito di injibara sono indicati con cerchi mentre quelli del sito di Dedessa sono rappresentati da rombi. La geoterma di Pollack e Chapman (1977) è la linea sottile di colore arancio, mentre la geoterma locale ricostruita è indicata dalla linea tratteggiata nera.**

### 3.6 Sistematica isotopica del mantello sottostante il plateau nord Etiopico

Le analisi sono state condotte su 10 campioni (7 lherzoliti, 1 harzburgite, 2 olivinwebsteriti) dei quali solo il campione Hz-WOL2 proviene dal sito di Dedessa (Wollega). Per ogni campione sono state effettuate analisi dei rapporti isotopici di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . Sfortunatamente solo per 7 dei dieci campioni analizzati è stato possibile ottenere la sistematica isotopica di stronzio e neodimio poiché per gli altri 3 l'analisi del neodimio non è risultata attendibile.. Per quanto riguarda le metodologie e le specifiche analitiche utilizzate si rimanda all'Appendice A.

I risultati delle analisi suddividono in due gruppi geochimicamente distinti il mantello sottostante il plateau etiopico.

Il primo gruppo, composto da 4 campioni lherzolitici tutti provenienti dal sito di Injibara (Gojam), ha valori di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compresi tra 0,702414 e 0,702895 e di  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variabili tra 0,513238 e 0,513302 e presenta quindi caratteristiche geochimiche molto simili a quelle del mantello impoverito (DM). Le analisi isotopiche di xenoliti di mantello provenienti dai dintorni del Lago Tana riportate da Roger et al., (1999) ricadono proprio a ridosso del campo identificato dal DM e dai nostri campioni.

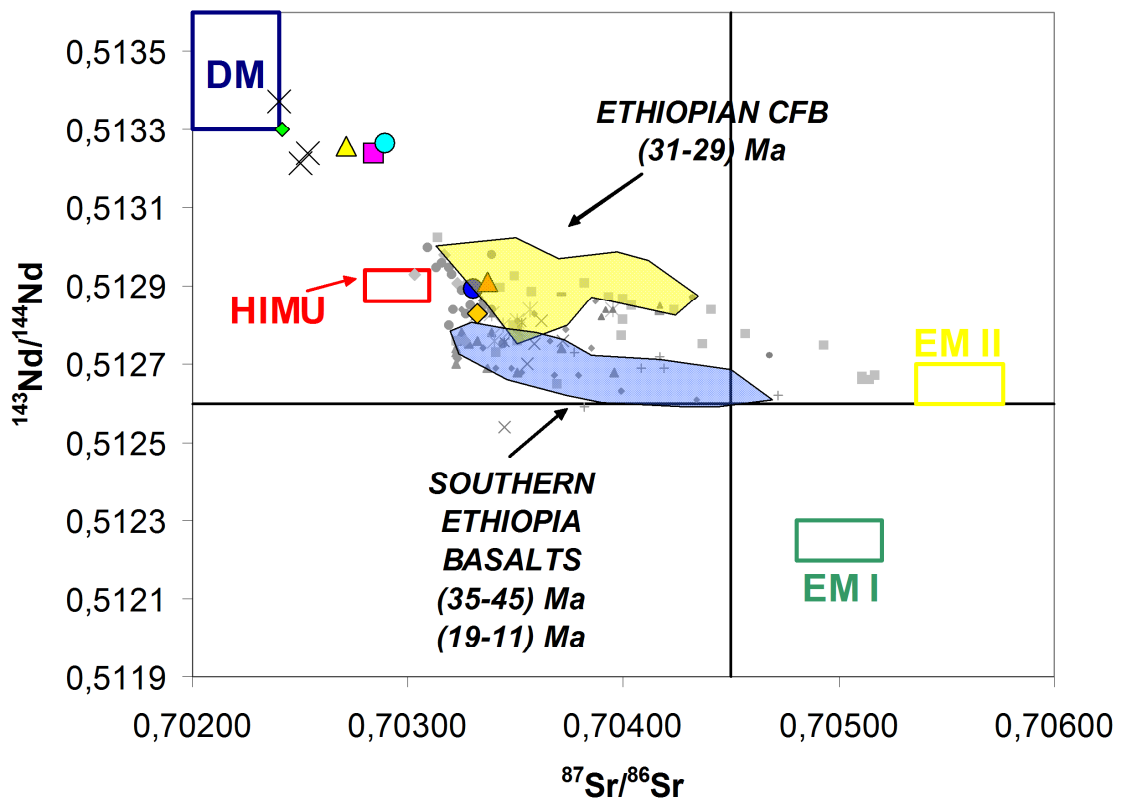
Il secondo gruppo è composto da 3 campioni, (2 olivinwebsteriti e 1 harzburgite) dei quali soltanto l'harzburgite proviene da Dedessa (Wollega), mostra valori di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  compresi tra 0,703302 e 0,703370 mentre i rapporti isotopici del neodimio variano da un minimo di 0,512827 ad un massimo di 0,512912, evidenziando un'affinità verso le componenti geochimiche arricchite del mantello (EMI, EMII). Questi campioni plottano molto vicino al campo dei Continental Flood Basalt oligocenici (31-29Ma) del plateau nord etiopico (fig. 3.6.1).

Sono state effettuate anche analisi dei rapporti  $^3\text{He}/^4\text{He}$  su cristalli di olivina separati da 3 campioni appartenenti al sito di Injibara (Gojam), 2 di olivinwebsteriti (GOJ31C, GOJ37B) ed uno lherzolitico (GOJ31B), e su olivine separate da un campione di composizione harzburgitica (WOL2) del sito di Dedessa (Wollega). I risultati sono riportati in tabella 3.6.a.

**Tabella 3.6.a - Risultati delle analisi del rapporto  $^3\text{He}/^4\text{He}$  negli xenoliti di Injibara (Gojam) e Dedessa (Wollega).**

<i>Campione</i>	<i>Minerale</i>	<i>R/Ra</i>	<i>uncertainty</i>
Lh-GOJ31B	olivina	6,9	1
OIWb-GOJ31C	olivina	7,5	0,5
OIWb-GOJ37B	olivina	7,8	0,4
Hz-WOL2	olivina	6,6	0,8

In base ai risultati ottenuti possiamo affermare che i rapporti relativamente bassi R/Ra ottenuti per gli xenoliti lherzolitici e harzburgitici del plateau nord etiopico sono confrontabili con quelli di analoghe popolazioni di xenoliti della placca Africana (Libia - Beccaluva et al., 2008.; Hoggar – Beccaluva et al., 2007) e riconducibili a litologie di un mantello superficiale già interessato da processi di degassamento rispetto alla composizione primordiale. I valori sensibilmente più elevati delle olivinwebsteriti (R/Ra 7,5-7,8) suggeriscono una possibile interazione di queste litologie con i fusi basaltici di plateau, in particolare quelli alti in  $\text{TiO}_2$ , caratterizzati da R/Ra anomalmente alti (Pik et al., 2006) ed alla cui genesi possono avere contribuito anche componenti di plume di mantello profonde.



- |                      |                         |                                  |                    |
|----------------------|-------------------------|----------------------------------|--------------------|
| ▪ Afar Wonji Basalts | ▲ SE- Getra Kele        | × Xeno Plateau                   | × BasAlc Quat SMER |
| ▲ Post-Rift SEBobern | + RCM-Basalt            | ◆ MB-Bsn                         | ● MB-Basalt        |
| × Konja Pliocene     | ■ Syn-Rift SEGetra-Kele | ● Pre-Rift SEGamo                | ● Quaternary Bas   |
| × Aka Miocene        | ◆ Nachola Miocene       | ■ Western Branch Miocene-Present |                    |
| ● OIWb-GOJ31C        | ◆ Hz-WOL2               | ▲ Lh-GOJ26                       | ● Lh-GOJ19         |
| ▲ OIWb-GOJ37B        | ◆ Lh-GOJ16              | ■ Lh-GOJ4                        |                    |

Figura 3.6.1 - Sistematica isotopica  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  degli xenoliti provenienti dal sito di Injibara (Gojam) e Dedessa (Wollega). I dati dei CFB oligocenici del plateau nord etiopico sono tratti da Pik et al., (1999), mentre quelli dei basalti dell’Etiopia meridionale sono tratti da George e Rogers (2002) e Stewart e Rogers (1996). Altri dati da Rogers et al., (2000) e riferimenti bibliografici inclusi.

#### 4. CARATTERIZZAZIONE DEI MAGMI OLIGOCENICI DEL PLATEAU NORD ETIOPICO

Il campionamento dei magmi oligocenici costituenti il plateau nord etiopico è stato effettuato nel periodo novembre-dicembre 2004. La cartografia geologica disponibile (Merla et al., 1973) ed i precedenti lavori riguardanti l’area di studio (Mohr e Zanettin, 1988; Pik et al., 1998, 1999) ci hanno permesso di identificare chiaramente la disposizione geografica delle formazioni di interesse ed in particolare la “Carta Geologica dell’Etiopia e della Somalia” (Merla et al., 1973) si è rivelata un validissimo supporto cartografico nonostante sia stata prodotta più di 30 anni fa.

Il plateau nord etiopico è stato campionato lungo 4 sezioni chiave (serie delle Simien Mountains, serie di Lalibela, serie di Adigrat, serie del Nilo Azzurro) dalle quali sono stati raccolti circa 70 campioni di lave.

#### 4.1 Descrizione petrografica dei magmi oligocenici del plateau nord Etiopico

##### 4.1.1 Lave della serie delle Simien Mountains (Gondar)

La serie delle Simien Mountains (fig. 4.1.1.1) è composta da 17 campioni di magmi soprassaturi in silice, di composizione variabile da basaltica fino ad andesitica, dai quali sono state ricavate le sezioni sottili.

### SIMIEN MOUNTAINS SERIES

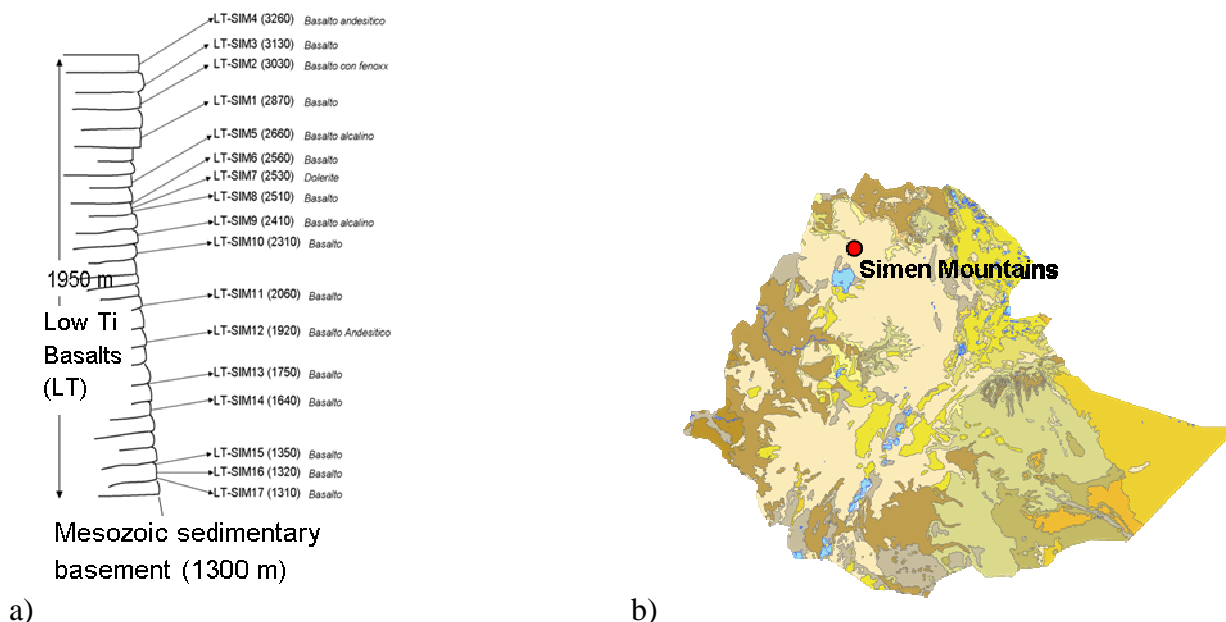


Figura 4.1.1.1 - a) Ricostruzione della sequenza stratigrafica della serie delle Simien Mountains nella regione di Gondar. b) Ubicazione della serie delle Simien Mountains 13°23'33"N, 38°00'00"E.

L'analisi al microscopio ottico rivela che le prime lave eruttate (SIM17, SIM16, SIM15, SIM14, SIM13) hanno tessiture da ipocristalline a basso indice di porfiricità fino ad olocristalline (SIM15) nei quali la paragenesi dei fenocristalli include sempre il plagioclasio spesso il clinopirosseno. La pasta di fondo va da microcristallina (SIM16, SIM15, SIM14) a criptocristallina (SIM13) a vetrosa (SIM17). Sono diffuse tessiture ofitiche caratterizzate dalla cristallizzazione del plagioclasio prima del clinopirosseno. Questa tessitura appare molto chiara nella prima lava della serie (SIM17) che presenta anche tessiture variolitiche con cristalli allungati di plagioclasio divergenti da un nucleo

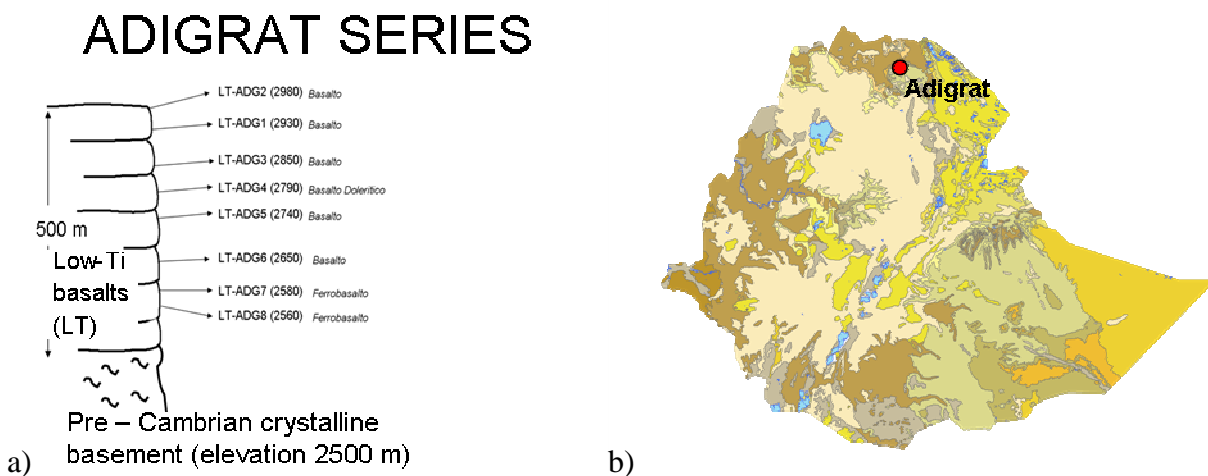


comune e disposti a ventaglio con il clinopirosseno che cristallizza negli interstizi. Questi campioni sono tutti di composizione basaltica.

L'indice di porfiricità si eleva sensibilmente nelle lave che seguono stratigraficamente a questo primo gruppo (SIM12, SIM11, SIM10, SIM8, SIM7, SIM6, SIM5) ed i fenocristalli sono rappresentati sempre da plagioclasio e raramente da clinopirosseno. In alcuni campioni non si riscontra la presenza di quest'ultimo (SIM8, SIM6, SIM5) mentre negli altri campioni la presenza di fenocristalli di clinopirosseno diminuisce nettamente rispetto ai primi magmi eruttati. La pasta di fondo è sempre microcristallina e costituita da plagioclasio e da magnetite, talvolta da clinopirosseno e da microcristalli di olivina alterati in hiddingsite (SIM10) la quale compare anche come fenocristalli nel campione (SIM7). Nel campione SIM11 i fenocristalli di plagioclasio denotano tutti un'orientazione preferenziale. Il campione SIM5 presenta invece una taglia straordinaria dei cristalli di plagioclasio che esibiscono una lunghezza centimetrica dell'asse maggiore. Il campione SIM9 rappresenta un'eccezione in questa sequenza avendo una taglia minore dei fenocristalli. Le ultime lave della serie hanno basso indice di porfiricità ed anche in questo caso la presenza di fenocristalli di clinopirosseno si può definire da scarsa a nulla. La taglia dei fenocristalli è sempre fine ad eccezione del campione SIM2 che presenta dei fenocristalli di plagioclasio di taglia media. La presenza di ossidi di ferro in pasta di fondo microcristallina rimane costante.

#### 4.1.2 Lave della serie di Adigrat (Tigray)

La serie di Adigrat è stata campionata lungo la strada che collega Adua ad Adigrat ed è composta da 8 campioni di basalti (fig. 4.1.2.1).



**Figura 4.1.2.1 - Ricostruzione della sequenza stratigrafica della serie di Adigrat nella regione del Tigray. b) Ubicazione della serie di Adigrat 14°16'37''N, 39°27'39''E**

Le lave della serie di Adigrat sono tutte olocristalline, a struttura porfirica (ADG3, ADG4) e caratterizzate da tessiture generalmente ofitiche nella pasta di fondo con i cristalli di clinopirosseno che cristallizzano tra i cristalli allungati di plagioclasio. Nel campione ADG5 la struttura ofitica si presenta a chiazze anche di notevoli dimensioni rispetto al campione. Il campione ADG2 presenta invece tessitura pecilitica con piccoli cristalli di plagioclasio inclusi in olocristalli di clinopirosseno aventi grana media. Sono sempre presenti in elevate quantità ossidi di ferro e di ferro-titanio dall'abito allungato in cristalli a dimensioni variabili. Il campione ADG4 presenta invece tessitura intergranulare con fenocristalli di olivina, plagioclasio, clinopirosseno con matrice composta da cristalli di dimensioni inferiori delle medesime fasi con l'aggiunta di magnetite.

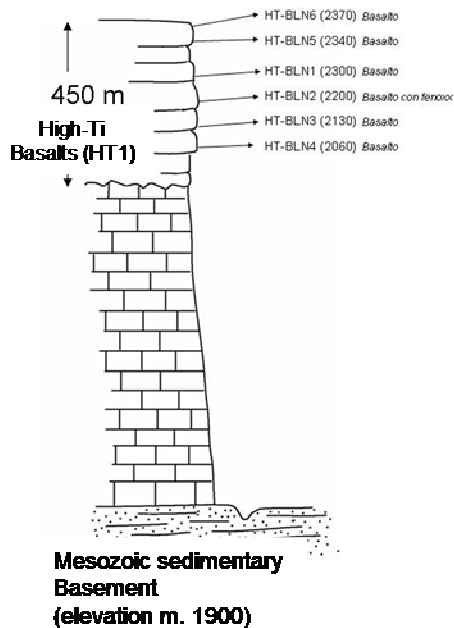
L'olivina è presente in quasi tutti i campioni; i fenocristalli sono debolmente interessati ai bordi da pseudomorfo in hiddingsite (ADG4, ADG6), in altri casi sono fortemente destabilizzati e parzialmente sostituiti da minerali argillosi (ADG3, ADG7); infine come fase riconoscibile solo dai minerali di sostituzione di colore verde – bowlingite - (ADG8, ADG5, ADG2).

Il campione ADG1 è un basalto transazionale-alcino. E' Olocristallino e a struttura porfirica i cui rari fenocristalli sono costituiti da plagioclasio di dimensioni millimetriche e sono immersi in una pasta di fondo a grana molto fine. La maggior parte di tali megacristalli presenta zonature continue e discontinue. Sono poi presenti relitti di fenocristalli di olivina sostituiti completamente da hiddingsite dal colore rosso acceso, altri alterati in fillosilicati microcristallini dal colore giallo-bruno. La matrice è composta da cristalli orientati di plagioclasio e clinopirosseno e da cristalli più piccoli di olivina e magnetite. Distribuiti in maniera non uniforme nella sezione si notano aggregati microcristallini di minerali di alterazione (fillosilicati) che potrebbero essere prodotti di ricristallizzazione di vetro.

#### *4.1.3 Lave della serie del Nilo Azzurro (Gojam)*

La serie del Nilo Azzurro è stata campionata lungo la strada che dall'abitato di Dejen scende nella gola del fiume ed è composta da 6 campioni di composizione basaltica (fig 4.1.3.1).

## BLUE NILE SERIES



a)



b)

Figura 4.1.3.1 - Ricostruzione della sequenza stratigrafica della serie del Nilo Azzurro nella regione del Gojam.  
b) Ubicazione della serie del Nilo Azzurro (Dejen) 10°10'12''N, 38°07'48''E

La serie basaltica presenta variazioni strutturali e tessiturali che testimoniano diversi gradi di evoluzione dei magmi. Osservando i campioni provenienti dalle colate che si trovano stratigraficamente alla base della serie (BLN4, BLN3) si nota che essi sono ipocristallini, a struttura porfirica con tessiture intersertali nei quali sono presenti fenocristalli di olivina di taglia media-fine, in pseudomorfo con hiddingsite (BLN4) o fenocristalli di plagioclasio di medie dimensioni (BLN3) immersi in una matrice formata da microcristalli di plagioclasio, clinopirosseno, magnetite (BLN3) con porzioni amorfe (vetro?).

Le colate sovrainposte a quelle basali sono rappresentate da lave da olocristalline inequigranulari (BLN1) a ipocristalline a struttura porfirica (BLN2), aventi tessiture della pasta di fondo da ofitiche a sub-ofitiche ove tra gli interstizi dei cristalli di plagioclasio eudrale cristallizza clinopirosseno allotriomorfo, talora in continuità ottica che può raggiungere dimensioni millimetriche (BLN2). In queste lave si riscontra una percentuale di ossidi di ferro e titanio superiore a quella osservata nei campioni ubicati stratigraficamente alla base della serie. Nel campione BLN2 sono presenti relitti di cristalli di olivina smembrati e alterati in minerali argillosi.

Nel campione BLN1 la pasta di fondo è vetrosa, di colore variabile bruno-marrone, variabilmente alterata.

Le colate che costituiscono il tetto della serie basaltica del Nilo Azzurro sono caratterizzate da campioni ipocristallini, a struttura porfirica e tessiture della pasta di fondo da intrsertali a intergranulari con cristalli di plagioclasio e clinopirosseno, di taglia millimetrica, leggermente più grandi dei cristalli di olivina e di ossidi di ferro e ferro-titanio i quali sono molto abbondanti. Il clinopirosseno risulta visibilmente alterato mentre la fase amorfa è di colore giallo al solo polarizzatore e si presenta in plaghe da sub millimetriche a millimetriche non uniformemente distribuite nel campione

Nel campione BLN6 i fenocristalli di plagioclasio possono raggiungere i 2-3 millimetri di taglia.

#### 4.1.4 Lave della serie di Lalibela (Wollo)

La serie di Lalibela è composta da 21 campioni di basalti transazionali e picritici (fig. 4.1.4.1).

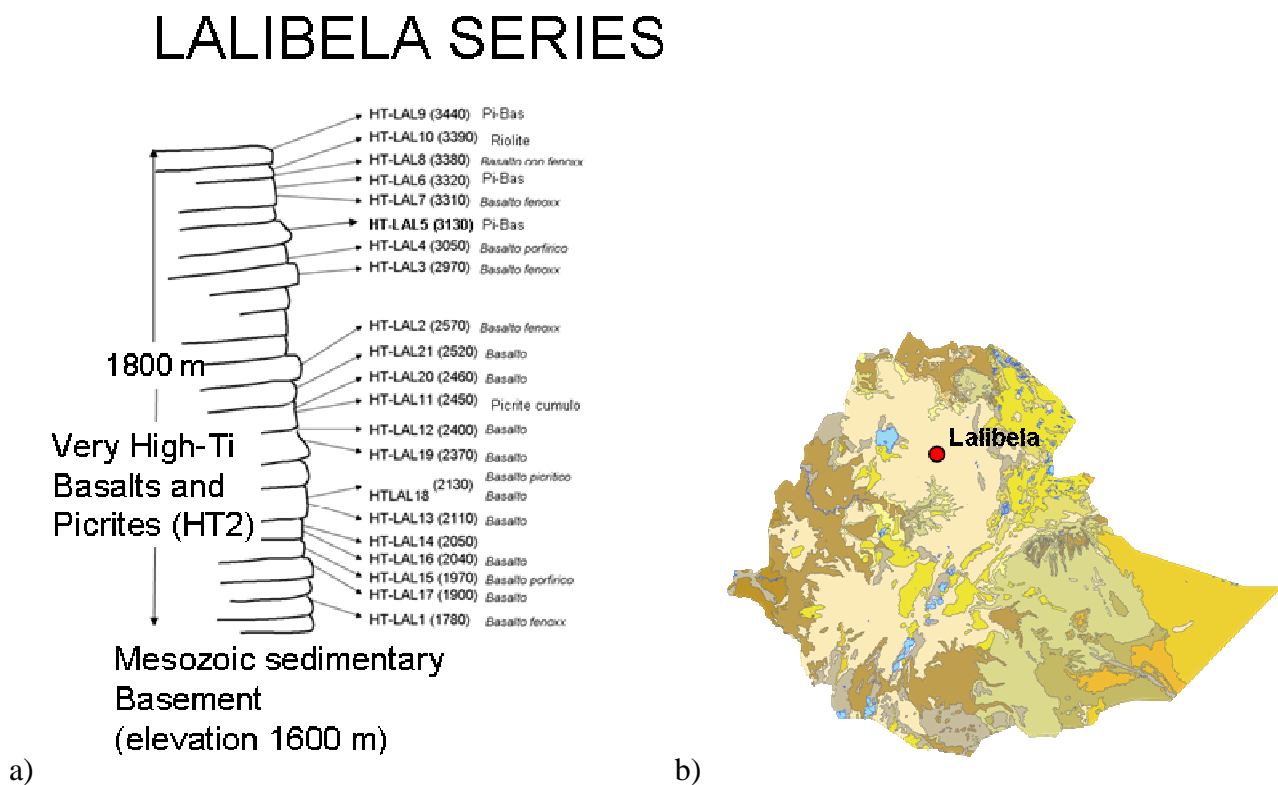


Figura 4.1.4.1 - Ricostruzione della sequenza stratigrafica della serie di Lalibela nella regione del Wollo. b) Ubicazione della serie di Lalibela 13°23'33"N, 38°00'00"E

I campioni ubicati alla base della serie (LAL1, LAL17, LAL15, LAL16) sono generalmente ipocristallini ed hanno strutture variabili da afiriche a porfiriche con fenocristalli di medie dimensioni (LAL15) e basso indice di porfiricità. L'olivina è presente sotto forma di fenocristalli (in pseudomorfo con minerali argillosi o alterata in hiddingsite) solo in alcune vulcaniti, mentre nei campioni LAL17 e LAL16 i fenocristalli sono costituiti solo da clinopirosseno e plagioclasio di

taglia millimetrica i quali sono presenti anche nella matrice in dimensioni sub millimetriche e microcristalli. La matrice microcristallina è composta anche da ossidi di ferro (magnetite). Nelle lave contenenti fenocristalli di olivina la pasta di fondo è criptocristallina e si riscontrano minerali di alterazione che probabilmente hanno sostituito plaghe di vetro.

La sequenza prosegue con magmi afirici ipocristallini (LAL18, LAL19, LAL20), a struttura porfirica olocristallini (LAL14, LAL12, LAL11, LAL21) e ipocristallini (LAL13). I magmi afirici hanno tessiture da intergranulari ad ofitiche e generalmente contengono cristalli di plagioclasio, clinopirosseno, ossidi di ferro e ilmenite. Solo in un campione che presenta tessiture da ofitiche a sub-ofitiche è stata riscontrata la presenza di cristalli di olivina sub millimetrici inclusi in un feltro formato da cristalli di plagioclasio. I magmi olocristallini a struttura porfirica contengono fenocristalli di olivina debolmente alterata in alcuni casi in altri in completa pseudomorfo con hiddingsite e dimensioni variabili da sub millimetriche a millimetriche. Fenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio sono generalmente presenti in quasi tutti i campioni in associazione ad olivina. I grossi di cristalli di clinopirosseno (taglia millimetrica) presenti nel campione LAL14 contengono spesso inclusioni di ossidi di ferro e ilmenite e talvolta piccoli cristalli di olivina subedrale. La matrice è composta da cristalli di taglia da submillimetrica a microcristallina di plagioclasio, clinopirosseno e ossidi di ferro e nel caso del campione LAL12 anche da piccoli minerali argillosi derivati probabilmente da un processo di devetrificazione.

I campioni provenienti dalle colate che costituiscono la parte sommitale della serie di Lalibela sono da ipocristallini (LAL2, LAL3, LAL7, LAL6, LAL9) fino ad olocristallini (LAL4, LAL5, LAL8), sono tutti caratterizzati da struttura porfirica e presentano generalmente un incremento della grana dei fenocristalli e dell'indice di porfiricità rispetto ai campioni precedentemente osservati.

I fenocristalli, che possono raggiungere dimensioni millimetriche, sono sempre costituiti da olivina e clinopirosseno (LAL5, LAL7, LAL6, LAL8, LAL9), e solo in un campione da plagioclasio (LAL7). Le tessiture variano da glomeroporfiriche a porfiriche seriate (LAL3, LAL5, LAL9). L'olivina si presenta spesso con vari gradi di pseudomorfo con hiddingsite mentre il clinopirosseno, che può raggiungere dimensioni fino a 5 mm (LAL7), presenta spesso inclusi di ossidi ed olivine. La matrice dei campioni ipocristallini è sub millimetrica e composta da microcristalli di clinopirosseno, plagioclasio, magnetite e in alcuni casi ilmenite (LAL6, LAL9) immersi in una massa cripto cristallina o amorfa.

L'unico campione riolitico LAL10 è ipocristallino con struttura porfirica e presenta una pasta di fondo con tipica tessitura fluidale evidenziata da laminazione della matrice vetrosa. Immersi in questa matrice e disposti secondo la laminazione si trovano i fenocristalli di feldspato alcalino potassico di dimensione variabile da sub millimetrica fino ad un massimo di 5 millimetri. Gli altri

fenocristalli millimetrici sono rappresentati da qualche rara lista di plagioclasio. Compaiono anche cristalli sub millimetrici di anfibolo e cristalli più piccoli di quarzo.

## 4.2 Caratterizzazione petrologica dei magmi oligocenici del plateau nord Etiopico

### *4.2.1 Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)*

La prima classificazione su base petrologica dei campioni di lave delle serie basaltiche è stata effettuata attraverso l'analisi degli elementi maggiori di roccia totale per fluorescenza a raggi x (XRF). La procedura di preparazione del campione e le specifiche tecniche analitiche sono già state descritte in Appendice A.

L'analisi è stata effettuata sull'intera campionatura della serie del Nilo Azzurro (6 campioni, tab. 4.2.1.a), della serie di Lalibela (21 campioni, tab 4.2.1.b), della serie delle Simien Mountains (17 campioni, tab. 4.2.1.c) e della serie di Adigrat (8 campioni, tab. 4.2.1.d) per un totale di 52 campioni analizzati.

**Tabella 4.2.1.a - Analisi in fluorescenza a raggi x (XRF) della serie del Nilo Azzurro (Gojam)**

	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>
<i>(wt%)</i>	<b>BLN1</b>	<b>BLN2</b>	<b>BLN3</b>	<b>BLN4</b>	<b>BLN5</b>	<b>BLN6</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,51	49,94	49,16	48,67	48,27	48,26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,46	3,23	3,89	3,09	3,67	3,67
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,92	13,00	13,25	14,62	14,53	14,42
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,80	13,62	16,84	14,64	15,82	16,01
<b>MnO</b>	0,18	0,22	0,19	0,17	0,21	0,20
<b>MgO</b>	4,79	5,14	3,87	5,29	4,14	4,20
<b>CaO</b>	9,66	9,64	8,60	10,15	9,21	9,21
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,82	3,00	2,59	2,39	2,83	2,77
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,84	0,69	0,97	0,72	0,93	0,90
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,75	0,84	0,29	0,20	0,37	0,37
<b>LOI</b>	1,28	0,67	0,35	0,04	0,00	0,00
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>(ppm)</i>						
Ba	712	788	326	195	364	354
Ce	47	39	57	16	25	27
Co	33	31	37	40	33	39
Cr	71	67	50	128	83	89
La	52	51	66	44	38	54
Nb	16	15	25	21	17	16
Ni	13	4	32	80	17	20
Pb	2	3	2	1	nd	2
Rb	14	7	19	9	14	14
Sr	564	568	421	438	443	447
Th	3	4	9	4	3	6
V	343	330	433	369	437	433
Y	37	36	49	39	39	39
Zn	154	131	160	123	147	150
Zr	174	170	328	235	308	317
Cu	22	19	162	102	37	37
Ga	35	30	36	26	29	30
Nd	57	51	54	30	30	29
S	87	155	155	nd	74	203
Sc	35	36	36	33	36	36
<b>mg#</b>	0,46	0,46	0,34	0,45	0,37	0,37

**Tabella 4.2.1.b - Analisi in fluorescenza a raggi x (XRF) della serie di Lalibela (Wollo)**

	HT2-Bas	HT2-Bas	HT2-Bas	H2T-Bas	HT2-PiBas	HT2-PiBas	HT2-Bas	H2T-Bas	HT2-PiBas	Rhy	H2T-PiBas
(wt%)	LAL1	LAL2	LAL3	LAL4	LAL5	LAL6	LAL7	LAL8	LAL9	LAL10	LAL11
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,52	47,71	50,02	46,82	46,02	45,10	50,18	48,18	46,25	72,52	44,22
<b>TiO<sub>2</sub></b>	5,44	4,53	3,92	5,77	4,51	4,02	3,51	3,58	3,44	0,63	3,02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8,05	11,83	10,99	9,26	8,59	8,30	11,59	10,69	8,76	10,79	6,19
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,76	15,04	13,05	16,67	13,39	13,94	12,77	12,32	14,07	4,19	11,61
<b>MnO</b>	0,17	0,18	0,17	0,20	0,19	0,18	0,16	0,17	0,18	0,18	0,17
<b>MgO</b>	10,32	6,28	8,08	6,82	13,00	16,20	7,56	11,02	14,41	0,27	25,10
<b>CaO</b>	11,68	10,28	9,74	10,73	10,03	9,25	9,52	9,59	10,28	0,29	6,10
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,00	2,58	2,40	2,08	1,89	1,73	2,52	2,31	1,53	3,85	0,56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,30	1,11	1,27	0,97	0,96	0,74	1,17	1,31	0,79	4,63	0,87
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,61	0,46	0,36	0,42	0,41	0,40	0,42	0,45	0,29	0,06	0,35
<b>LOI</b>	0,16	0,00	0,00	0,25	1,00	0,16	0,60	0,38	0,00	2,57	1,82
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<b>(ppm)</b>											
Ba	377	392	426	390	336	259	434	372	253	577	641
Ce	101	30	35	124	63	24	26	41	3	321	11
Co	45	45	48	52	67	71	52	56	71	nd	96
Cr	595	411	494	526	808	1551	546	816	1203	nd	1295
La	77	86	51	108	60	51	64	57	44	144	20
Nb	35	32	29	37	29	24	25	32	22	125	15
Ni	237	170	233	374	646	1097	230	655	697	7	1373
Pb	1	5	8	4	3	3	4	7	nd	11	nd
Rb	15	10	20	7	15	5	11	17	7	125	8
Sr	596	555	516	620	457	470	523	475	392	23	304
Th	9	9	10	10	4	9	5	9	6	26	5
V	475	457	400	479	449	371	344	380	343	17	281
Y	48	43	39	39	36	32	35	33	33	102	25
Zn	119	134	121	135	121	115	112	104	110	233	104
Zr	436	362	320	405	309	265	298	297	249	1023	176
Cu	201	188	134	149	157	137	102	160	123	1	98
Ga	25	24	16	22	14	6	14	13	7	34	2
Nd	38	7	nd	33	12	nd	nd	4	nd	154	nd
S	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	53	41	41	59	44	43	37	35	43	9	31
<b>mg#</b>	0,65	0,48	0,58	0,48	0,69	0,72	0,57	0,67	0,70	0,13	0,83



	<i>HT2-Bas</i>	<i>HT2-Bas</i>	<i>H2T-Bas</i>	<i>H2T-Bas</i>	<i>HT2-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>
(wt%)	<b>LAL12</b>	<b>LAL13</b>	<b>LAL14</b>	<b>LAL15</b>	<b>LAL16</b>	<b>LAL17</b>	<b>LAL18</b>	<b>LAL19</b>	<b>LAL20</b>	<b>LAL21</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47,81	46,59	45,64	45,23	46,20	48,69	50,15	49,91	49,82	48,25
<b>TiO<sub>2</sub></b>	4,79	5,19	5,91	5,50	4,82	2,43	3,87	4,01	3,51	3,87
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,84	10,33	7,78	9,22	11,77	15,38	13,46	13,38	13,28	13,77
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,99	13,65	15,04	15,06	15,19	12,96	14,32	14,41	14,59	14,63
<b>MnO</b>	0,16	0,16	0,17	0,19	0,19	0,19	0,18	0,19	0,21	0,23
<b>MgO</b>	8,70	7,66	11,97	9,27	5,80	6,40	4,85	5,00	4,58	3,68
<b>CaO</b>	10,72	9,39	9,83	10,32	8,38	10,78	8,70	8,93	9,11	10,79
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,36	3,46	1,95	2,91	3,51	2,56	2,86	2,85	3,13	3,01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,44	1,60	1,17	1,17	1,47	0,36	1,20	0,96	1,02	0,76
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,55	0,68	0,52	0,49	0,59	0,25	0,41	0,36	0,75	0,58
<b>LOI</b>	0,65	1,30	0,02	0,64	2,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,43
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

(ppm)

Ba	384	508	369	507	480	178	372	368	542	388
Ce	101	172	136	148	158	nd	56	56	13	nd
Co	46	34	59	56	38	39	33	30	28	34
Cr	357	223	814	478	48	47	73	71	24	80
La	95	99	85	113	139	41	106	91	56	62
Nb	37	46	34	45	47	14	32	32	17	15
Ni	194	108	611	214	15	nd	49	50	nd	nd
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	25	31	19	20	26	nd	18	25	10	5
Sr	581	746	684	673	534	427	562	572	508	467
Th	18	13	15	16	16	3	12	12	9	7
V	440	459	482	513	504	336	352	372	383	487
Y	43	48	56	44	41	33	45	47	35	38
Zn	119	144	160	149	146	101	132	143	118	136
Zr	382	521	495	442	492	197	358	358	199	302
Cu	180	114	172	208	71	22	61	65	27	42
Ga	25	31	24	29	44	13	28	26	23	23
Nd	34	62	58	42	60	nd	1	4	nd	nd
S	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	185	nd
Sc	44	39	50	43	33	36	30	34	31	46
<b>mg#</b>	0,60	0,56	0,64	0,58	0,46	0,53	0,43	0,44	0,41	0,36

**Tabella 4.2.1.c - Analisi in fluorescenza a raggi x (XRF) della serie delle Simien Mountains (Gondar)**

	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-And</i>	<i>LT-And</i>	<i>LT-AB</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-AB</i>
<i>(wt%)</i>	<b>SIM1</b>	<b>SIM2</b>	<b>SIM3</b>	<b>SIM4</b>	<b>SIM5</b>	<b>SIM6</b>	<b>SIM7</b>	<b>SIM8</b>	<b>SIM9</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50,88	50,09	51,58	52,37	50,31	48,92	49,55	48,57	47,10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,48	3,31	3,49	3,07	2,62	2,60	1,70	2,15	2,92
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,64	14,62	14,27	14,40	16,77	14,85	17,19	15,58	17,76
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,54	14,81	12,33	13,82	11,49	12,25	10,78	11,71	14,38
<b>MnO</b>	0,22	0,20	0,27	0,18	0,15	0,23	0,13	0,14	0,17
<b>MgO</b>	4,36	3,77	3,79	3,37	3,91	4,71	5,41	3,26	3,74
<b>CaO</b>	8,72	8,51	9,17	8,02	7,91	10,36	10,82	9,49	6,69
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,04	3,47	3,41	3,29	3,71	2,88	2,57	2,93	4,17
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,84	0,86	0,73	1,08	1,36	0,39	0,33	0,81	1,30
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,28	0,36	0,36	0,37	0,64	0,23	0,16	0,24	0,46
<b>LOI</b>	0,00	0,00	0,60	0,04	1,13	2,57	1,36	5,13	1,32
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

*(ppm)*

Ba	350	386	617	401	615	224	153	387	660
Ce	5	7	18	14	36	nd	nd	nd	1
Co	42	37	55	34	26	40	36	30	41
Cr	83	18	28	25	7	108	203	117	31
La	30	38	21	39	22	43	4	27	24
Nb	4	8	9	9	12	7	4	5	7
Ni	37	nd	14	7	1	23	89	43	23
Pb	nd	1	3	nd	5	0	2	1	2
Rb	9	3	3	17	14	2	nd	4	11
Sr	253	338	363	310	668	339	345	443	895
Th	4	2	3	4	4	4	2	3	5
V	361	443	498	455	142	413	250	291	322
Y	49	49	67	49	36	43	30	32	34
Zn	132	159	202	165	112	155	94	108	122
Zr	196	203	232	237	238	155	110	146	201
Cu	212	26	39	31	37	51	59	46	21
Ga	20	34	39	30	40	30	19	27	27
Nd	15	20	20	25	34	13	4	16	30
S	nd	223	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	40	39	44	40	18	39	26	27	24
<b>mg#</b>	0,40	0,36	0,41	0,35	0,43	0,46	0,53	0,38	0,37

**Tabella 4.2.1.c – (continua)**

	LT-Bas	LT-Bas	LT-Bas	LT-And	LT-Bas	LT-Bas	LT-Bas	LT-Bas	LT-Bas
(wt%)	SIM10	SIM11	SIM12	SIM4	SIM13	SIM14	SIM15	SIM16	SIM17
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49,58	51,20	51,27	50,46	48,88	47,16	47,98	49,36	49,58
<b>TiO<sub>2</sub></b>	2,19	2,46	2,27	1,84	1,71	1,33	1,35	1,52	2,19
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,80	15,08	15,08	16,45	16,12	15,38	16,06	16,18	14,80
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	12,60	14,44	13,10	13,19	11,90	10,78	11,07	11,97	12,60
<b>MnO</b>	0,15	0,21	0,18	0,19	0,14	0,16	0,14	0,16	0,15
<b>MgO</b>	4,81	3,75	4,48	4,73	6,79	9,23	9,28	7,38	4,81
<b>CaO</b>	9,35	8,69	9,24	9,19	9,97	10,33	10,23	9,75	9,35
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2,71	3,13	3,14	3,32	2,67	2,47	2,24	2,63	2,71
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,74	0,77	0,44	0,43	0,37	0,33	0,30	0,38	0,74
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,29	0,27	0,24	0,20	0,25	0,18	0,15	0,23	0,29
<b>LOI</b>	2,78	0,00	0,55	0,00	1,20	2,64	1,22	0,44	2,78
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
 (ppm)									
Ba	372	333	347	401	212	276	168	180	288
Ce	3	nd	nd	14	nd	nd	nd	nd	nd
Co	36	42	42	34	45	45	45	56	46
Cr	54	79	42	25	33	46	82	207	65
La	9	25	20	39	14	10	14	12	12
Nb	5	6	6	9	4	4	2	3	5
Ni	63	33	22	7	31	88	150	171	106
Pb	0	nd	nd	nd	4	0	nd	nd	nd
Rb	12	17	2	17	nd	nd	nd	nd	nd
Sr	344	268	368	310	293	458	343	329	429
Th	2	3	5	4	2	0	1	1	0
V	314	369	386	455	348	264	222	243	234
Y	39	50	44	49	31	30	25	27	29
Zn	123	134	117	165	108	89	83	78	97
Zr	186	210	203	237	142	135	94	89	131
Cu	45	212	94	31	60	63	88	60	65
Ga	24	23	21	30	17	17	13	12	15
Nd	19	18	29	25	1	7	nd	nd	8
S	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	31	40	35	40	32	27	28	28	25
<b>mg#</b>	0,46	0,37	0,43	0,35	0,45	0,56	0,66	0,65	0,58

**Tabella 4.2.1.d - Analisi in fluorescenza a raggi x (XRF) della serie di Adigrat (Tigray)**

	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-FeBas</i>	<i>LT-FeBas</i>
<i>(wt%)</i>	<b>ADG1</b>	<b>ADG2</b>	<b>ADG3</b>	<b>ADG4</b>	<b>ADG5</b>	<b>ADG6</b>	<b>ADG7</b>	<b>ADG8</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	46,57	50,00	45,10	44,99	48,12	48,52	42,20	41,87
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3,56	3,48	1,45	1,31	2,17	1,48	4,77	4,68
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16,04	13,79	15,34	16,63	17,10	17,59	12,85	12,78
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,68	13,95	12,55	12,04	12,44	10,96	18,05	17,84
<b>MnO</b>	0,16	0,21	0,14	0,16	0,13	0,16	0,16	0,16
<b>MgO</b>	4,54	4,34	12,13	10,44	5,91	7,38	8,42	9,27
<b>CaO</b>	7,39	9,35	8,40	9,96	8,31	9,91	6,72	6,56
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3,49	3,23	1,50	1,83	3,45	2,78	3,28	3,39
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,79	0,85	0,27	0,17	0,42	0,21	0,60	0,63
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,63	0,71	0,20	0,17	0,35	0,20	0,69	0,63
<b>LOI</b>	1,17	0,09	2,93	2,30	1,60	0,82	2,28	2,19
<b>Totale</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>(ppm)</i>								
Ba	299	738	105	76	201	79	255	218
Ce	34	35	nd	nd	nd	nd	28	38
Co	34	32	48	62	43	46	50	54
Cr	36	74	168	319	56	81	40	41
La	18	46	15	18	10	0	46	34
Nb	9	15	0	1	3	2	9	8
Ni	15	9	78	202	46	51	68	114
Pb	nd	0	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Rb	0	16	nd	nd	nd	nd	2	3
Sr	785	538	250	344	509	268	1211	868
Th	4	5	1	0	3	1	9	5
V	214	371	225	230	205	270	267	310
Y	32	37	26	29	34	27	23	23
Zn	137	138	71	78	89	83	137	123
Zr	307	172	95	98	164	100	375	319
Cu	32	24	44	67	23	18	63	57
Ga	33	33	13	11	22	14	41	42
Nd	32	40	0	1	9	4	47	34
S	nd	122	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	19	35	25	31	25	28	15	17
<b>mg#</b>	0,39	0,41	0,68	0,66	0,52	0,60	0,51	0,54

In base all'utilizzo classificativo del diagramma alcali-silice, proposta dalla IUGS (Le Bas et al., 1986), si è potuto notare che tutte le serie campionate sono da sovrasature a saturate in silice (tholeiitiche) a saturate (transazionali). In particolare i magmi componenti la serie del Nilo Azzurro ricadono tutti nel campo dei basalti.

La serie di Adigrat presenta 6 campioni su 8 nel campo dei basalti con il totale degli alcali molto variabile (1,8 - 4,8) e la silice che va da 46,7 a 50,7, mentre due campioni risultano erroneamente classificati come basaniti assumendo un contenuto in silice variabile tra 43,5 e 43,9 in relazione alla loro natura ferrobasaltica.

La serie delle Simien Mountains ricade nel campo dei basalti-andesiti basaltiche tranne per due campioni (SIM5 e SIM9) che vengono graficati nel campo dei basalti transazionali.

Anche la serie di Lalibela ricade quasi totalmente nel campo dei basalti (fig. 4.2.1.1).

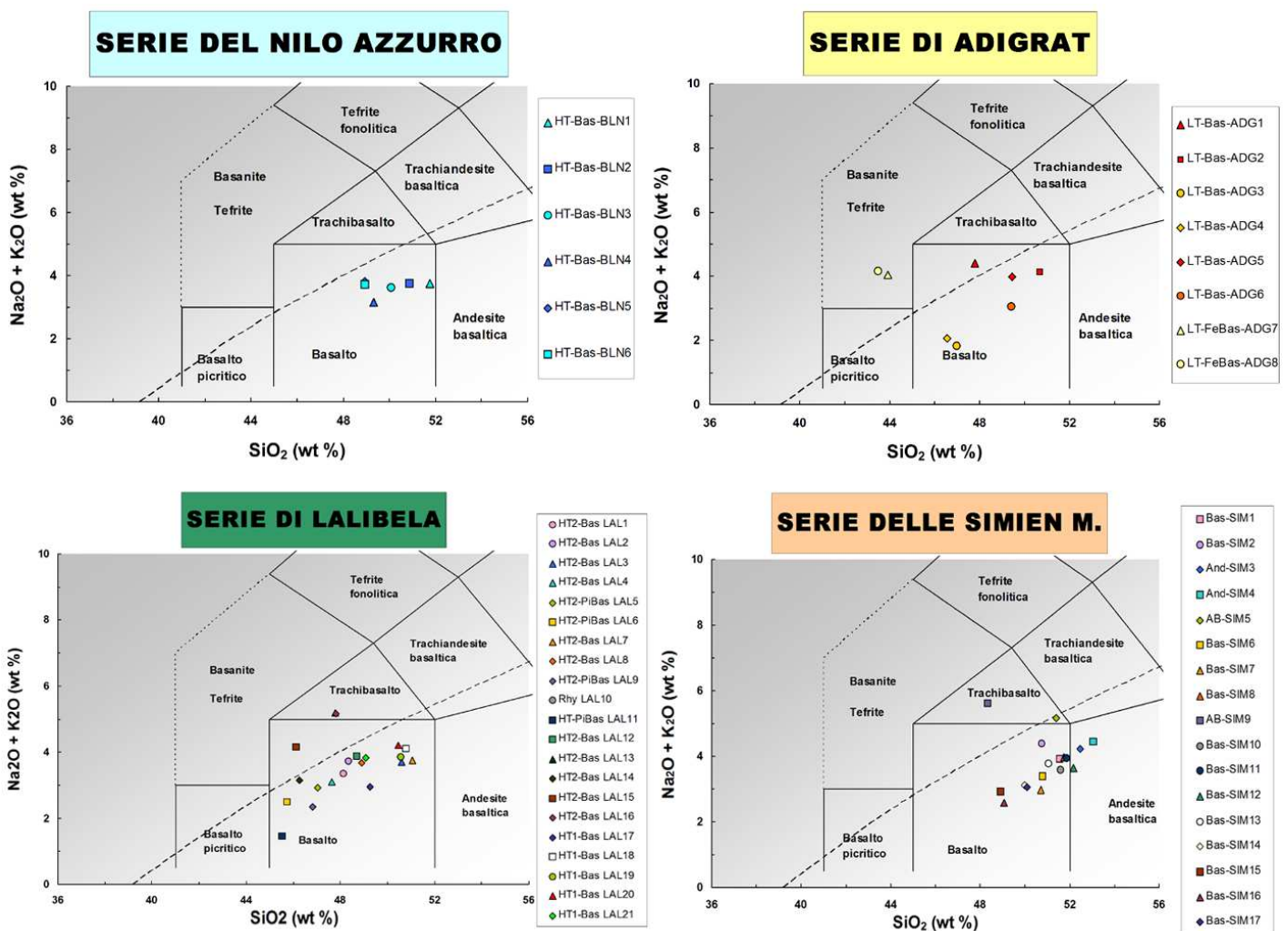


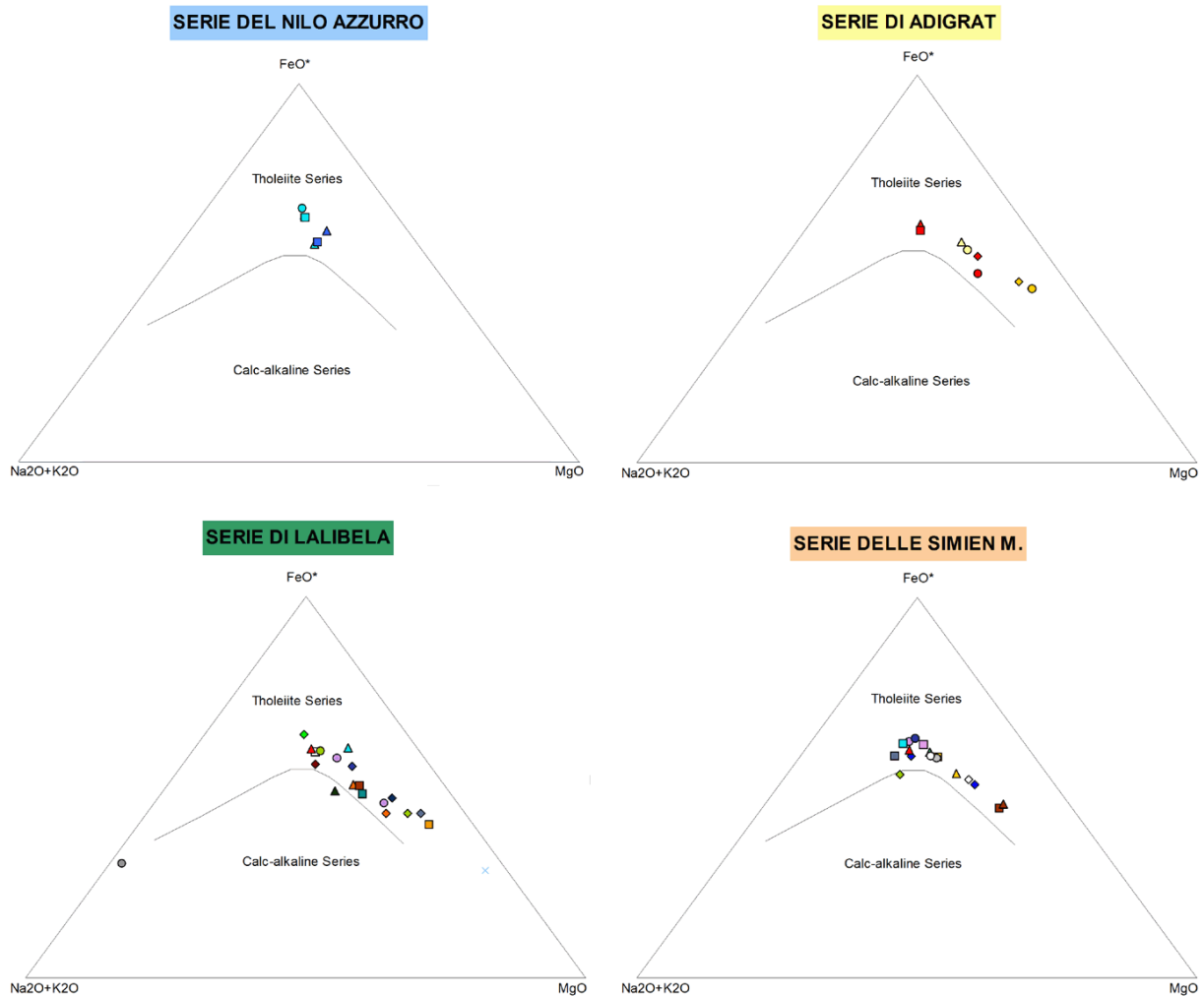
Figura 4.2.1.1 – Diagrammi TAS delle serie basaltiche oligoceniche del plateau nord etiopico

Il diagramma triangolare AFM ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}_{\text{tot}}$ ,  $\text{MgO}$ ) che permette una relativa suddivisione tra serie tholeiitiche e calcalkaline proposta da Irvine e Bargar (1971), classifica tutte le serie basaltiche campionate come serie tholeiitiche. (fig 4.2.1.2).

L'appartenenza alle serie tholeiitiche è confermata anche dai diagrammi di Miyashiro (1974) dove viene messo in relazione  $\text{FeO}_{\text{tot}}$  e  $\text{SiO}_2$  contro il rapporto tra  $\text{FeO}$  ed  $\text{MgO}$  (fig. 4.2.1.3).

Il diagramma di Middlemost (1975) evidenzia che l'affinità delle nostre serie magmatiche è generalmente sodica piuttosto che potassica e perciò riferibili ad un ambiente intraplacca non orogenico.

Il diagramma triangolare  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ti}/100$  e  $\text{Y} \cdot 3$  di Pearce e Cann (1973) conferma che le serie basaltiche oligoceniche del Nilo Azzurro e di Lalibela ricadono nelle tipiche associazioni magmatiche intraplacca mentre quelle di Adigrat e delle Simien Mountains mostrano una tendenza verso le tholeiiti MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) (fig. 4.2.1.4).



**Figura 4.2.1.2 - Diagrammi AFM delle serie basaltiche oligoceniche del plateau nord etiopico**

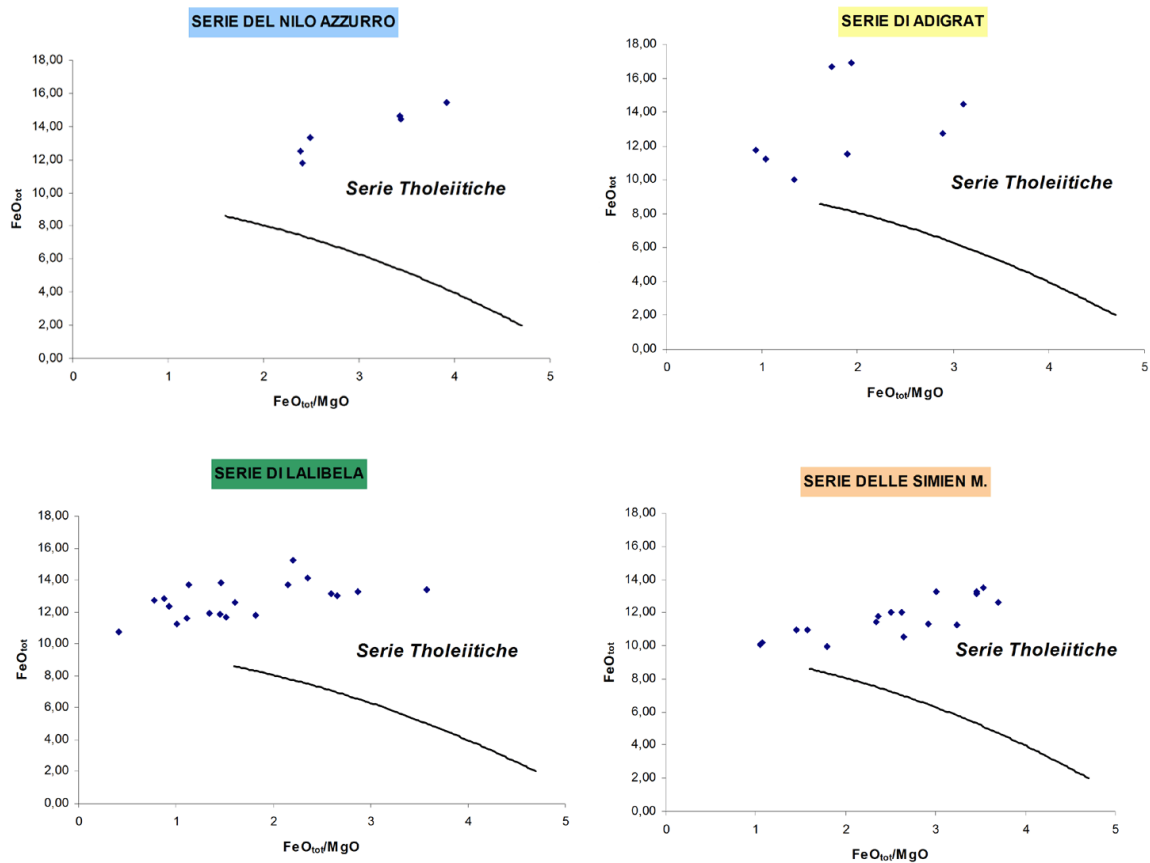


Figura 4.2.1.3 - Diagrammi di Miyashiro (1974) per le serie oligoceniche del plateau nord etiopico

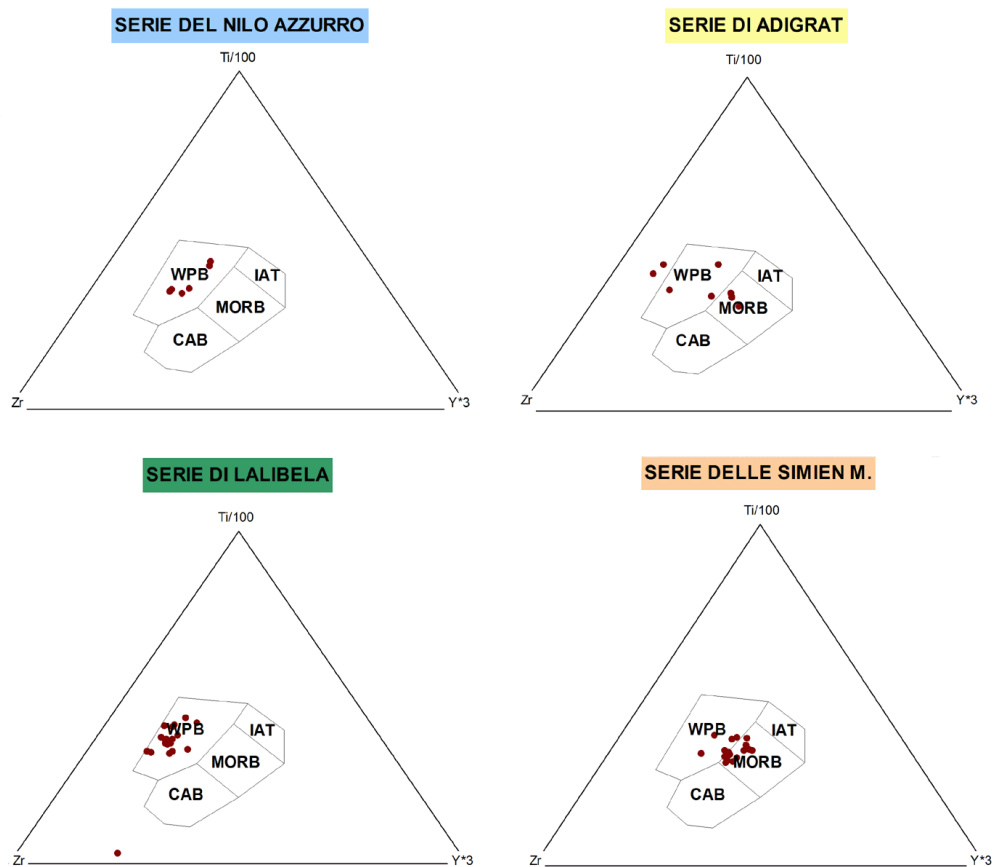
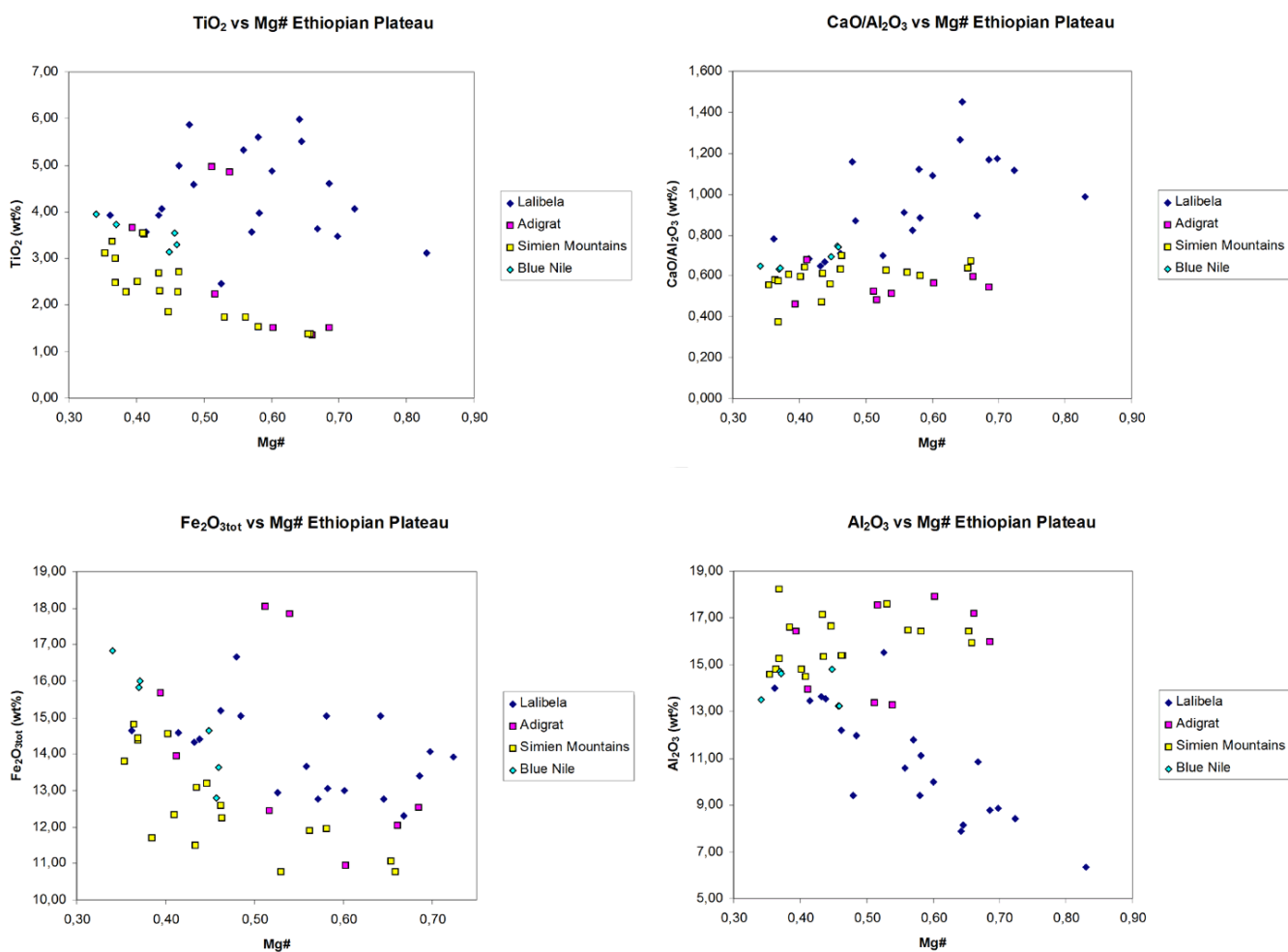


Figura 4.2.1.4 - Diagramma di Pearce e Cann (1973) per le serie basaltiche oligoceniche del plateau nord etiopico

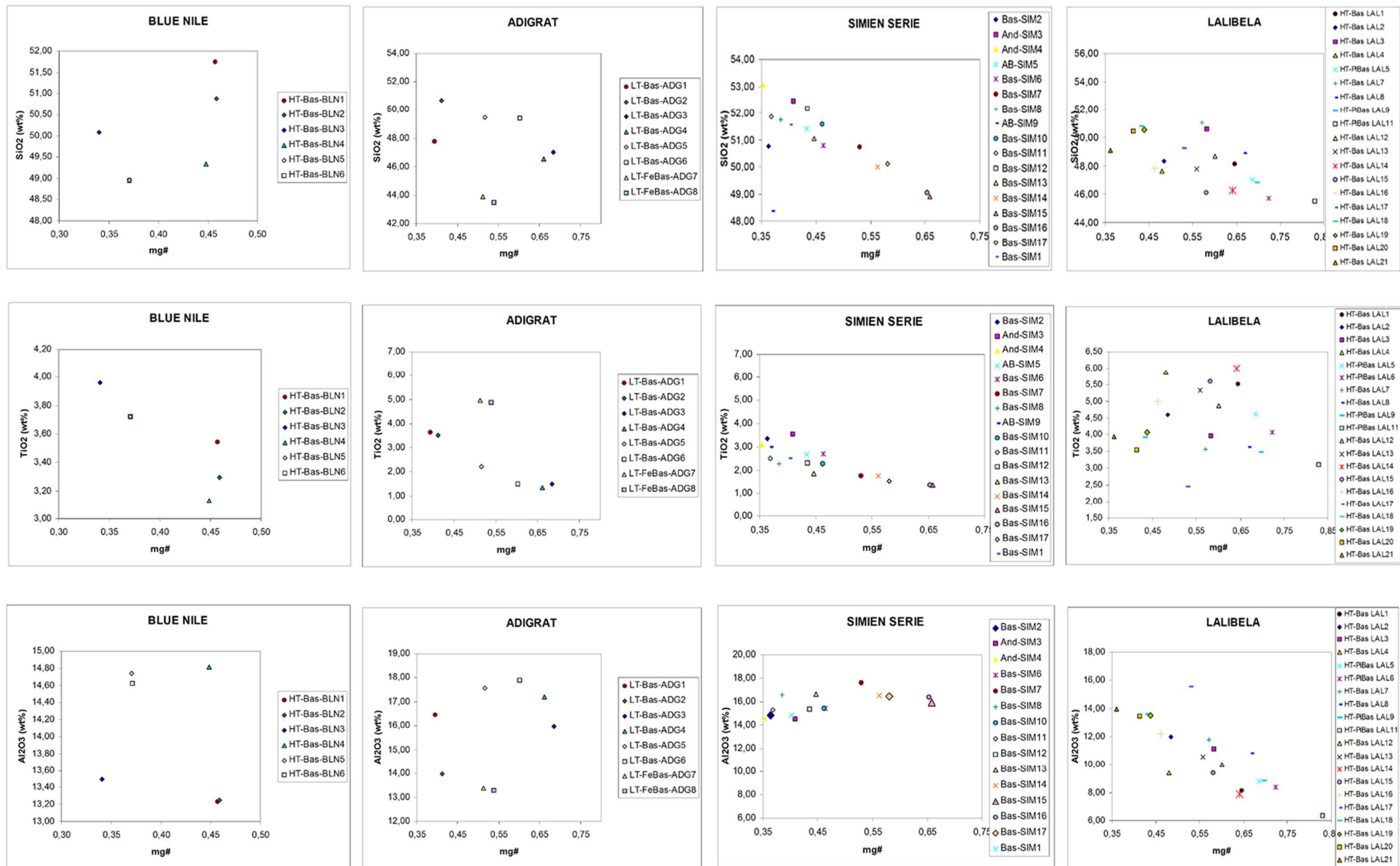
Analizzando il diagramma binario che pone in relazione la percentuale in peso di  $\text{TiO}_2$  (wt%) con il numero di magnesio (mg#) si possono individuare almeno due gruppi di lave. Una è costituita dalla serie di Lalibela che evidenzia un generale carattere di arricchimento in  $\text{TiO}_2$  (wt%) rispetto a tutte le altre serie, mentre l'altra popolazione è costituita dalle serie di Adigrat e delle Simien Mountains che manifestano bassi contenuti in  $\text{TiO}_2$ . L'unica eccezione sono due campioni di ferrobasalti della serie di Adigrat (ADG7, ADG8). La serie del Nilo Azzurro invece mostra caratteristiche intermedie tra i due gruppi. L'esistenza di due gruppi di lave con distinte caratteristiche geochemiche si evidenzia anche mettendo in relazione  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e di ferro  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$  rispetto al numero di magnesio. In effetti a parità di numero di magnesio le lave delle serie di Lalibela e del Nilo Azzurro contengono più  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$  (wt%) e meno  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (wt%) di quelle appartenenti alle serie di Adigrat e delle Simien Mountains. Unica eccezione per le solite due lave ferrobasaltiche ADG7 ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}=18,05$  wt%) e ADG8 ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}} = 17,84$  wt%) che denotano elevati contenuti in ferro (fig. 4.2.1.5).

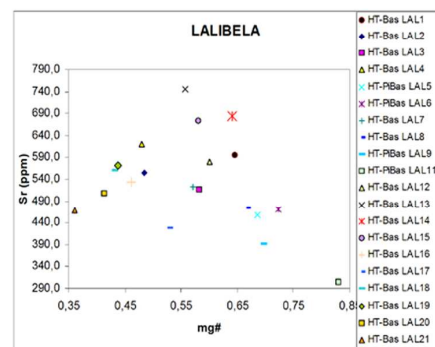
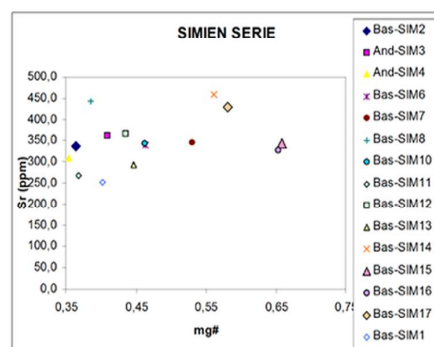
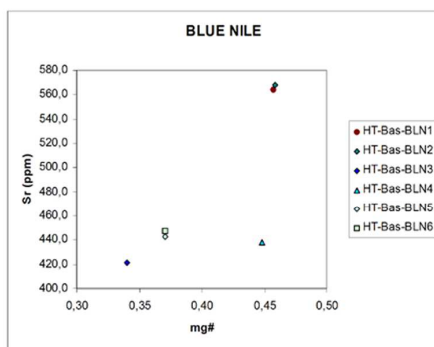
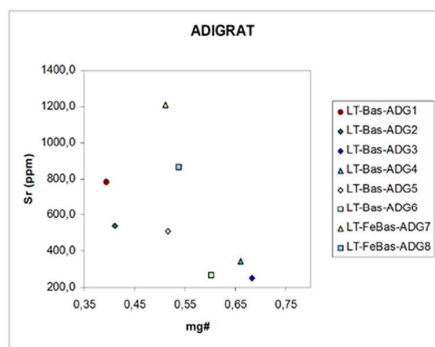
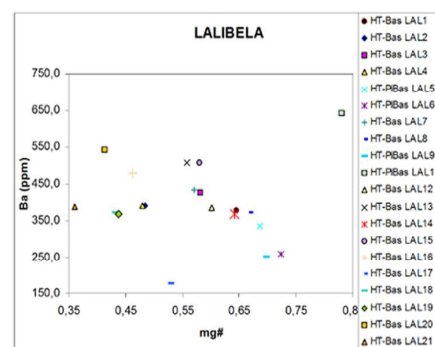
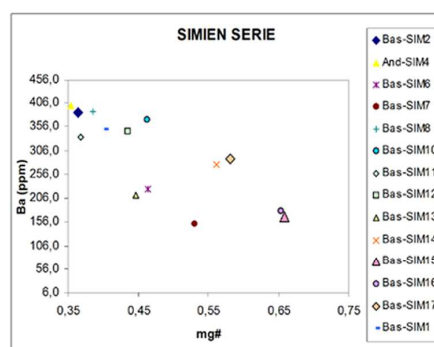
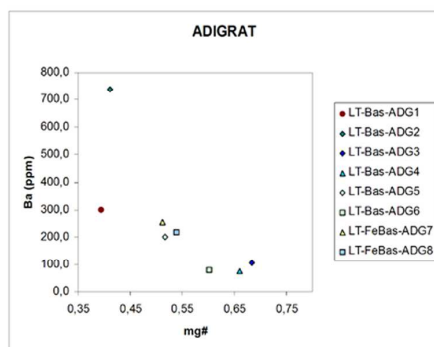
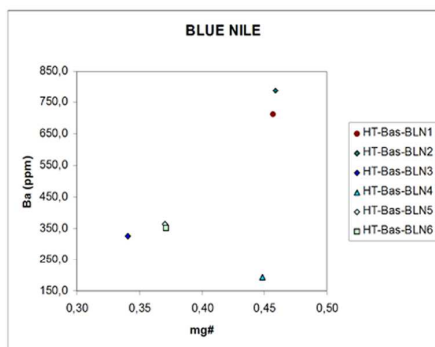
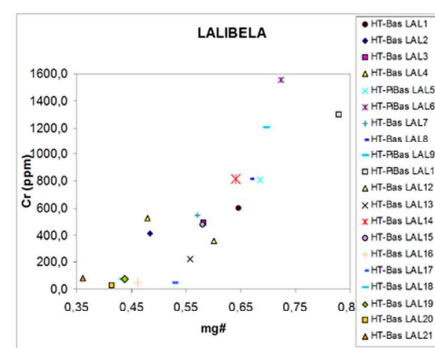
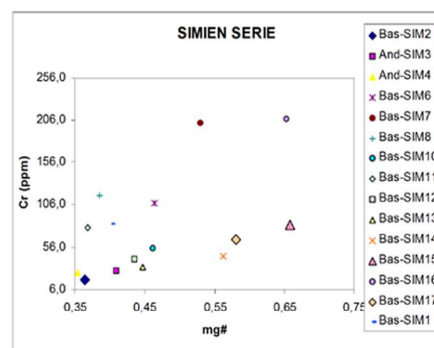
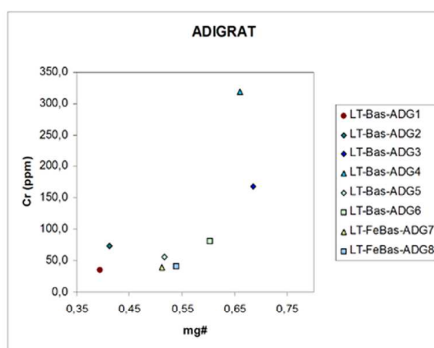
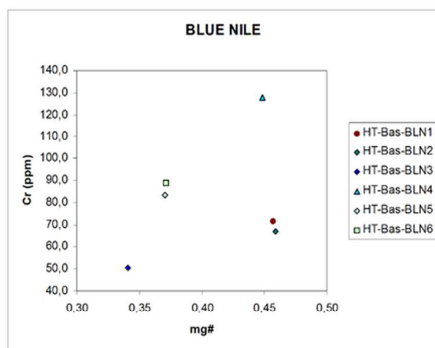


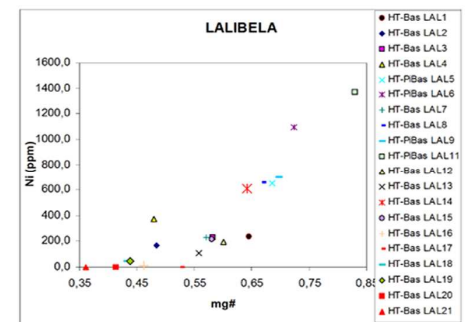
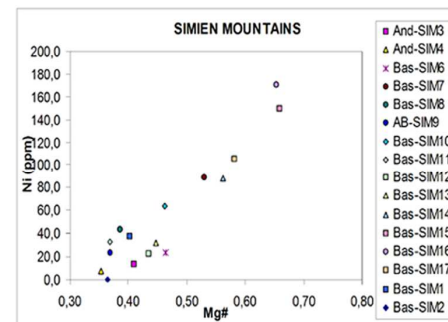
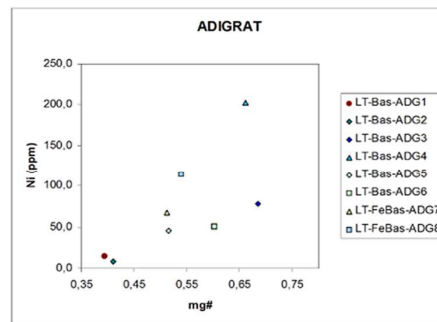
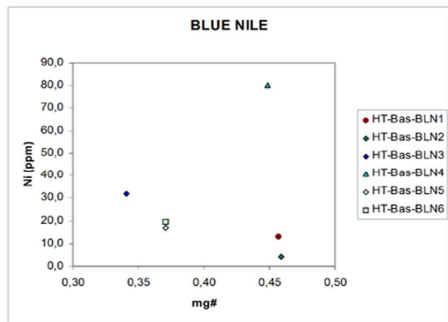
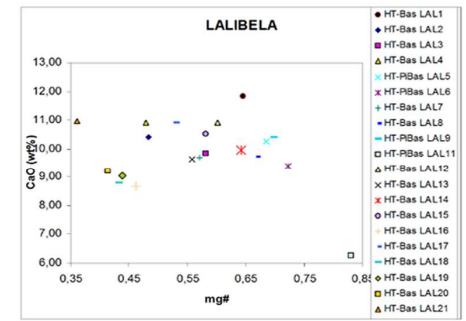
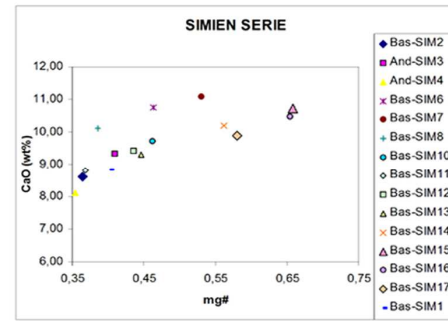
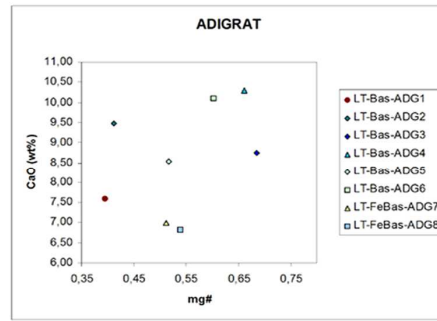
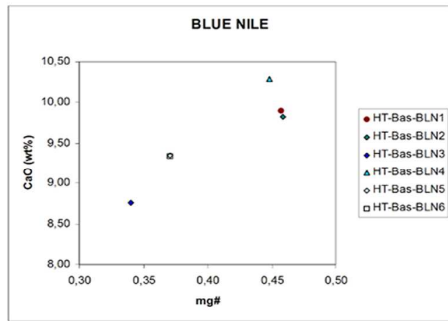
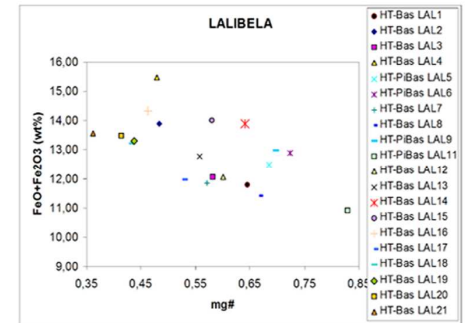
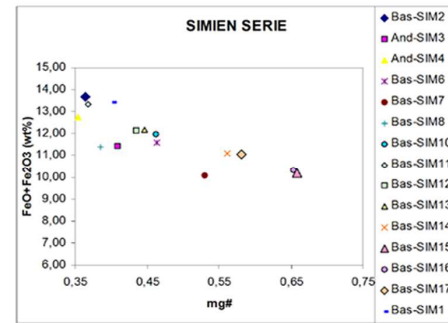
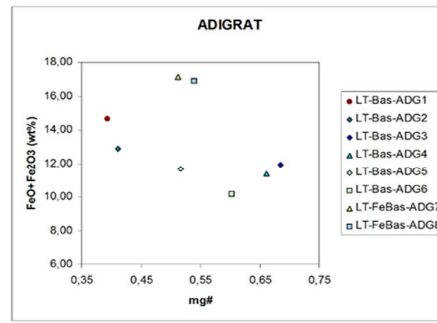
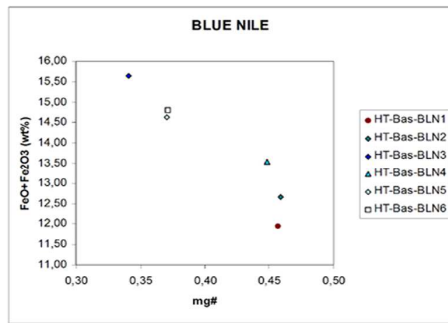
**Figura 4.2.1.5 - Diagrammi di variazione di alcuni elementi maggiori delle serie oligoceniche del plateau nord etiopico**

Nei diagrammi binari riportati di seguito sono evidenziate per ogni serie le variazioni degli elementi maggiori ed in tracce in relazione al numero di magnesio.

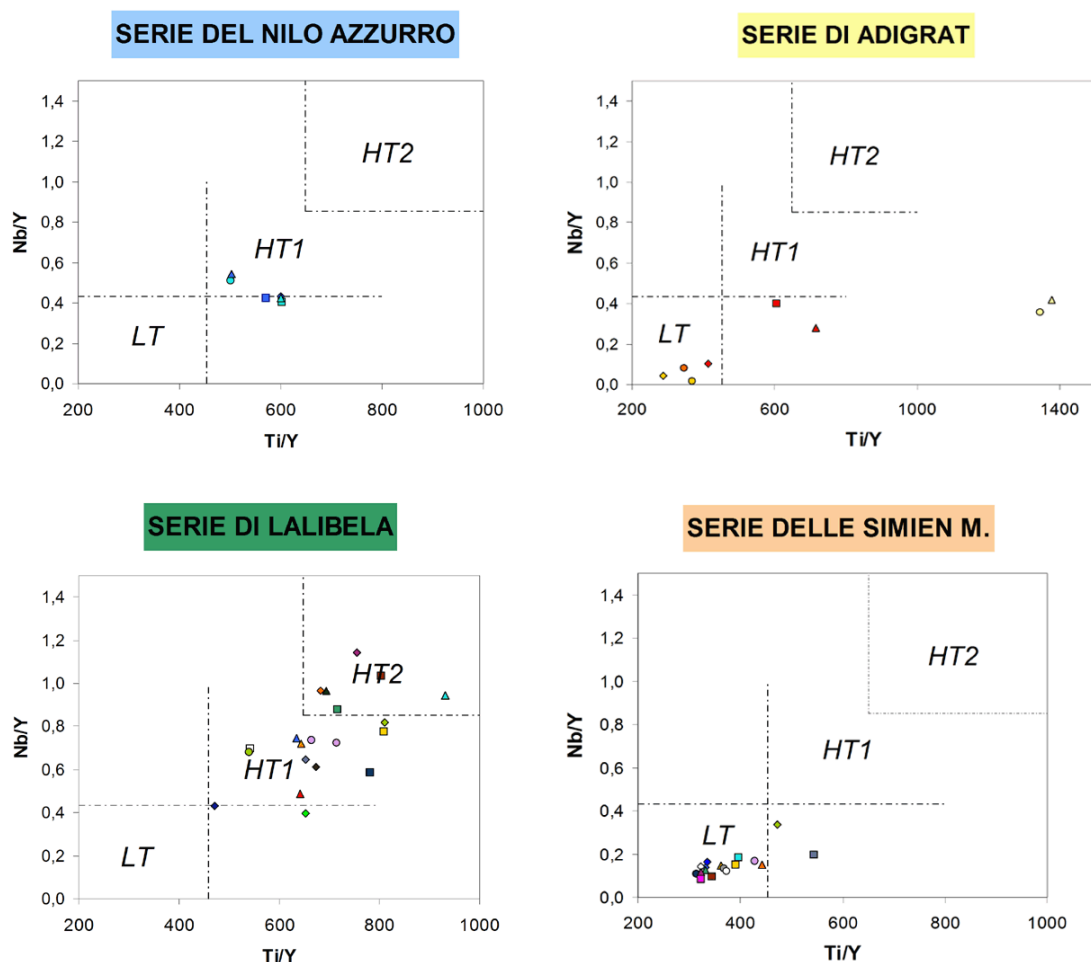








Utilizzando il diagramma Nb/Y vs Ti/Y proposto da Pik et al. (1998) (fig. 4.2.1.6) le lave analizzate possono essere efficacemente classificate come appartenenti a serie basse in TiO<sub>2</sub> (LT), alte in TiO<sub>2</sub> (HT1) e molto alte in titanio (HT2). Tali attribuzioni seriali sono state anche riportate nella tabella delle analisi in fluorescenza a raggi x (tab. 4.2.1).



**Figura 4.2.1.6 - Diagramma per la classificazione delle serie basaltiche oligoceniche basato sul contenuto in titanio (Pik et al., 1998)**

#### 4.2.2 Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)

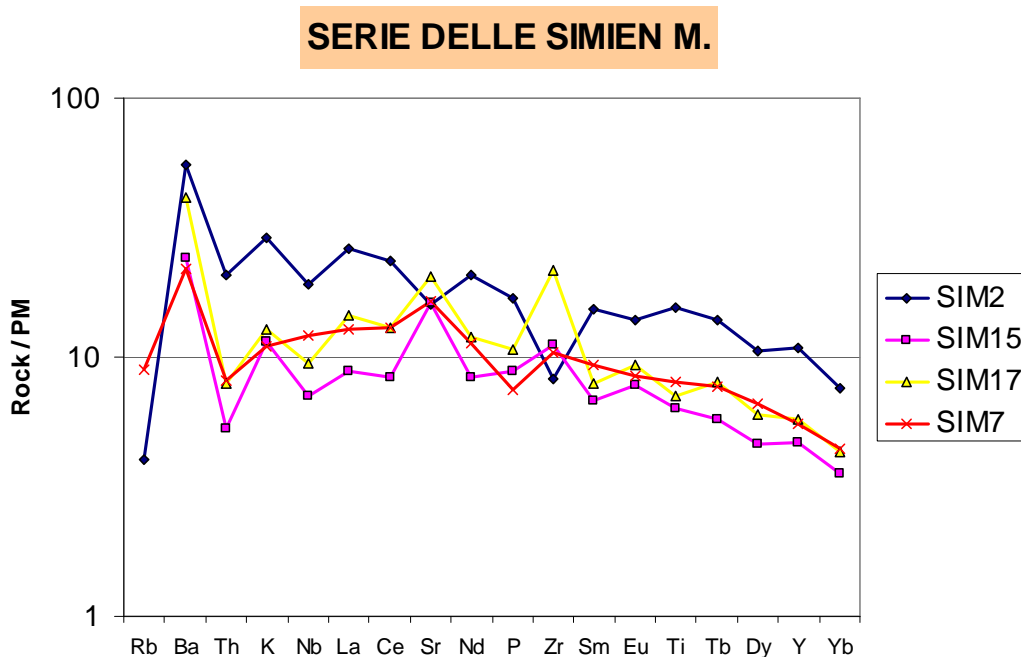
Le analisi di roccia totale degli elementi in tracce ed ultratracce sono state condotte sugli strumenti e con le modalità analitiche descritte in Appendice A. Sono stati selezionati e analizzati 8 campioni per la serie alta in titanio (HT) di Lalibela (5 basalti picritici e 3 basalti) e 2 campioni basaltici appartenenti alla serie del Nilo Azzurro. Inoltre sono stati analizzati 5 campioni della serie bassa in titanio (LT) di Adigrat (2 Ferrobasalti e 3 basalti) e 4 campioni basaltici appartenenti alla serie delle Simien Mountains. Gli spiderdiagram riportati di seguito contengono nell'ordine di incompatibilità decrescente sull'asse delle ascisse gli elementi a bassa forza di campo (Low Field Strength Element – LFSE) rubidio (Rb), bario (Ba), torio (Th), potassio (K), le terre rare leggere (Light Rare Earth Element – LREE) intermedie e pesanti (High Rare Earth Elements – HREE) intercalate con gli

elementi ad alta forza di campo (High Field Strength Element – HFSE) (Nb, Ta, P, Zr, Ti). Sull’asse delle ordinate vengono riportate le abbondanze (in ppm) corrispondenti ai singoli elementi normalizzate ai valori del mantello primordiale Sun e McDonough (1989).

I pattern delle Terre Rare riportati di seguito sono stati normalizzati alla composizione delle condriti McDonough e Sun (1995).

Analizzando la distribuzione degli elementi incompatibili dei basalti appartenenti alla serie delle Simien Mountains si nota che i campioni SIM7 e SIM15 hanno contenuti mediamente più bassi in elementi incompatibili e presentano una leggera convessità verso l’alto centrata su stronzio (Sr) e neodimio (Nd). Il campione SIM17 ha una distribuzione molto simile a SIM7 ma il contenuto medio in elementi incompatibili è leggermente superiore. Il campione SIM2 è il più arricchito in elementi incompatibili tra tutti quelli analizzati (fig. 4.2.2.1).

La distribuzione delle terre rare mostra che tutti i campioni analizzati presentano graduale impoverimento dalle terre rare leggere verso quelle pesanti con un rapporto  $La_N/Yb_N$  crescente da SIM15 (2,46) a SIM7 (2,92) a SIM17 (3,33) fino a SIM2 (3,42). Anche in questo caso il campione SIM15 risulta avere un contenuto medio più basso in terre rare mentre il campione SIM2 appare il più arricchito (fig. 4.2.2.2).



**Figura 4.2.2.1 - Distribuzione degli elementi incompatibili nella serie delle Simien Mountains. I valori sono normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989)**

### SERIE DELLE SIMIEN M.

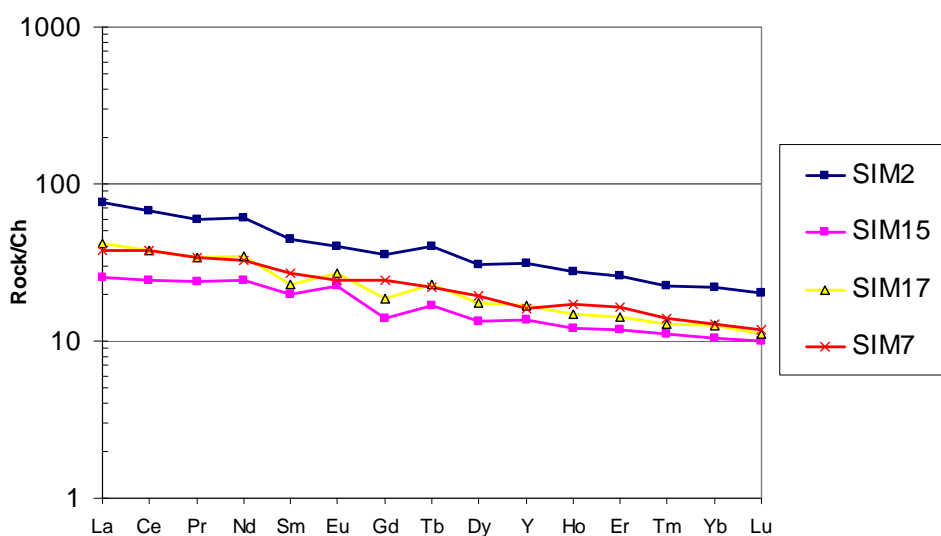


Figura 4.2.2.2 – Distribuzione delle terre rare (REE) nella serie delle Simien Mountains. I valori sono normalizzati alla composizione delle condriti secondo McDonough e Sun (1995)

L'analisi della distribuzione degli elementi incompatibili nei campioni appartenenti alla serie di Adigrat denota patterns molto simili a quelli identificati nelle Simien Mountains. I campioni basaltici ADG3, ADG4, ADG6 hanno contenuti medi in elementi incompatibili leggermente inferiori ai campioni meno arricchiti della serie delle Simien Mountains (SIM15, SIM7). I campioni ADG7 e ADG8 mostrano una distribuzione degli elementi incompatibili con una convessità verso l'alto centrata su stronzio e neodimio molto più accentuata attestandosi su valori di abbondanza tre volte superiori rispetto ai campioni meno arricchiti (ADG3, ADG4, ADG6) in relazione al loro natura ferro basaltica (fig. 4.2.2.3).

### SERIE DI ADIGRAT

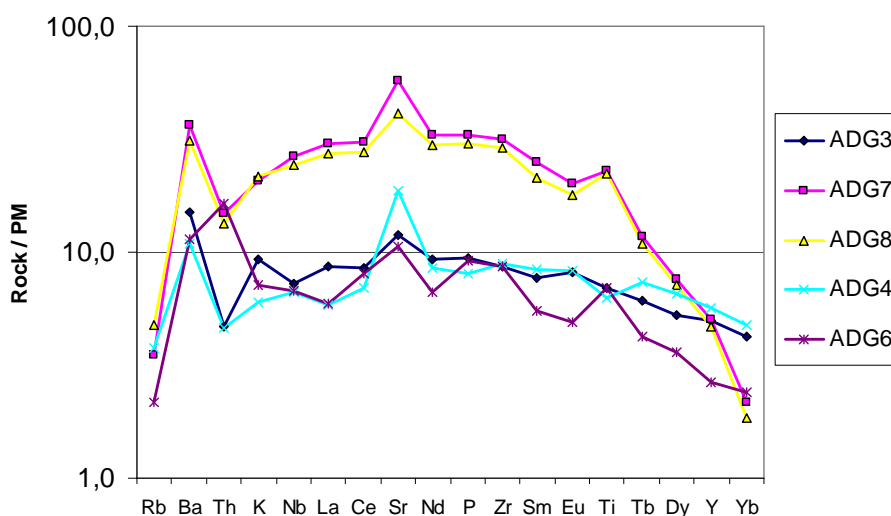
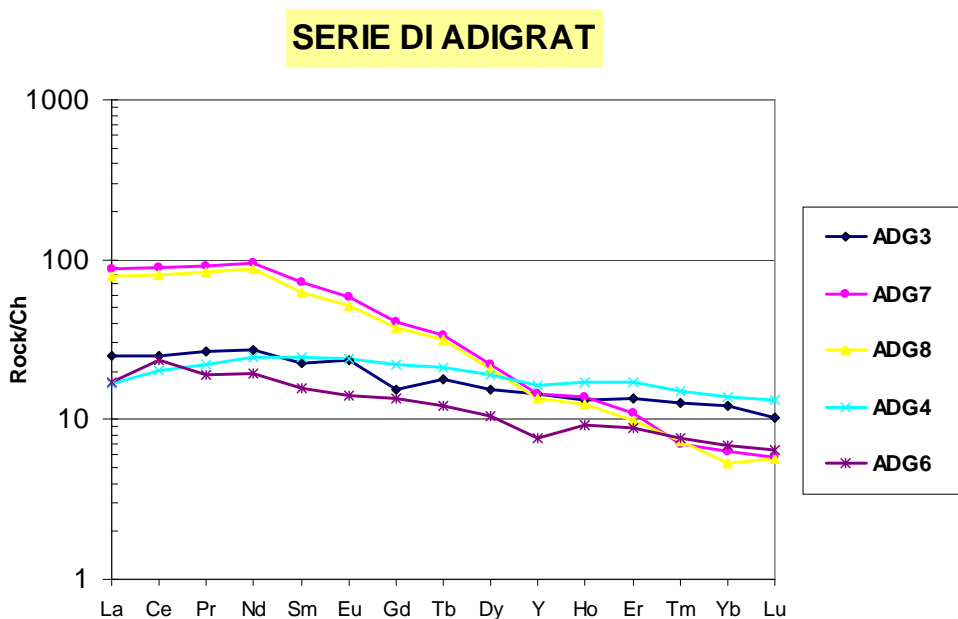


Figura 4.2.2.3 - Distribuzione degli elementi incompatibili nella serie di Adigrat. I valori sono normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989)

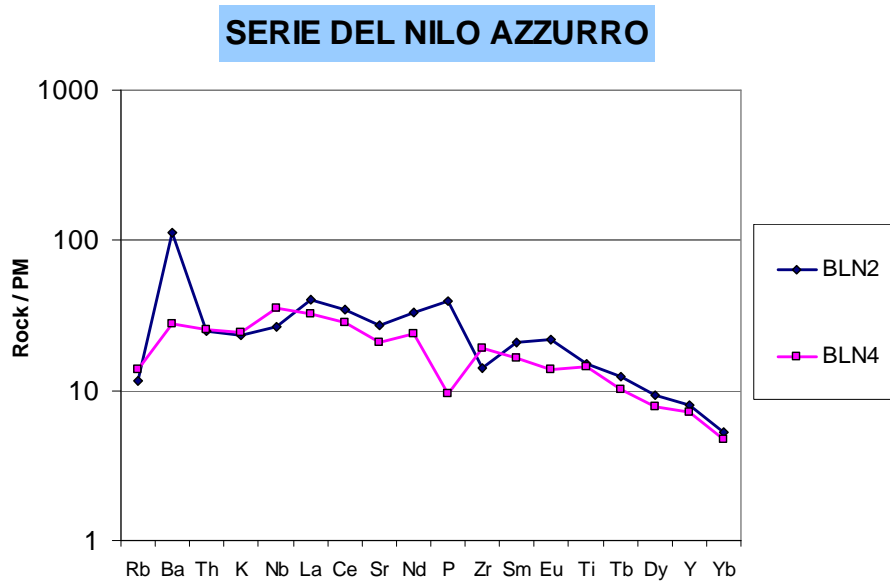
Analizzando i pattern delle terre rare dei magmi della serie di Adigrat notiamo che i due campioni ADG7 e ADG8 sono molto arricchiti in LREE ( $La_N_{ADG7} = 87$ ,  $Nd_N_{ADG7} = 87$ ). Tale frazionamento delle terre rare leggere su quelle pesanti si riflette in un elevato rapporto  $La_N/Yb_N$  nei due campioni ( $La_N/Yb_N_{ADG7} = 15$ ,  $La_N/Yb_N_{ADG8} = 16$ ) che risultano essere i più differenziati della serie. Gli altri tre campioni denotano frazionamenti LREE/HREE modesti ( $La_N/Yb_N_{ADG3} = 2$ ,  $La_N/Yb_N_{ADG4} = 1$ ,  $La_N/Yb_N_{ADG6} = 2$ ) e si attestano mediamente su di un valore di arricchimento in terre rare pari a 20 x condritico (fig. 4.2.2.4).



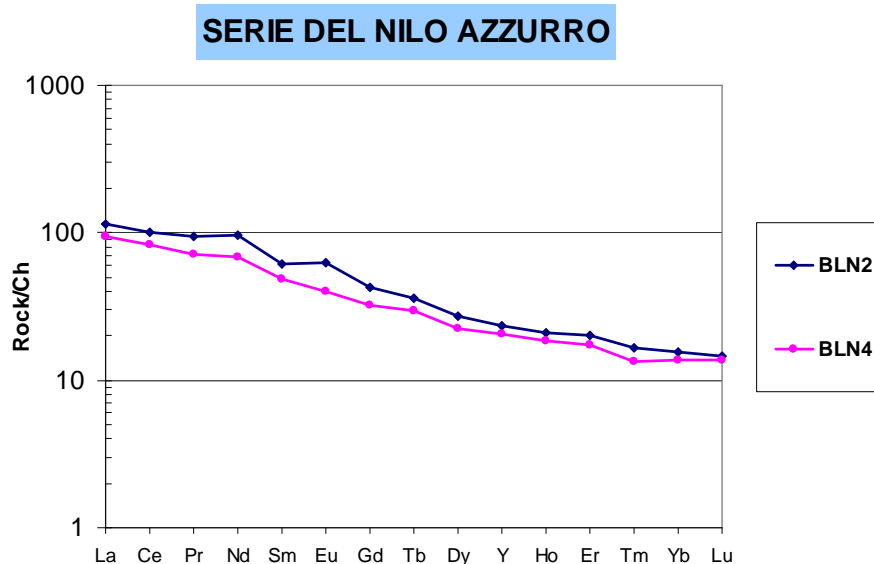
**Figura 4.2.2.4 - Distribuzione delle terre rare (REE) nella serie di Adigrat. I valori sono normalizzati alla composizione delle condriti secondo McDonough e Sun (1995)**

Analizzando la distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati al mantello primordiale si nota che i campioni BLN2 e BLN4 tendono a registrare basse concentrazioni di elementi ad alta forza di campo (HFSE) e terre rare pesanti (HREE) (fig. 4.2.2.5).

Le serie alte in titanio del Nilo Azzurro e di Lalibela possiedono trend di frazionamento LREE/HREE molto più elevati delle serie basse in titanio a parità di mg#. In particolare per quanto riguarda la serie del Nilo Azzurro i rapporti  $La_N/Yb_N$  nei campioni BLN4 e BLN2 sono pari rispettivamente a 7 e 8 (fig. 4.2.2.6).



**Figura 4.2.2.5 - Distribuzione degli elementi incompatibili nella serie del Nilo Azzurro. I valori sono normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989)**



**Figura 4.2.2.6 - Distribuzione delle terre rare (REE) nella serie del Nilo Azzurro. I valori sono normalizzati alla composizione delle condriti secondo McDonough e Sun (1995)**

I pattern degli elementi incompatibili dei campioni della serie di Lalibela sono decisamente più arricchiti in elementi a bassa forza di campo anche nei campioni più primitivi. Caratteristiche di queste distribuzioni sono le anomalie negative in potassio, stronzio e fosforo mentre si riscontrano anomali arricchimenti in zirconio e titanio (fig. 4.2.2.7). I pattern delle terre rare presentano un deciso frazionamento LREE/HREE testimoniato da rapporti  $La_N/Yb_N$  che variano da 11 (LAL11) a 24 (LAL9). I pattern degli otto campioni sono tutti sub paralleli a diversi gradi di arricchimento (fig. 4.2.2.8).



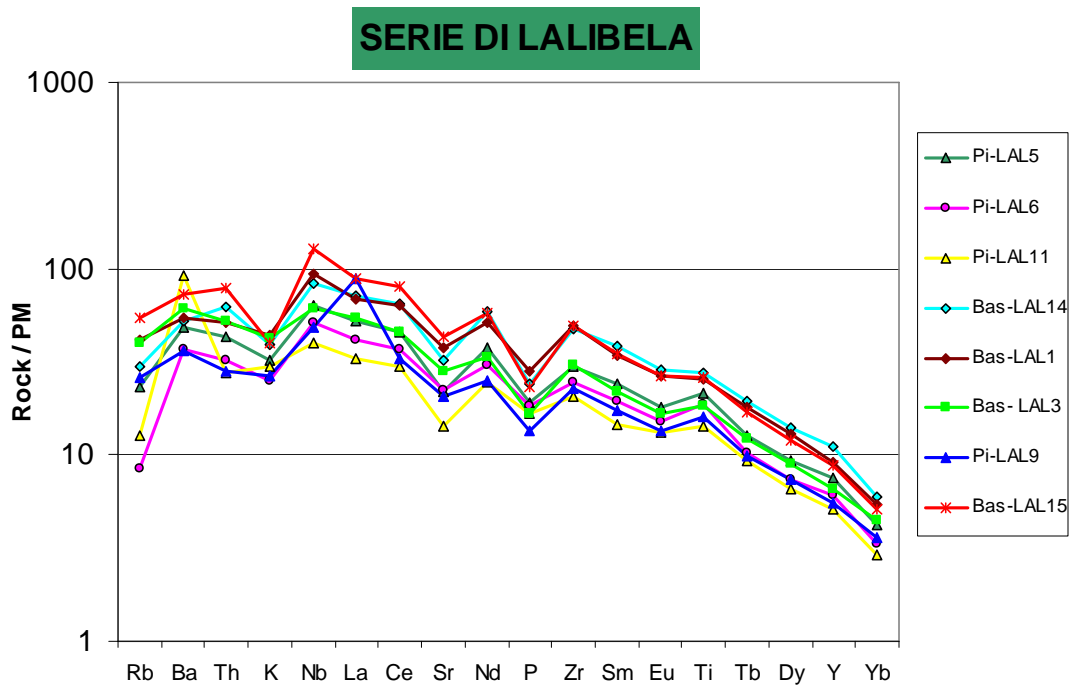


Figura 4.2.2.7 - Distribuzione degli elementi incompatibili nella serie di Lalibela. I valori sono normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989)

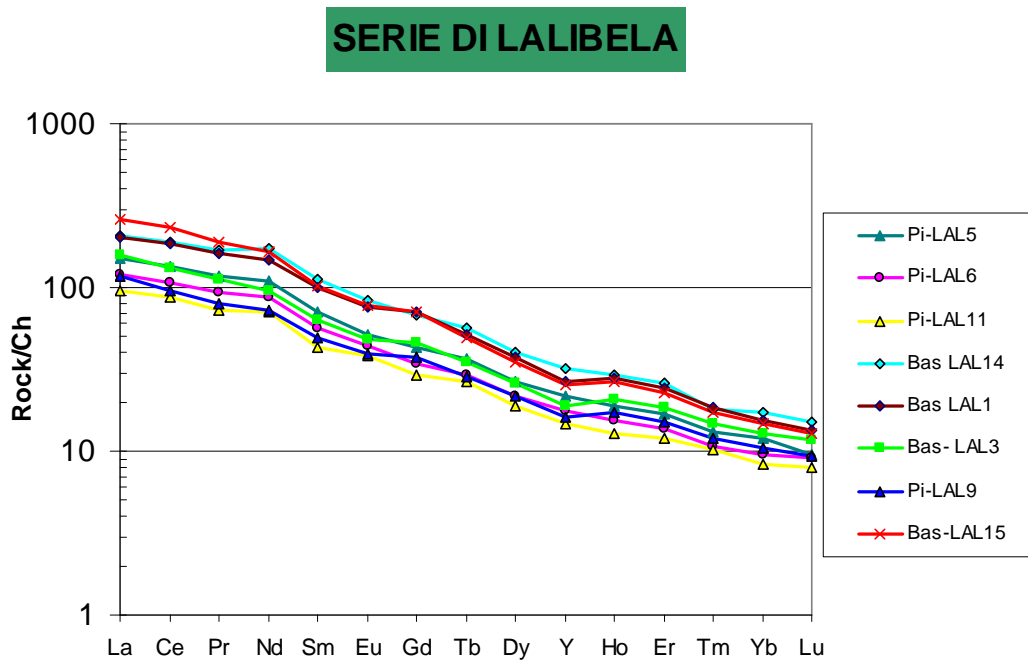


Figura 4.2.2.8 - Distribuzione delle terre rare (REE) nella serie di Lalibela. I valori sono normalizzati alla composizione delle condriti secondo McDonough e Sun (1995)

#### 4.2.3 Analisi degli elementi maggiori in situ (EPMA)

Le analisi in microsonda elettronica sono state condotte sullo strumento descritto in Appendice A, e con le medesime modalità analitiche. Sono stati analizzati 16 cristalli di olivina presenti in 6 campioni (LAL5, LAL6, LAL8, LAL9, LAL11, LAL14) di lave tutte provenienti dal sito di Lalibela, per un totale di 33 analisi.

##### *Olivine*

Le olivine dei basalti della serie di Lalibela hanno un contenuto medio in SiO<sub>2</sub> (wt%) pari 40,5, TiO<sub>2</sub> (wt%) variabile da 0 a 0,08, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) massimo pari a 0,06, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) variabile da 0 a 0,1, FeOtot (wt%) variabile da 10 a 20, MnO (wt%) medio pari 0,2, MgO (wt%) variabile da 45 a 49, CaO (wt%) medio pari a 0,3 e NiO (wt%) variabile da 0,1 a 0,5.

Le analisi sui fenocristalli di olivina del campione LAL5 mostrano un generale arricchimento in forsterite dalla periferia (Fo = 85) verso il nucleo (Fo = 89). Nel campione LAL6 i fenocristalli di olivina (fig. 4.2.3.1) hanno composizioni più ricche in forsterite al nucleo (Fo = 90) rispetto al bordo cristallino (Fo = 86).

Il campione LAL11 non presenta variazioni nel contenuto in forsterite (85-86) dei fenocristalli di olivina e le composizioni analizzate nei diversi punti dei cristalli appaiono molto simili.

Le analisi sul campione LAL14 mostrano valori di forsterite 85-86, comparabile con quelli riscontrati nelle altre lave della serie di Lalibela. Tuttavia nello stesso campione sono state analizzate composizioni di olivina con contenuto in forsterite variabile da Fo=82 a Fo=76 verosimilmente in relazione a stadi di cristallizzazione più avanzati.

Le analisi condotte sul campione LAL9 riguardano fenocristalli di olivina aventi contenuto medio in forsterite variabile da 78 a 80, anche in questo caso probabilmente relazionabili a cristallizzazione avanzata. Gli unici valori di forsterite comparabili con quelli degli altri campioni, variabili da 88 a 89, sono stati riscontrati al nucleo di un fenocristallo di olivina di grandi dimensioni.

Nel campione LAL8 il contenuto in forsterite al nucleo dei fenocristalli varia da 87 a 81.

La seconda serie magmatica analizzata in microsonda elettronica è la serie bassa in titanio (LT) di Adigrat. Sono state analizzati 5 cristalli appartenenti al solo campione ADG4 poiché solo in questo le olivine sono in parte preservate dall'alterazione. Le olivine dei basalti della serie di Adigrat hanno un contenuto medio in SiO<sub>2</sub> (wt%) pari a 40, TiO<sub>2</sub> (wt%) variabile da 0 a 0,08, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) massimo pari a 0,08, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (wt%) variabile da 0 a 0,1, FeOtot (wt%) variabile da 17 a 22, MnO (wt%) medio pari 0,3, MgO (wt%) variabile da 40 a 42, CaO (wt%) medio pari a 0,33 e NiO (wt%) variabile da 0,1 a 0,2.

Le analisi condotte su fenocristalli eudrali di olivina mostrano che il contenuto in forsterite diminuisce dal centro del cristallo ( $Fo = 80$ ) alla periferia ( $Fo = 76$ ). Analisi effettuate su cristalli subedrali indicano che la differenza composizionale tra nucleo ( $Fo = 81$ ) e periferia ( $Fo = 79$ ) è ancora presente ma non così marcata. I cristalli subedrali più piccoli questa differenza mostrano una composizione  $Fo_{\text{core}} = Fo_{\text{rim}} = 78$ .

### *Clinopiroseni*

Sono state effettuate inoltre analisi di microsonda elettronica su 13 cristalli di clinopiroseno appartenenti a due campioni di lave basse in titanio (ADG3, ADG4) della serie di Adigrat per un totale di 20 punti analisi. I clinopiroseni contenuti nei magmi bassi in titanio della serie di Adigrat hanno un contenuto in  $SiO_2$  (wt%) variabile da 49,5 a 52,5,  $TiO_2$  (wt%) variabile da 0,9 a 2,5, contenuto in  $Al_2O_3$  (wt%) variabile da 1,9 a 4,  $Cr_2O_3$  (wt%) variabile da 0 a 0,5,  $FeO_{\text{tot}}$  (wt%) variabile da 7 a 12,4,  $MnO$  (wt%) medio pari 0,2,  $MgO$  (wt%) variabile da 12,5 a 15,4,  $CaO$  (wt%) medio attorno a 20,  $Na_2O$  (wt%) variabile da 0,25 a 0,55 e  $K_2O$  (wt%) da 0 a 0,06.

Il campione ADG4 contiene fenocristalli di clinopiroseno di composizione augitica (En: 36-44, Fs: 12-21, Wo: 42-46). Il numero di magnesio di tali clinopiroseni varia da 54 a 67 mentre il numero di cromo varia indipendentemente dalla posizione del punto di analisi da 0 a 0,18 (augite cromifera), mentre il contenuto in  $TiO_2$  (wt%) varia invece da 0,9 a 2,5. Il contenuto in  $CaO$  (wt%) varia invece da 20,2 a 21,4.

I clinopiroseni del campione ADG3 sono paragonabili a quelli del campione ADG4 sia in composizione che nella geometria e taglia dei cristalli. Il contenuto in calcio varia da 19,6 a 21,6 percentuale in peso. Il contenuto in titanio è comparabile a quello dei clinopiroseni del campione ADG4.

Sono state inoltre effettuate analisi su 12 cristalli di clinopiroseno contenuti in basalti e basalti picritici alti in titanio (HT2) appartenenti alla serie di Lalibela (LAL5, LAL8, LAL9, LAL14) per un totale di 16 punti analisi. I clinopiroseni delle lave alte in titanio della serie di Lalibela sono generalmente più magnesiaci dei clinopiroseni contenuti nelle lave della serie bassa in titanio di Adigrat ed occupano una posizione ben distinta nel quadrilatero dei pirosseni (Morimoto, 1988). Il numero di magnesio dei clinopiroseni del campione LAL9 è il più elevato (74-79) mentre il più basso di questa serie è stato registrato dai clinopiroseni del campione LAL14 (66-70). I clinopiroseni del campione LAL9 hanno i contenuti più elevati anche in  $SiO_2$  (53,5 wt%),  $Cr_2O_3$  (0,8 wt%) mentre sono relativamente più bassi in  $FeO$  (4,9-5,9 wt%),  $TiO_2$  (0,8 wt%) e  $Al_2O_3$  (1,42-1,85). La classificazione dei clinopiroseni della serie di Lalibela rivela che tutti i termini sono augiti (En: 44-48, Fs: 8-13, Wo: 43-45), e augiti cromifere (LAL9).

Della serie di Lalibela è stato inoltre analizzato un cristallo di ilmenite incluso in un clinopirosseno (LAL14) avente un contenuto in  $\text{TiO}_2$  (wt%) pari a 61,4 (fig. 4.2.3.2).

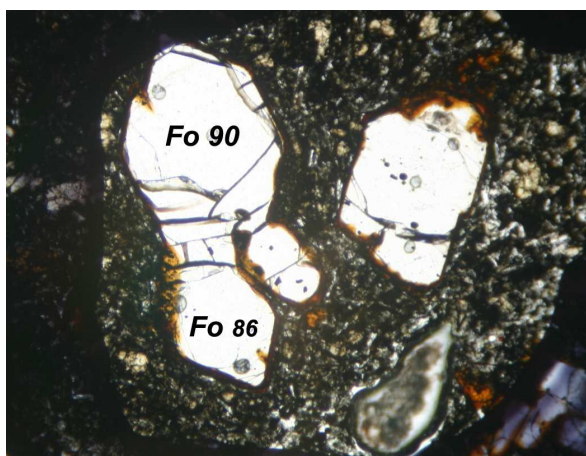


Figura 4.2.3.1 – Micrografia di un cristallo di olivina del campione LAL6 con contenuto di forsterite al nucleo pari a 90.

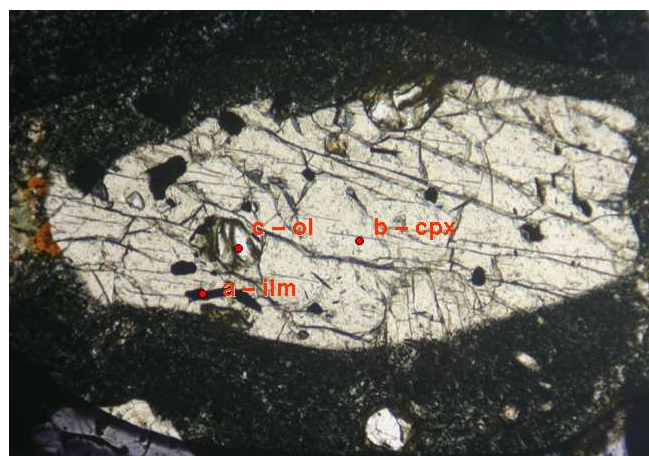


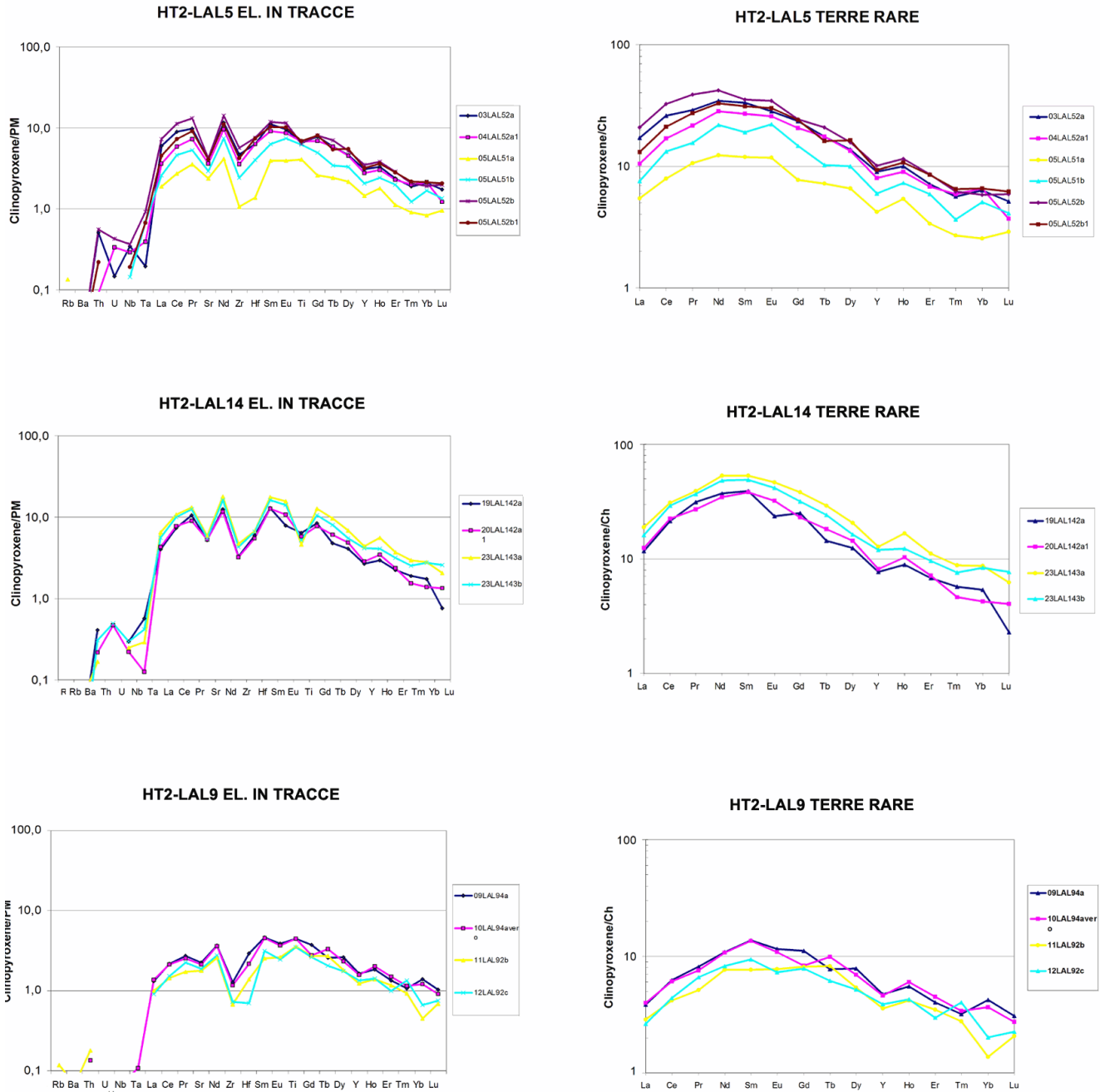
Figura 4.2.3.2 – Micrografia di un cristallo millimetrico di cpx del campione LAL14 con un cristallo di ilmenite incluso.

#### 4.2.4 Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)

Le analisi degli elementi in tracce ed ultratracce sono stati eseguiti su cristalli di clinopirosseni contenuti in 3 campioni (LAL5, LAL9, LAL14) di lave della serie molto alta in titanio (HT2) di Lalibela ed in 2 campioni (ADG3, ADG4) della serie bassa in titanio (LT) di Adigrat.

Le analisi sono state effettuate sullo strumento già descritto in Appendice A e condotte secondo le medesime modalità analitiche.

I clinopirosseni della serie alta in titanio di Lalibela presentano una distribuzione degli elementi incompatibili normalizzati rispetto al mantello primordiale (Sun & McDonough, 1989) caratteristica dei clinopirosseni magmatici. Si nota una scarsa abbondanza di elementi a bassa forza di campo (LFSE) ed un arricchimento di terre rare leggere e di elementi ad alta forza di campo (HFSE) che determinano una convessità verso l'alto del pattern con apice tra neodimio (Nd) e samario (Sm) ed europio (Eu) nell'intorno di un valore 12 x PM per i campioni LAL5 e LAL14 e 5 x PM per il campione LAL9. Le anomalie negative di Sr, Zr, Hf, Ti e Y sono più marcate nei campioni LAL5 e LAL14 (fig 4.2.4.1).



**Figura 4.2.4.1 – Distribuzione degli elementi incompatibili (colonna sinistra) e delle terre rare (colonna destra) nei clinopirosseni dei campioni della serie di Lalibela. I valori degli elementi incompatibili sono normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989) mentre quelli delle terre rare sono normalizzati alla composizione delle condriti (McDonough e Sun, 1995).**

I pattern delle terre rare normalizzate rispetto alla composizione condritica confermano le relazioni di arricchimento già notate per la distribuzione degli elementi incompatibili. Esistono un andamento tipico dei clinopirosseni magmatici con deciso arricchimento in terre rare leggere fino al neodimio-samario ed un frazionamento altrettanto importante in terre rare intermedie (MREE) che decrescono fino alle HREE. I campioni LAL5 e LAL14 hanno valori di neodimio (Nd) da 40 a 50 condritico mentre in LAL9 esso risulta minore di 15 x condriti. I rapporti  $La_N/Yb_N$  per i campioni LAL5 e LAL14 risultano pari a circa 2 mentre per il campione LAL9 tale valore non raggiunge la

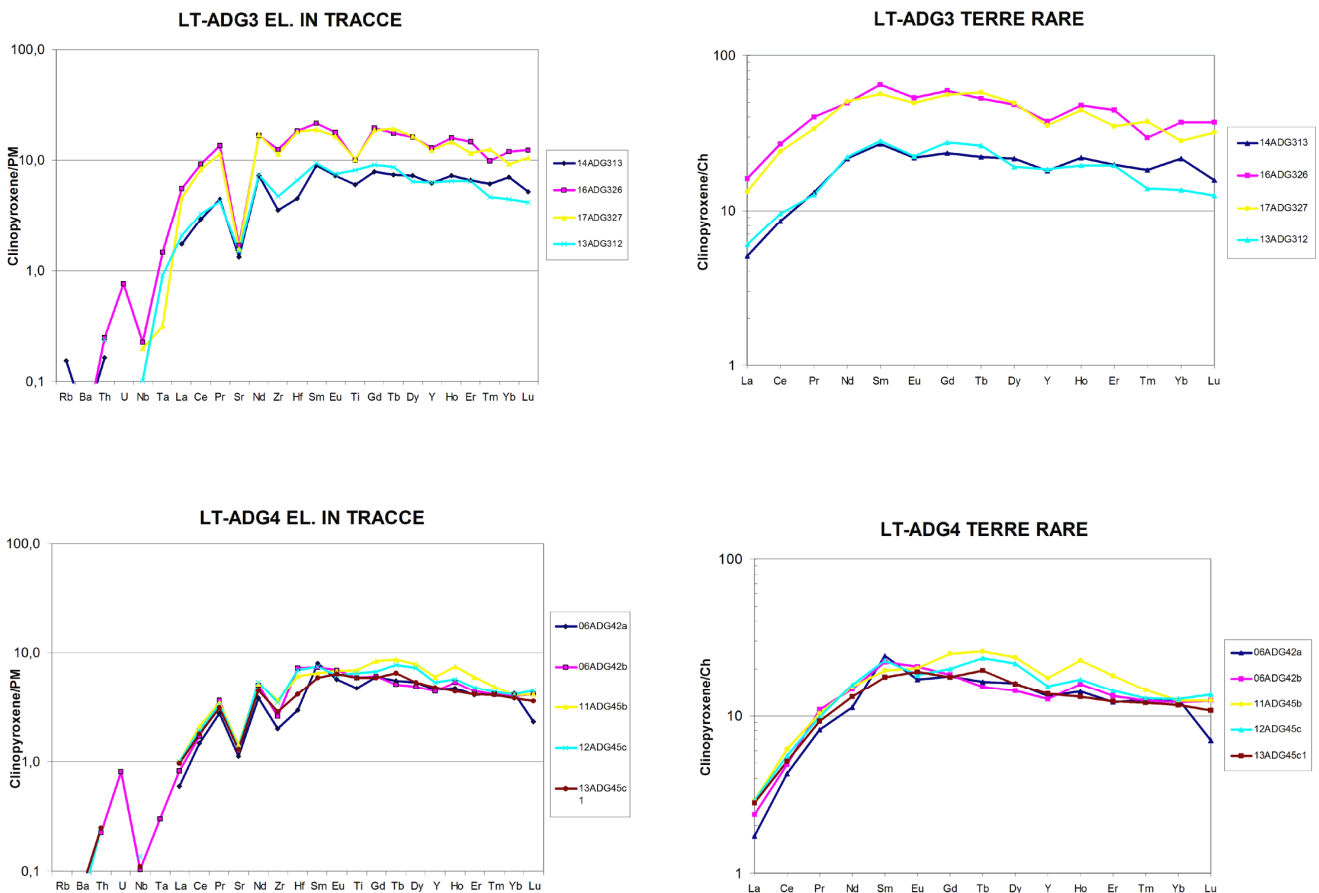
concentrazione. I rapporti  $La_N/Ce_N$  per i campioni LAL5 e LAL14 e LAL9 sono compresi tra 0,65 e 0,57.

Le analisi condotte sui clinopirosseni contenuti nelle lave della serie bassa in titanio (LT) di Adigrat (fig. 4.2.4.2) mostrano concentrazioni crescenti partendo dagli elementi a bassa forza di campo (LFSE) fino a quelli ad alta forza di campo (HFSE) la cui distribuzione risulta a plateau attorno al valore di  $10 \times PM$ .

Nel campione ADG3 sono state effettuate analisi su due fenocristalli di clinopirosseno mostranti pattern subparalleli che differiscono di un fattore 4.

I pattern delle terre rare normalizzate alle condriti sono decisamente diversi da quelli dei clinopirosseni della serie molto alta in titanio di Lalibela. In particolare i clinopirosseni di Adigrat mostrano un impoverimento più deciso in LREE e pattern relativamente piatti di LREE/HREE. I rapporti medi  $La_N/Yb_N$  per il campione ADG4 e ADG3 sono pari a 0,2 e 0,4 rispettivamente.

I rapporti  $La_N/Ce_N$  medi per il campioni ADG4 e ADG3 sono pari a 0,48 e 0,59 rispettivamente.



**Figura 4.2.4.2 - Distribuzione degli elementi incompatibili (colonna sinistra) e delle terre rare (colonna destra) nei clinopirosseni dei campioni della serie di Adigrat. I valori degli elementi incompatibili sono normalizzati al mantello primordiale (Sun e McDonough, 1989) mentre quelli delle terre rare sono normalizzati alla composizione delle condriti (McDonough e Sun, 1995).**

### 4.3 Zoneografia magmatica del plateau nord Etiopico

In base a quanto emerso dai dati acquisiti in questo lavoro possiamo quindi suddividere geograficamente il plateau nord etiopico in due regioni magmatiche a composizione geochemica diversa: la porzione sud-orientale composta da magmi ad alto contenuto di titanio (serie del Nilo Azzurro e serie di Lalibela) e la porzione nord-occidentale caratterizzata da magmi a basso contenuto di titanio (serie delle Simien Mountains e serie di Adigrat). Tale zoneografia, già segnalata da Pik et al., (1998) può essere ulteriormente precisata come segue: le serie magmatiche di Adigrat e delle Simien Mountains sono classificabili come serie di basalti tholeiitici bassi in titanio (LT), la serie del Nilo Azzurro come basalti alti in titanio (HT1) e quella di Lalibela come serie transizionale basaltico-picritica molto alta in titanio (HT2).

### 4.4 Geotermobarometria dei magmi oligocenici del plateau nord Etiopico

Le serie basaltiche oligoceniche componenti il plateau nord etiopico sono state investigate al fine di estrapolare informazioni sulla loro termometria e barometria. Sono stati utilizzati diversi modelli termometrici e barometrici in relazione al fatto che ognuno di essi fornisce temperature e pressioni di diversi processi magmatogenetici e presuppone diversi requisiti composizionali per una corretta applicazione.

I geotermometri e geobarometri di Albarede (1992) sono stati calibrati su magmi primari ed impongono contenuti di MgO (wt%) > 7. La temperatura e la pressione calcolate sono quelle di segregazione del fuso dalla matrice peridotitica. La formula della temperatura (eq. 4.4.1) utilizza la variazione del contenuto di magnesio rispetto alla silice mentre la pressione (eq. 4.4.2) è funzione della temperatura e del contenuto in SiO<sub>2</sub> (wt%):

$$T_{Albarede} [^{\circ}C] = 2000 \cdot \left( \frac{MgO}{SiO_2 + MgO} \right) + 969 \quad (eq. 4.4.1)$$

$$LnP_{Albarede} [Kbar] = 0,00252 \cdot T_{Albarede} [^{\circ}C] - 0,12 \cdot SiO_2 + 5,027 \quad (eq. 4.4.2)$$

I geobarometri proposti da Niu & Batiza (1991) sono stati calibrati per fusi basaltici ottenuti mediante sperimentazione di laboratorio con composizioni normalizzate a 8 wt % di MgO e rapporti CaO<sub>(8)</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3(8)</sub> compresi tra 0,5 – 1 per un contenuto in Na<sub>2</sub>O<sub>(8)</sub> variabile da 1,67 a 3,75. Per una corretta applicazione del modello sono stati perciò normalizzate a MgO (wt%)=8 le composizioni delle lave di plateau con MgO (wt%) compreso tra 5 e 8.

Il modello di Niu & Batiza e quello di Albarede permettono il calcolo di temperatura (eq. 4.4.3) e pressione di inizio (eq. 4.4.4) e fine fusione (eq. 4.4.5) il primo, di segregazione il secondo, oltre ad

una stima del grado di fusione parziale (F) alla quale vengono generati i magmi. Il calcolo di F dipende dal contenuto in sodio, calcio e alluminio:

$$F_{Niu\&Batiza} = 19,202 - 5,175 \cdot Na_2O_{(8)} + 15,537 \cdot \left( \frac{CaO_{(8)}}{Al_2O_{3(8)}} \right) \quad (eq. 4.4.3)$$

Il calcolo barometrico di inizio (P<sub>0</sub>) e fine fusione (P<sub>f</sub>) dipendono dalle abbondanze normalizzate di silice e ferro bivalente totale nonchè dal grado di fusione parziale del mantello secondo le relazioni:

$$P_{0\ Niu\&Batiza} = 25,98 + 0,967 \cdot F_{Niu\&Batiza} + \frac{45,277}{F_{Niu\&Batiza}} - 5,186 \cdot \frac{SiO_{2(8)}}{FeO_{tot(8)}} \quad (eq. 4.4.4)$$

$$P_{f\ Niu\&Batiza} = \left[ \frac{(1,3613 \cdot P_{0\ Niu\&Batiza}) + 3,9103 - (1,3458 \cdot P_{0\ Niu\&Batiza}) - 13,592}{F_{Niu\&Batiza} - (0,03015 \cdot P_{0\ Niu\&Batiza} - 0,2929) \cdot F_{Niu\&Batiza}} \right] \quad (eq. 4.4.5)$$

dove P<sub>0</sub> rappresenta la pressione di inizio fusione mentre P<sub>f</sub> rappresenta la pressione alla quale il fuso generato si allontana dalla matrice peridotitica.

Nelle lave più primitive ove siano presenti fenocristalli di olivina in buono stato di conservazione è stato applicato il geotermometro olivina – liquido di Roeder & Emslie (1970), basato sulla ripartizione all'equilibrio di cristallizzazione dei rapporti delle frazioni molari di ferro bivalente e magnesio tra fase solida e liquida. È possibile calcolare quindi la temperatura applicando le seguenti relazioni: per la componente fayalica

$$T_{FeO} = \frac{3911}{\log\left(\frac{X_{FeO}^{Ol}}{X_{FeO}^{Liq}}\right) + 2,50} \quad (eq. 4.4.6)$$

e per la componente forsteritica

$$T_{MgO} = \frac{3740}{\log\left(\frac{X_{MgO}^{Ol}}{X_{MgO}^{Liq}}\right) + 1,87} \quad (eq. 4.4.7)$$

Se le due equazioni vengono combinate se ne ottiene una terza (eq. 4.4.8) che rende la composizione dell'olivina virtualmente indipendente dal fattore temperatura. Difatti solo il contenuto di moli di magnesio e ferro nel liquido regola la composizione dell'olivina e il fattore di distribuzione di tali elementi in fase liquida e solida (K<sub>d</sub>) risulta uguale a 0,3±0,03 all'equilibrio chimico:



$$K_D = \frac{(X_{FeO}^{Ol})}{(X_{FeO}^{Liq})} \cdot \frac{(X_{MgO}^{Liq})}{(X_{MgO}^{Ol})} \cong 0,30 \pm 0,03$$

mentre la temperatura sarà ricavata dalla relazione:

$$T_{eq} = \frac{171}{\log(K_D) + 0,63} \quad (eq. 4.4.8)$$

Per confronto è stato applicato anche il geotermometro olivina-liquido di Ford et al., (1983) utilizzando il software PETROLOG (Danyushevsky, 2001) come suggerito da di Fallon et al. (2007). Per una trattazione più precisa riguardo le equazioni della temperatura e l'equilibrio tra olivina e liquido si rimanda a quest'ultimo lavoro.

I dati termometrici risultanti dall'applicazione dei modelli sopra descritti sono riportati per confronto in tabella 4.4.

**Tabella 4.4 – Risultati dei calcoli termobarometrici**

	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>LT-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>	<i>HT1-Bas</i>
	<i>SIM7</i>	<i>SIM14</i>	<i>SIM15</i>	<i>SIM16</i>	<i>SIM17</i>	<i>ADG3</i>	<i>ADG4</i>	<i>ADG6</i>	<i>BLN4</i>	<i>LAL17</i>
Roeder and Emslie, 1970										
<i>T(°C) eq. Ol-liq</i>								1292		
<i>Fo Ol eq.</i>								86,34		
Ford, 1983										
<i>T(°C) eq. Ol-liq</i>								1270		
<i>Fo Ol eq.</i>								85,91		
Niu & Batiza, 1991										
<i>Pf (Kb)</i>	13	15	14	14	15	16	16	13	18	16
<i>Po (Kb)</i>	18	20	19	20	20	27	25	17	27	24
<i>F (%)</i>	16	14	16	15	15	20	19	14	18	18
Albarede, 1992										
<i>T(°C) segregation</i>	1166	1213	1296	1293	1229	1393	1346	1233	1165	1201
<i>P(Kb) segregation</i>	7	9	13	12	9	21	19	10	8	9

Tabella 4.4 - (continua)

	HT2-Bas LAL2	HT2-Bas LAL3	HT2-Pi- Bas LAL5	HT2-Pi- Bas LAL6	HT2-Bas LAL7	HT2-Bas LAL8	HT2-Pi- Bas LAL9	HT2-Bas LAL12	HT2-Bas LAL14	HT2-Bas LAL1
Roeder and Emslie, 1970										
<i>T(°C) eq. Ol-liq</i>			1331	1390		1295	1361		1322	
<i>Fo Ol eq.</i>			87,5	89,5		86,7	88,2		85,4	
Ford, 1983										
<i>T(°C) eq. Ol-liq</i>			1383	1400		1303	1362		1318	
<i>Fo Ol eq.</i>			87,6	89,7		86,6	88,2		85,6	
Niu & Batiza, 1991										
<i>Pf (Kb)</i>	18	15	out of range.	out of range	15	14	out of range	14	12	9
<i>Po (Kb)</i>	29	26	out of range	out of range	24	26	out of range	30	38	35
<i>F (%)</i>	20	20	25-30	25-30	19	20	25-30	24	27	30
Albarede, 1992										
<i>T(°C) segregation</i>	1202	1247	1410	1497	1231	1341	1444	1277	1385	1326
<i>P(Kb) segregation</i>	10	8	20	28	7,7	13	21	12	19	13

Inoltre, alcuni cristalli di olivina di campioni di campioni di Lalibela sono stati analizzati attraverso allineamenti di punti analisi bordo-nucleo-bordo in modo da investigare quale parte del cristallo fosse in equilibrio con il liquido. Da questi profili analitici si evince che le lave a composizione picritica sono in equilibrio con olivine il cui contenuto in forsterite è il più elevato tra quelli analizzati (zonatura diretta dal nucleo al bordo). Nel campione LAL6 (fig. 4.4.1) diversi cristalli analizzati presentano tale contenuto in forsterite ( $Fo=89,5$ ) al nucleo e la temperatura di equilibrio con il magma è stimata nell'intorno di  $1400^{\circ}\text{C}$ , in accordo con il loro elevato contenuto in cromo (superiore a 1000 ppm). Per il campione basaltico LAL14 l'equilibrio avviene invece a temperature di circa  $1320^{\circ}\text{C}$  con composizioni di olivina  $Fo=85$ .

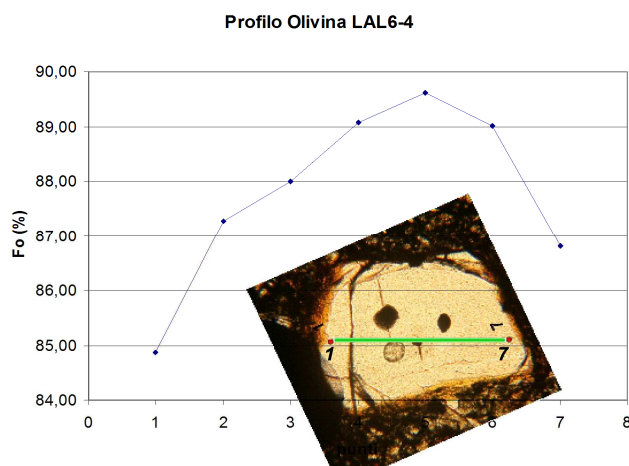


Figura 4.4.1 – Profilo analitico di microsonda eseguito su un cristallo di olivina del campione .LAL6 e contenuto in forsterite.

## 5 Modellistica delle sorgenti dei magmi LT, HT1 e HT2

I calcoli per la ricostruzione delle sorgenti dei magmi sono stati effettuati partendo dalla composizione reale dei magmi meno differenziati di ogni tipologia (LT, HT1 e HT2) attraverso equazioni che regolano la fusione all'equilibrio. La modellistica si è basata sul contenuto in elementi incompatibili e pertanto è stata effettuata una scelta degli opportuni coefficienti di partizione solido-liquido dal sito del GERM (<http://earthref.org/GERM>). Si tratta perciò di un approccio inverso che partendo dalla composizione di un liquido permette di ricostruire quella del solido di partenza utilizzando le leggi della fusione all'equilibrio.

$$C_0 = C_L \cdot [D + F \cdot (1 - P)] \quad (eq\ 5.1)$$

dove  $C_0$  è la concentrazione dell'elemento in tracce nel solido,  $C_L$  nella fase liquida,  $D$  è il coefficiente di distribuzione globale modale della sorgente,  $P$  il coefficiente di distribuzione globale per l'eutettico ed  $F$  è il grado di fusione parziale.

La composizione eutettica del magma, la moda dello xenolite di mantello utilizzato come sorgente (modificata in funzione della composizione dei magmi e del grado di fusione parziale) ed il grado di fusione parziale sono dati di input necessari per la risoluzione dell'equazione sopra riportata che permette di calcolare la composizione del solido, ovvero della sorgente.

Tali parametri sono stati ottenuti sia con bilanci di massa iterativi tra composizione delle lave e quella degli xenoliti di mantello che dal modello di Niu e Batiza (F) come discusso in precedenza.

Per le lave basse in titanio sono stati scelti come magmi primari i ADG3 di Adigrat ed il campione SIM15 delle Simien Mountains assumendo  $F=15\%$ . Come sorgente ipotetica è stato selezionato il campione a composizione lherzolitica GOJ26 proveniente dal sito di Injibara (Gojam). La composizione modale della sorgente teorica ottenuta dai bilanci di massa è risultata contenere 4% di anfibolo. Il migliore risultato dei bilanci di massa è stato ottenuto utilizzando una composizione di anfibolo di mantello proveniente dal sito di Zabargad, un'isola del Mar Rosso dove affiora una scaglia di mantello litosferico (Brooker et al., 2004). I risultati di tale modello sono indicati in tabella 5.a.

**Tabella 5.a - Moda della sorgente dei basalti LTe percentuali eutettiche di fusione dei magmi utilizzati per la modellistica**

	<i>Moda</i>	F (%)	<i>Proporzioni fusione</i>	
			Bas LT-ADG3	Bas LT-SIM15
	$S_{LTbas}$			
OI	61,0		-47,0	-52,0
Opx	21,0		70,0	65,0
Cpx	12,0	15	11,0	18,0
Sp	2,0		9,0	4,0
Anf	4,0		57,0	65,0
tot	100,0		100,0	100,0
$r^2$	1,7		1,6	1,3

Lo stesso procedimento è stato utilizzato per ricostruire la sorgente dei magmi HT1 ed in questo caso è stato scelto come magma primario il campione BLN4 proveniente dalla serie del Nilo Azzurro. Il nodulo di mantello selezionato è la lherzolite GOJ40A proveniente dal sito di Injibara (Gojam). In accordo con il modello di Niu e Batiza (1991) il grado di fusione parziale (F) della sorgente è stato posto uguale al 20%. I risultati della modellistica indicano che è necessario aggiungere un quantitativo pari al 9% di anfibolo alla sorgente GOJ40A. L'anfibolo più appropriato è risultato in questo caso un anfibolo molto ricco in  $TiO_2$ ,  $Na_2O$  e  $K_2O$  come quelli provenienti da vene metasomatiche di xenoliti di mantello dell'arcipelago delle Kerguelen (Moine et al., 2001, Coltorti et al., 2007). I risultati della modellistica della sorgente dei magmi HT1 sono indicati in tabella 5.b.

**Tabella 5.b - Moda della sorgente dei basalti HT1 e percentuali eutettiche di fusione dei magmi utilizzati per la modellistica**

	<i>Moda</i>	F (%)	<i>Proporzioni fusione</i>	
			Bas HT1-BLN4	Bas HT1-LAL3
	$S_{HT1bas}$			
OI	59,0		-52,0	-50,0
Opx	15,0		62,0	70,0
Cpx	6,0		10,0	16,0
gt	10,0	20	-13,0	-37,0
Anf	9,0		82,0	82,0
flog	1,0		11,0	19,0
tot	100,0		100,0	100,0
$r^2$	0,9		1,3	1,5

Per la modellizzazione di basalti e picriti HT2 sono state selezionati rispettivamente i campioni LAL14 e Pi-LAL6. Il nodulo di mantello selezionato come sorgente è lo stesso utilizzato per la modellistica dei basalti HT1 (Lh-GOJ40A) mentre il grado di fusione parziale è stato ricavato dal modello di Niu e Batiza (1991) pari a 25 per i basalti e 30 per le picriti (come suggerito da Green and Falloon, 2005). La modellistica dei magmi di Lalibela ha richiesto come fase in aggiunta alla composizione GOJ40A 6% di anfibolo e 2% di una fase titanifera (ilmenite, rutile, armacolite). I risultati della modellistica sono riportati in tabella 5.c.

**Tabella 5.c - Moda della sorgente delle picriti e basalti HT2 e percentuali eutettiche di fusione dei magmi utilizzati per la modellistica.**

	<i>Moda</i>	F (%)	<i>Proporzioni fusione</i>	
			Pi-Bas LAL6	HT2-Bas-LAL14
	S <sub>HT2</sub>			
OI	57,0		-8,0	-31,0
Opx	14,0		37,0	51,0
Cpx	9,0	25 basalti HT2	28,0	24,0
Gt	11,0	30 picriti	-12,0	-35
Anf	6,0		40,0	70,0
Flog	1,0		10,0	15,0
Ilm	2,0		5,0	6,0
tot	100,0		100,0	100,0
r <sup>2</sup>	0,5		0,2	0,1

La modellistica riguardante la distribuzione degli elementi incompatibili nei magmi primari del plateau oligocenico e nelle loro ipoteiche sorgenti di mantello è riportata in figura 5.1.

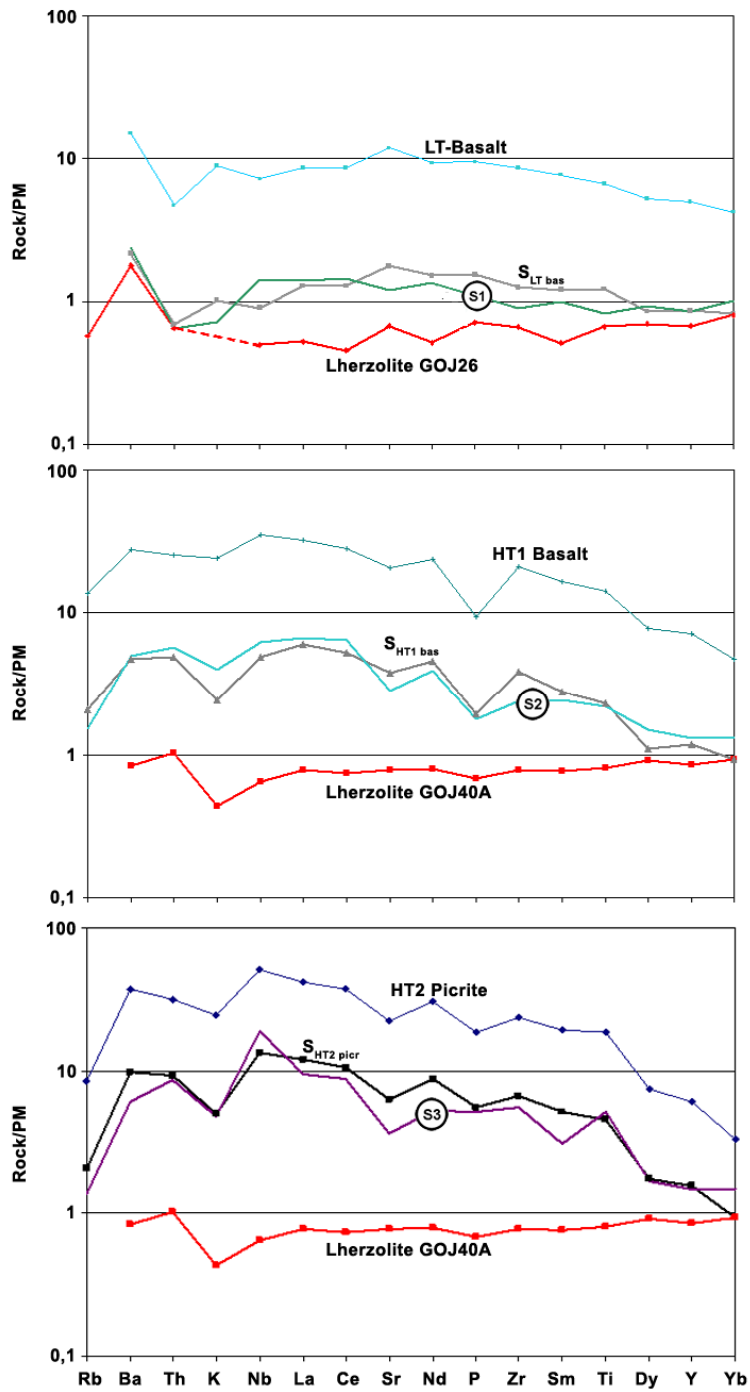


Figura 5.1 – Modellistica della distribuzione degli elementi incompatibili nelle sorgenti ipotetiche dei magmi del plateau nord etiopico. S1, S2, S3 sono le tre sorgenti rispettivamente dei magmi LT, HT1 e picriti-HT2 calcolate utilizzando le equazioni della fusione all'equilibrio (eq 5.1); SLTbas, SHT1bas e SHT2picr sono le tre sorgenti calcolate utilizzando le composizioni modali ottenute dai bilanci di massa e riportate nella prima colonna delle tabelle 5.a, 5.b, 5.c.

## 6. DISCUSSIONE DEI RISULTATI RIGUARDANTI IL MANTELLO SOTTOSTANTE IL PLATEAU NORD ETIOPICO

In base ai risultati delle analisi effettuate sui noduli di mantello campionati nelle vicinanze del fiume Dedessa (Wollega) ed in prossimità del villaggio di Injibara (Gojam), possiamo concludere che il mantello sottostante il plateau etiopico è caratterizzato da un'ampia variabilità composizionale. Le paragenesi primarie identificate suggeriscono una provenienza degli xenoliti di mantello di entrambi i siti da profondità della facies a spinello. Questa ipotesi è supportata dai dati termobarometrici che rivelano profondità di equilibrio tra le fasi componenti gli xenoliti variabili da 30 (profondità della Moho) a 40 km (9-12,5 Kbar) e temperature che vanno da 930 a 1000 °C. La generale assenza di tessiture pirometamorfiche è ascrivibile alla completa riequilibratura cristallografica avvenuta nel mantello sottostante il plateau etiopico. Le analisi degli elementi in tracce effettuate sulle lherzoliti sono o leggermente impoverite in LREE o caratterizzate da pattern non frazionati ("piatti") con concentrazioni variabili tra 1 e 2 volte la composizione delle condriti. I campioni di lherzoliti povere in cpx provenienti dal medesimo sito appaiono invece leggermente più impoveriti in HREE (Yb e Lu), ma arricchiti in LREE (La e Ce). Coerentemente, le analisi degli elementi in tracce effettuate sui clinopirosseni dei campioni lherzolitici registrano un impoverimento in terre rare leggere (LREE). Tuttavia, essendo questi impoverimenti meno estremi di quelli previsti nei modelli di fusione parziale e di quelli registrati in rocce di mantello di ambiente suboceanico a chiaro carattere residuale (peridotiti ofiolitiche e abissali) tale evidenza geochemica potrebbe essere ascritta a processi di rifertilizzazione ad opera di fusi tholeiitici (Bodinier e Godard, 2004).

I clinopirosseni delle lherzoliti povere in cpx del sito di Injibara non mostrano significativi arricchimenti in terre rare leggere e sono caratterizzati da un pattern convesso verso l'alto centrato sulle terre rare intermedie e da valori di La che si attestano a circa 6-7 x condriti, suggerendo anche in questo caso un possibile equilibrio con magmi subalcalini impoveriti in LREE.

I dati isotopici di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,702414-0,702712) e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,513259-0,513302) dei campioni lherzolitici sembrano confermare una stretta relazione genetica con la componente geochemica del mantello impoverito (DM).

I campioni di composizione olivinwebsteritica del sito di Injibara appaiono invece ben diversi da quelli peridotitici. Essi sono caratterizzati da arricchimenti molto marcati in LREE sia in roccia totale ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=15$  roccia totale) che nei relativi clinopirosseni ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N \approx 5$ ). Anche la sistematica isotopica di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,703302-0,703370) e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0,512895-0,512912) li differenzia nettamente dai campioni peridotitici, denotando un trend di arricchimento verso le composizioni proprie dei CFB oligocenici del plateau nord etiopico (fig 3.6.1).

Nel sito di Dedessa (Wollega), ubicato in una zona marginale rispetto al plateau oligocenico, l'analisi su roccia totale evidenzia leggeri arricchimenti in LREE. Le analisi effettuate sui clinopirosseni di composizione lherzolitica presentano pattern delle terre rare "piatti" 10 x condritico o leggermente impoveriti in LREE in maniera simile a quelli provenienti dal sito di Injibara (Gojam), suggerendo un equilibrio con fusi sub alcalini a carattere tholeiitico.

Un campione di composizione harzburgitica appare invece molto più arricchito in terre rare leggere. Le analisi puntuali effettuate sui clinopirosseni rivelano arricchimenti in terre rare leggere in generale molto elevati tali da originare rapporti  $La_N/Yb_N$  pari a 11, confermando una probabile interazione con fusi arricchiti in LREE. La sistematica isotopica  $^{87}Sr/^{86}Sr - ^{143}Nd/^{144}Nd$  colloca questo campione in prossimità del campo dei basalti oligocenici di plateau. Bisogna inoltre notare che i clinopirosseni di questo campione non appaiono destabilizzati come in altri campioni provenienti dallo stesso sito e che la tessitura è testimone di un riequilibrio cristallino completo. L'impoverimento modale di clinopirosseno dovuto alla fusione parziale di questo nodulo (harzburgite) e l'arricchimento in terre rare leggere dei cpx deve essere dunque ascritto ad un fenomeno metasomatico verificatosi molto tempo della esumazione quaternaria degli xenoliti di mantello nel sito di Dedessa (Wollega).

Questo campione harzburgitico proveniente dal sito di Dedessa e le olivinwebsteriti del sito di Injibara (Gojam) appaiono quindi essere il risultato di un'interazione del mantello litosferico con magmi sovrassaturi in silice tipo CFB in condizioni di elevato rapporto fuso/matrice. Probabilmente i clinopirosseni del campione harzburgitico del sito di Dedessa (Wollega) sono cristallizzati come conseguenza di questo processo in una matrice che forse non conteneva clinopirosseno modale e pertanto hanno acquisito un pattern tipico dei clinopirosseni cristallizzati da un fuso magmatico.

I clinopirosseni dei campioni di olivinwebsteriti denotano invece un arricchimento solo in LREE probabilmente dovuto ad interazione fuso/matrice con accrescimento e variazione composizionale di clinopirosseni.

La maggior parte dei clinopirosseni contenuti in campioni di composizione peridotitica mostra invece i caratteri tipici di un mantello sottocontinentale anorogenico.



## 7. DISCUSSIONE DEI RISULTATI RIGUARDANTI LE SERIE MAGMATICHE OLIGOCENICHE DI PLATEAU

I nuovi dati sulle serie basaltiche oligoceniche ci consentono di precisare e stabilire la zoneografia magmatica che caratterizza il plateau nord etiopico. Si può affermare che la porzione nord occidentale del plateau è composta da basalti tholeiitici a basso contenuto in titanio (LT) mentre la porzione sud orientale è composta da basalti transazionali (e picriti) ad alto contenuto in titanio (HT). Sulla base dei dati geocronologici possiamo affermare che il vulcanismo fissurale che ha portato alla formazione dei “traps” è stato molto breve (da 31 a 29 Ma), e può quindi essere considerato geologico unitario.

La distribuzione degli elementi maggiori ed in tracce non mostra in generale chiari andamenti evolutivi legati a processi differenziativi nelle lave delle serie di Lalibela, fatta eccezione per il possibile frazionamento di olivina. La serie delle Simien Mountains mostra invece una un'evoluzione intraseriale a partire da termini più primitivi (mg# 0,66) a quelli più differenziati (mg# 0,35). Mentre le serie LT e HT1 mostrano caratteristiche geochemiche simili a quelle già identificate in altri plateau basaltici continentali (Parana-Etendeka, Karoo, Deccan and Siberian traps; Macdougall, 1988) la serie HT2 appare molto diversa ed è comparabile solo per alcuni termini picritici alla provincia basaltica del Karoo (Cawthorn e Biggar, 1993). Le serie alte in titanio (Lalibela e Nilo Azzurro) hanno anche contenuti in ferro totale più elevato delle serie LT (Adigrat e Simien Mountains).

L'andamento dei contenuti in CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> rispetto al numero di magnesio nelle serie basse in titanio delle Simien Mountains e di Adigrat suggerisce un frazionamento di plagioclasio e forse clinopirosseno durante l'evoluzione del magma. Tale evento è in accordo con le tessiture ofitiche osservate nelle lave, caratterizzate dalla cristallizzazione precoce di plagioclasio rispetto al clinopirosseno.

I pattern delle terre rare mostrano per tali magmi un leggero frazionamento LREE/HREE caratteristico dei basalti subalcalini tholeiitici, con La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> intorno a 2 nei termini più primitivi.

I valori di P e T calcolati secondo il modello di Niu e Batiza (1991) ed Albarede (1992) identificano una probabile curva di inizio fusione dei magmi LT in un intervallo di pressione (1,8-2,4 GPa) e temperatura (1210-1340°C) prossimo all'andamento P-T della curva di solidus di una lherzolite anidra (cfr. Green e Falloon, 2005), suggerendo che la sorgente di questi magmi bassi in titanio possa essere a basso contenuto in volatili.

La ricostruzione della composizione geochemica della sorgente basata sugli elementi incompatibili suggerisce però che è necessario aggiungere una certa quantità di fase idrata (3-4% di anfibolo) alla

paragenesi Ol-Opx-Cpx-Sp dei noduli lherzolitici se si vuole approssimare al meglio la sorgente calcolata per i magmi LT.

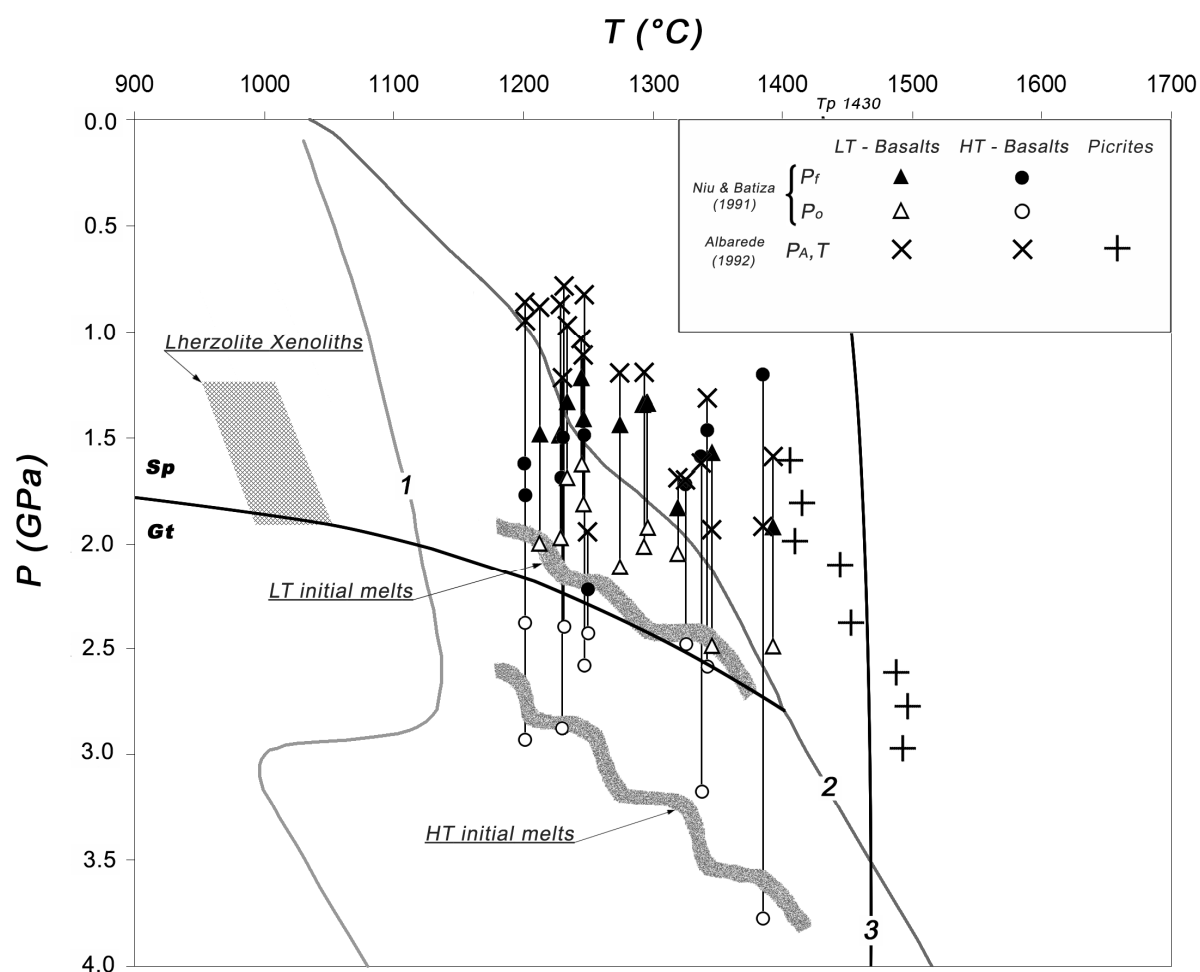
La serie HT1 del Nilo Azzurro presenta decrementi nei contenuti di CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e al diminuire di mg# suggerendo un frazionamento di plagioclasio (e forse clinopirosseno) durante l'evoluzione dei magmi. Anche in tal caso l'osservazione delle sezioni sottili conferma per questi campioni tessiture ofitiche.

Le terre rare enfatizzano il diverso grado di arricchimento (4 volte i magmi LT) anche nei termini più primitivi (BLN4) con frazionamenti LREE/HREE molto marcati ( $La_N/Yb_N$  BLN4=7) a testimonianza del maggiore arricchimento metasomatico delle sorgenti di mantello di questi magmi. Nella serie HT2 di Lalibela la distribuzione degli elementi in tracce evidenzia che il massimo arricchimento oltre che di titanio anche di tutti gli altri elementi incompatibili. Le caratteristiche geochemiche di questa serie sono confrontabili a quelle delle serie OIB.

La distribuzione delle terre rare conferma un marcato arricchimento in LREE, con frazionamento LREE/HREE elevato anche nei campioni picritici ( $La_N/Yb_N$  =12) a testimonianza di una provenienza di questi magmi da sorgenti geochemicamente molto diverse da quelle dei magmi LT e HT1.

I dati termobarometrici calcolati secondo il modello di Niu e Batiza (1991) ed Albarede (1992) supportano questa ipotesi posizionando l'inizio della fusione dei magmi HT2 di composizione basaltica a pressioni comprese tra 3,7 e 3 GPa a temperature comprese tra 1390 e 1210 °C. Tale intervallo permette l'identificazione di una curva di inizio di fusione situata in posizione intermedia tra le curve di solidus di una lherzolite anidra e una idrata/carbonatata (H-O-C, Green e Falloon, 2005) suggerendo una natura idrata delle sorgenti dei dei magmi HT2 (fig. 7.1). Per i magmi HT2 a composizione picritica i valori P-T ottenuti secondo il modello di Albarede (1992) denotano una segregazione del fuso da sorgenti di mantello a T=1400-1500 °C e P=1,6-3 GPa, a cavallo della curva adiabatica calcolata per la temperatura potenziale  $T_p=1430$  °C (Green and Falloon, 2005).

I dati di temperatura calcolati con il geotermometro olivina-liquido di Roeder e Emslie (1970) e di Ford et al. (1983) confermano che l'equilibrio tra queste due fasi viene raggiunto nei campioni HT2 a composizione picritica nell'intorno dei valori ottenuti utilizzando il modello di Albarede (1992).



**Figura 7.1 – Ricostruzione termobarometrica delle condizioni di formazione dei magmi oligocenici di plateau utilizzando il modello di Niu e Batiza (1991) per ricavare le pressioni di inizio e termine della fusione e di Albarede (1992) per determinare la temperatura e la pressione di segregazione del fuso. Sono indicate le condizioni di inizio fusione per i magmi LT ed HT, le superfici di solidus per lherzolite contenente volatili (1) ed anidra (2) e l'adiabatica per temperatura potenziale del mantello  $T_p=1430^{\circ}C$  (Green e Fallon, 2005). È riportato anche il campo delle condizioni P-T di equilibrio degli xenoliti del sito di Injibara calcolate combinando i dati di questo lavoro e di Pik et al. (1998).**

Anche la modellizzazione delle sorgenti sulla base degli elementi incompatibili supporta l'ipotesi di sorgenti contenenti fasi idrate. Per i magmi HT1 è stato infatti aggiunto 9% di anfibolo, diverso da quello utilizzato per la modellizzazione della sorgente dei LT, alla lherzolite a spinello utilizzata come sorgente (GOJ40A). Per i magmi HT2 la percentuale di anfibolo aggiunto è ancora più elevata (12%) ma è necessario aggiungere una fase titanifera (ilmenite, rutilo, armacolite) per bilanciare il contenuto estremamente elevato in  $TiO_2$  e per enfatizzare il frazionamento di HREE caratteristico di questi magmi.

## 8. MODELLO PETROLOGICO INTEGRATO AD UN SISTEMA GEOGRAFICO INFORMATIVO

I dati acquisiti in questa tesi sul plateau nord etiopico hanno consentito di chiarire i diversi aspetti vulcanologici, strutturali, petrologici e geochimici di questa Large Igneous Province (LIP) che la maggior parte degli autori considerano geneticamente collegata ad una zona di plume di mantello profonda.

Associando tutti questi dati alla posizione geografica dei campioni e attraverso molteplici elaborazioni effettuate con un software GIS è stato possibile ricostruire per quanto possibile la situazione geodinamica profonda dell'area all'Oligocene.

Si è proceduto nel seguente modo: l'area di studio rappresentata nella Carta Geologica dell'Etiopia e della Somalia pubblicata da Merla et al. nel 1973 alla scala 1:2.000.000, è stata digitalizzata e successivamente georeferenziata e proiettata nel sistema UTM WGS-84 con il software ArcGIS di ESRI. E' stato quindi creato uno shapefile contenente tutti i punti di campionamento e le coordinate UTM il quale è stato poi proiettato sulla carta con ArcMap.

Per quanto riguarda la quota topografica i dati sono stati ricavati da immagini NASA Shuttle Radar Tomography Mission3 v2 ed integrati attraverso ArcGIS in modo da ricostruire la superficie topografica 3D dell'area di studio.

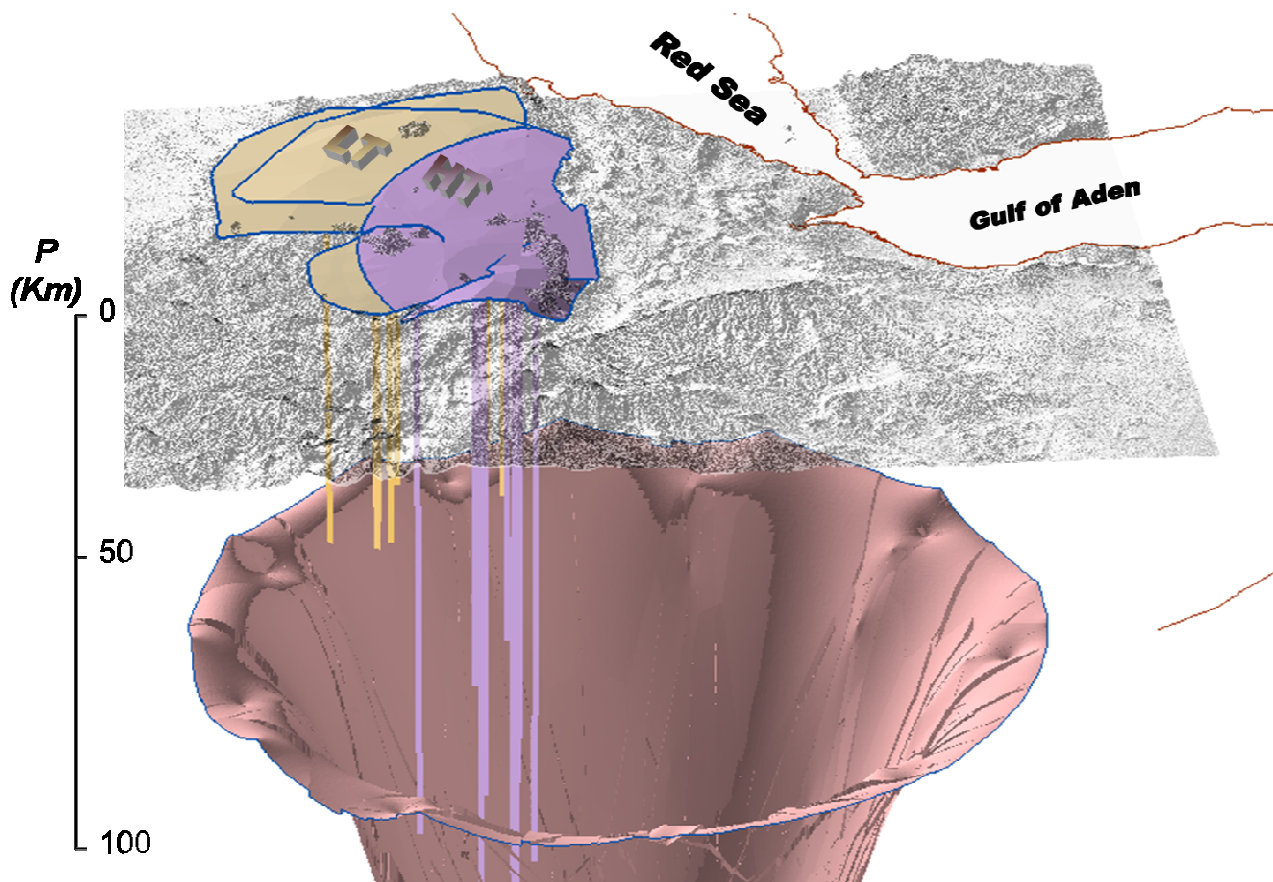
L'integrazione dei dati di cartografia geologica con la topografia è stata possibile costruendo degli shapefile poligonali 2d contenenti le singole formazioni identificate da Merla et al. (1973), in seguito convertiti in 3d associando loro la quota SRTM e quindi trasformati in TIN dai quali si sono ricavate le isolinee topografiche. Lo shapefile contenente le isoipse delle formazioni affioranti sono stati convertiti in punti che costituiscono i riferimenti di base per gli algoritmi di interpolazione (*trend, kriging*) che ci ha consentito di ricavare superfici di tetto e di letto delle formazioni, utilizzate in seguito per calcolare il volume di magma eruttato nell'intervallo cronologico considerato.

Tutte le elaborazioni tridimensionali ed il calcolo dei volumi sono stati ottenute con l'estensione 3D Analyst di ArcGIS (ESRI).

Sono stati inoltre inseriti i parametri di pressione di inizio fusione ( $P_0$ ) dei magmi campionati nelle varie località e convertendo i valori di pressione (Kb) in profondità (Km) abbiamo quindi creato shapefile di punti 3d che opportunamente interpolati con gli algoritmi sopracitati ci hanno permesso di ricostruire la superficie di inizio fusione dei magmi del plateau nord etiopico (fig. 8.1).

Il calcolo dei volumi dei magmi eruttati è stato condotto ricostruendo le superfici di tetto e di letto corrispondenti all'estensione delle formazioni magmatiche oligoceniche limitatamente al plateau nord etiopico. Tale ricostruzione ha tenuto conto sia del possibile rigonfiamento litosferico – in

parte anche successivo alla messa in posto dei CFB - che delle quantità di materiali erosi in corrispondenza del reticolo idrografico (Pik et al., 2003; Gani et al., 2007)



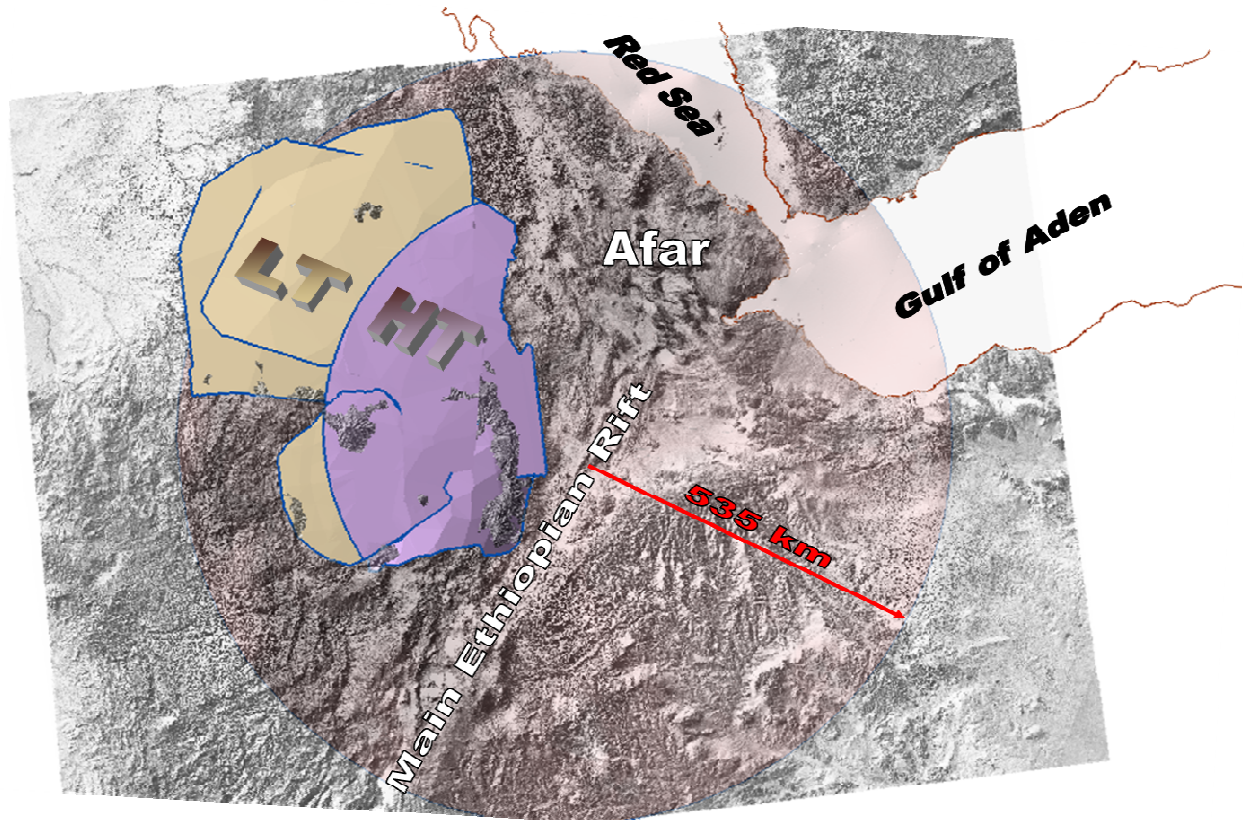
**Figura 8.1 – Ricostruzione 3d della superficie di inizio di fusione dei magmi utilizzando i dati di  $P_0$  ottenuti applicando il modello di Niu e Batiza (1991). L'immagine in scala di grigi è una NASA SRTM.**

Inoltre il *tilting* strutturale rappresenta un'ulteriore complicazione di cui si è tenuto conto tramite una scelta appropriata del tipo di interpolazione e del grado polinomiale.

Tenendo conto di tutti questi parametri si è arrivati a stimare una superficie interessata dal magmatismo oligocenico di plateau pari a  $210\,000\text{ Km}^2$  per un volume eruttato di circa  $260\,000\text{ km}^3$ .

Sulla base della distribuzione geografica e delle caratteristiche geochemiche della campionatura sono stati suddivisi gli shapefile 2d e 3d per le serie HT e LT ed è stato calcolato, in base alla loro estensione geografica, il raggio di influenza del plume di mantello sottostante. La misura del raggio pari a circa 500 km è in accordo con i dati forniti da Farnetani e Richards (1994) che ipotizzano un raggio di 450-500 km per *plume head* di origine profonda (fig. 8.2).

Sulla base di questa suddivisione è stato possibile calcolare separatamente la superficie ed il volume di magmi LT ( $S=100\,000\text{ Km}^2$ ,  $V=100\,000\text{ km}^3$ ) ed HT ( $S=110\,000\text{ Km}^2$ ,  $V=150\,000\text{ km}^3$ ) eruttati

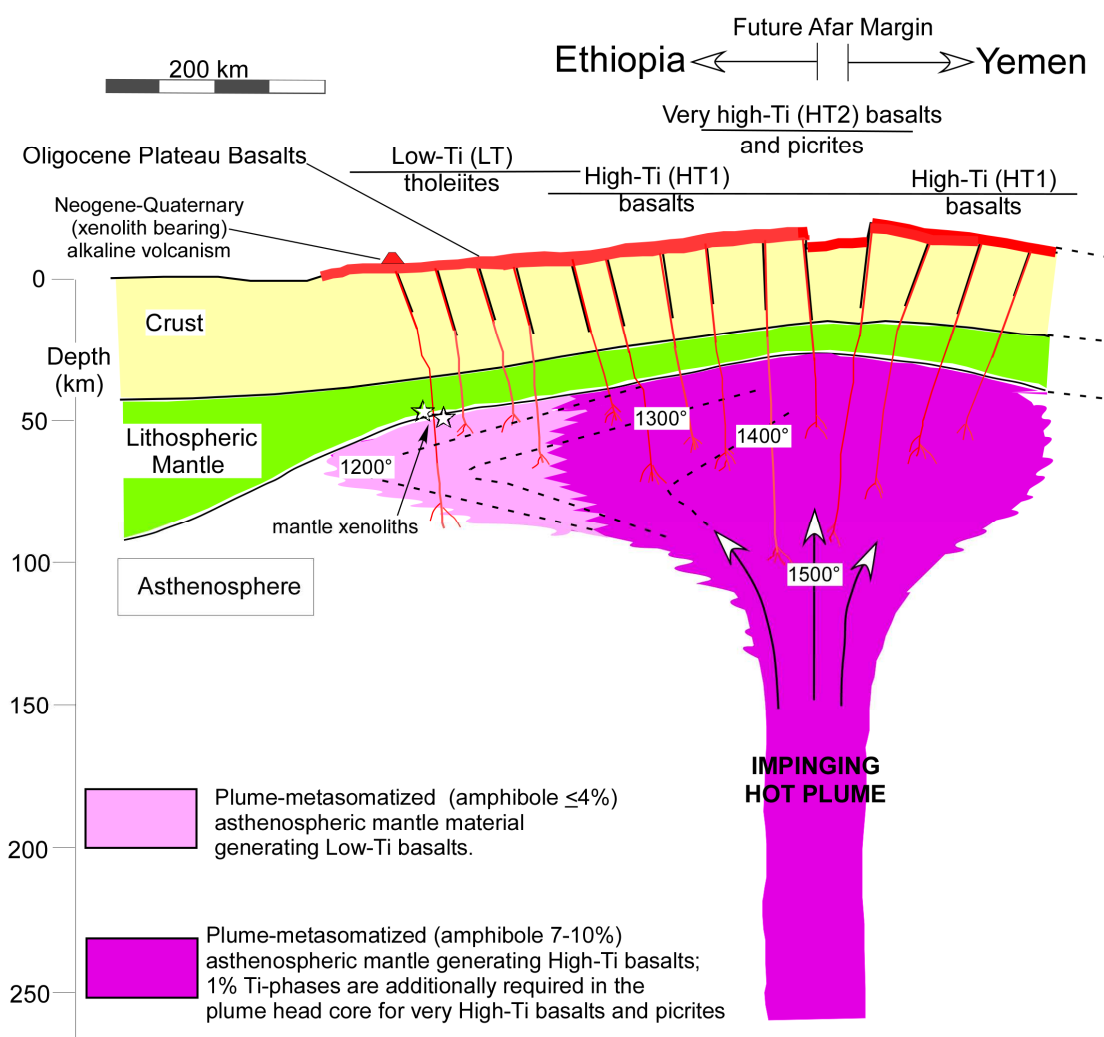


**Figura 8.2** – Identificazione delle superfici oligoceniche delle regioni LT e HT e calcolo del raggio del plume di mantello che ha interessato il plateau nord etiopico.

## 9. CONCLUSIONI

Il plateau basaltico nord etiopico rappresenta un evento magmatico oligocenico (29-31 Ma) generato dalla sommità di un plume di mantello (*plume head*) centrato nel triangolo dell' Afar. La zoneografia spaziale dei magmi è caratterizzata da basalti tholeiitici bassi in titanio (LT) nelle porzioni più occidentali e settentrionali del plateau mentre nelle vicinanze della giunzione tripla dell' Afar si concentrano i basalti transizionali molto alti in titanio e talora ad affinità picritica (HT1 e HT2). La modellistica degli elementi maggiori e delle tracce permette di stimare le condizioni P-T-X delle sorgenti dei magmi indicando che i fusi LT e HT possono essere generati tra 1,3 e 3,0 GPa di pressione (40-100 km di profondità) da sorgenti che caratterizzate da metasomatismo crescente (ca. 3-4% per LT fino a 7-12% anfibolo  $\pm$  1-2% fase titanifera per i fusi HT) in un intervallo di temperatura crescente da 1200 a 1500 °C procedendo da ovest verso est (fig. 9.1).





**Figura 9.1 – Rappresentazione schematica degli effetti termici e geochimici del plume dell’Afar sulla generazione dei basalti Oligocenici di plateau nell’area Ethiopia-Yemen. Le sorgenti di mantello sono affette da metasomatismo decrescente dalla zona assiale verso le porzioni periferiche parallelamente alla diminuzione della temperatura. Sono indicate anche le profondità di provenienza degli xenoliti di mantello esumati da basalti alcalini quaternari (da Beccaluva et al., sottoposto per la stampa).**

Gli agenti metasomatici ipotizzati sono fusi alcalino-silicatici che integrano diversi componenti geochimici (Ti, Fe e HFSE, LFSE, LREE, H<sub>2</sub>O, gas nobili ecc.) con differenti profondità di provenienza e mobilità, progressivamente convogliati verso l’alto nella zona assiale del plume.

La modellizzazione geochimica e termobarometrica degli effetti prodotti dal *plume head* (eccesso di temperatura > 350 °C rispetto al mantello circostante) è in accordo con la tomografia sismica, il flusso di “galleggiamento” caratteristico di queste aree e gli elevati valori <sup>3</sup>He riscontrati nei magmi (Pik et al., 2006), costituendo quindi un importante supporto all’ipotesi di una provenienza profonda del plume del’Afar, forse originato nel mantello inferiore.

## APPENDICE A

### Metodologie analitiche utilizzate

#### *Analisi degli elementi maggiori su roccia totale (XRF)*

Le analisi in fluorescenza a raggi X (XRF) per il riconoscimento 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 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). La precisione è generalmente inferiore al 2% per gli ossidi degli elementi maggiori ed inferiore al 5% per gli elementi in tracce, mentre il limite di rivelabilità 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 del campione prevede la polverizzazione del campione tal quale 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 di 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 vengono conteggiati da uno spettrometro a raggi x

La quantificazione dei volatili è stata effettuata attraverso perdita al fuoco (Loss Of Ignition-LOI) ad una temperatura di 1000° C.

#### *Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce su roccia totale (ICP-MS)*

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 accoppiata ad un plasma massa (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry; ICP-MS) utilizzando un VG Elemental Plasma Quad PQ2 Plus. Accuratezza e limite di rilevabilità sono stati calcolati analizzando diversi standard internazionali. L'accuratezza varia da 1% a 8% mentre i limiti di rivelabilità, 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 Scienze della Terra dell'Università di Ferrara. Le ultime analisi sono state effettuate con il nuovo spettrometro X Series ICP-MS della Thermo Elemental i cui parametri di accuratezza e limite di rivelabilità sono gli stessi dello strumento precedentemente utilizzato. 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 massa che viene poi 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 (EPMA)*

Attraverso l'analisi di microsonda elettronica (Electron Micro Probe Analysis - EPMA) è possibile ricavare la composizione in ossidi degli elementi maggiori delle singole fasi minerali. Lo strumento utilizzato è una Microsonda Cameca SX 50 equipaggiato 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 e con rilevatori per SE, BSE e RX.. Vi è la possibilità di acquisire istantaneamente lo spettro di emissione per identificare gli elementi presenti nell'analisi puntuale grazie ad uno spettrometro a dispersione di energia EDS. Una telecamera collegata ad un monitor permette di osservare il campione in luce trasmessa e riflessa. Lo strumento è in dotazione ai laboratori dell'IGG-CNR al Dipartimento di Mineralogia dell'Università 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  $\mu\text{m}$  di diametro).

#### *Analisi degli elementi in tracce ed ultratracce in situ (LA-ICP-MS)*

Le analisi degli elementi in tracce ed ultratracce sono state eseguite presso i laboratori dell'IGG-CNR dell'Università di Pavia. Le analisi vengono eseguite su sezioni sottili le quali devono soddisfare il requisito di uno spessore minimo di circa 80  $\mu\text{m}$ . 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  $\mu\text{m}$  al secondo (diametro dell'ablazione pari a 40  $\mu\text{m}$ ). 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 di arrivare alla massima energia del fascio pari a 0,4mJ/impulso ad una frequenza di 213nm.

#### *Analisi isotopiche dei rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , $^3\text{He}/^4\text{He}$*

Le analisi isotopiche sono state condotte al fine di caratterizzare il mantello litosferico sottostante il plateau nel quadro delle componenti geochemiche (Depleted Mantle, High Uranium, Enriched Mantle I e II) individuate da Weaver et al., (1991). Le analisi sono state condotte presso lo Scottish Universities Environmental Research Centre di East Kilbride, Glasgow (UK) nei laboratori della sezione geochemica degli isotopi radiogenici. Dai granulati di ogni campione è stato separato circa 1g di clinopirosseni che è stato successivamente polverizzato e quindi trattato con attacchi acidi

consecutivi a diversa composizione chimica e molarità al fine di portare completamente in soluzione il campione. Il campione è stato poi sottoposto al passaggio in colonne di resina a scambio cationico per la separazione dello stronzio e successivamente a scambio anionico per l'isolamento delle terre rare, dalle quali attraverso lo stesso procedimento si è ricavato il neodimio. Il residuo solido di ogni campione (stronzio e neodimio) è stato poi addizionato con 1 µL di acido nitrico e montato su di un filamento di tungsteno al quale è stata applicata una piccola differenza di potenziale al fine di far evaporare l'acido nitrico e fissare il residuo solido sul filamento. I filamenti sono poi stati inseriti nel porta campione di uno spettrometro di massa a equipaggiato con ionizzazione termica (Thermal Ionization Mass Spectrometry – TIMS).

Il rapporto isotopico  $^3\text{He}/^4\text{He}$  viene misurato su fenocrostalli separati di olivina (circa 1,5 g) che vengono lisciviati per eliminare impurezze superficiali e poi frantumati in un sistema cilindro-pistone collegato ad uno spettrometro di massa MAP 215-50 a separatore magnetico, che misura i gas fuoriusciti dalle inclusioni. Tutto il sistema lavora sotto vuoto. Allo spettrometro l'elio e gli altri gas nobili arrivano separati dagli altri gas che vengono rimossi durante il percorso verso di esso attraverso trappole metalliche ( $\text{CO}_2$ ) a carbone (Ar) liquide (Ne) tutte raffreddate con azoto liquido o elio.

## ***Bibliografia***

Acton G.D., Stein S., Engeln J.F., 1991. **Block rotation and continental extension in Afar: a comparison to oceanic microplate systems.** *Tectonics*, v. 10, p. 501–526.

Albarede F., 1992. **How Deep Do Common Basaltic Magmas Form and Differentiate?** *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 10997-11009.

Ayele A.; Jacques E.; Kassim M.; Kidane T.; Omar A.; Tait S., 2007. **The volcano–seismic crisis in Afar, Ethiopia, starting September 2005.** *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, p. 177-187.

Baker J., Snee L., Menzies M., 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 and Planetary Science Letters*, v. 138, p. 39-55.

Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Marinelli G., Santacroce R., Tazieff H., Varet, J., 1972. **Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations.** *Journal of Geology*, v. 80, p. 720–729.

Barberi F., Bonati E., Marinelli G., Varet J., 1974. **Transverse tectonic during the split of continent: Data from the Afar rift.** *Tectonophysics*, v. 23, p. 17–19.

Barberi F., Santacroce R., Varet J., 1975. **Structural evolution of the Afar triple junction.** In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Related Rift Problems*, Bad Bergzabern, F.R. Germany, April 1–6, 1974. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, vol. 1, pp. 38–54.

Barberi F., Varet J., 1977. **Volcanism of Afar: small-scale plate tectonics implication.** *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1251–1266.

Bayer R., Shabaniyan E., Regard V., Doerflinger E., Abbassi M., Chery J., Nilforoushan F., Tatar M., Vernant Ph., Bellier O., 2003. **Active deformation in the Zagros-Makran transition zone**

**inferred from gps measurements in the interval 2000–2002.** Geophysical Research Abstracts, v. 5, 05891. European Geophysical Society.

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, v. 260, p.482-494.

Beccaluva L., Bianchini G., Ellam R.M., 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 peridotite xenoliths, NW Libya.** In: Coltorti M. and Gregoire, M. (Eds): “Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle”, London Geological Society, Special Publication v. 293, p. 253-277.

Bellahsen N., Faccenna C., Funiciello F., Daniel J.M., Jolivet L., 2003. **Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments.** Earth and Planetary Science Letters, v. 216, p. 365-381.

Beyene A., Abdelsalam M.G., 2005. **Tectonics of the Afar Depression: A review and synthesis.** Journal of African Earth Sciences, v. 41, p. 41–59.

Bilham R., Bendick R., Larson K., Mohr P., Braun J., Tesfaye S., Asfaw L., 1999. **Secular and tidal strain across the Main Ethiopian Rift.** Geophysical Research Letters, v. 26, p. 2789–2792.

Bodinier J. L., Godard M., 2004. **Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites.** Treatise on Geochemistry, v. 2. p. 1-73.

Bosellini A., Russo A., Arush M.A., Cabdulqadir M.M., 1987. **The Oligo-Miocene of Eil (NE Somalia): a prograding coral-lepidocyclina system.** Journal of African Sciences, v. 6, p. 583-593.

Bosworth W.; Huchon P.; McClay K., 2005. **The Red Sea and Gulf of Aden Basins.** Journal of African Earth Sciences, v. 43, p. 334-378.

Brooker R. A., James R.H., Blundy J.D., 2004. **Trace elements and Li isotope systematics in Zabargad peridotites: evidence of ancient subduction processes in the Red Sea mantle.** Chemical Geology, v. 212, p. 179-204.

Campbell I.H., Identification of ancient mantle plumes: in Ernst, R.E., and Buchan, K. L., 2001. **Mantle plumes: their identification through time**, GSA Special paper, v. 352, p. 5-21.

Cawthorn R.G., Biggar G. M., 1993. **Crystallization of titaniferous chromite, magnesian ilmenite and armalcolite in tholeiitic suites in the Karoo Igneous Province**. Contributions to Mineralogy and Petrology. v. 114, p. 221-235.

Coltorti, M., Bonadiman, C. Faccini, B. Grégoire, M. O'Reilly, S. Y & Powell, W. 2007. **Amphibole from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle**. Lithos, v. 99, p.68-84.

Conticelli S., Sintoni M. F., Abebe T., Mazzarini F., and 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., v. 11, p. 143–159.

Courtillot V., 1982, **Propagating rifts and continental break up**. Tectonics, v. 1, p. 239–250.

Courtillot V., Armijo R., Tapponnier P., 1987. **Kinematics of the Sinai triple junction and a two phase model of Arabia–Africa rifting**. In: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics, Geological Society, London, Special Publication, v. 28, p. 559–573.

Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J., 2003. **Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle**. Earth and Planetary Science Letters, v. 205, p. 295-308.

Davaille A., Stutzmann E., Silveira G., Besse J., Courtillot V., 2005. **Convective patterns under the Indo-Atlantic «230 box »**, Earth and Planetary Science Letters, v. 239, p. 233-252.

Danyushevsky L.V., 2001. **The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 110, p. 265–280.

Dramis F., Coltorti M., Pieruccini P., 2006. **Geology and geomorphology of the Amba Aradam Mountain**. HighLand 2006 International Conference - Mekelle, Ethiopia.

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, v. 150, p. 99–108.

Ebinger C.J., Sleep N.H., 1998. **Cenozoic magmatism throughout East Africa resulting from impact of a single plume.** Nature, v. 395, p. 788–791.

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

Falloon T. J., Danyushevsky L. V., Ariskin A., Green D. H., Ford C. E., 2005. **The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: Implications for the temperature of MORB magmas.** Chemical Geology, v. 241, p. 207-233.

Farmer, G. L., 2003. **Continental Basaltic Rocks.** In: Treatise on Geochemistry - Chapter 3: The Crust, Elsevier, p. 85-211.

Farnetani C.G., Richards M.A 1994. **Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events.** Journal of Geophysical Resources, v. 99, p. 13813-13834.

Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R., 1983. **Olivineliquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn.** Journal of Petrology, v. 24, p. 256–265

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, and Anderson, D.L., eds., Plates, Plumes & Paradigms, Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper, v. 388, p.595-626

Gani N.D.S., Gani M. R., Abdelsalam M. G., 2007. **Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominin evolution.** GSA Today, v. 17, p. 4–11.

Gass I.G., 1970. **The evolution of volcanism in the junction area of the Red sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts.** Philosophical Transactions. Royal Society of London A, v. 267, p. 369–382.

Gass I. G., 1975. **Magmatic and tectonic processes in the development of the Afro-Arabian dome**, In: A. Pilger and A. Rosier (editors), *Afar Depression of Ethiopia*. Stuttgart, Schweizerbart, v. 1, p 10-18.

George R. M., Rogers, N. W., 2002. **Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts from southern Ethiopia**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 286-304.

Green D.H., Falloon T.J., 2005, **Primary magmas at mid-ocean ridges, “hotspots”, and other intraplate setting, Constraints on mantle potential temperature**, in Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., and Anderson, D.L., eds, *Plates, plumes, and paradigms: Geological Society of America. Special Paper*, v. 388, p. 217-247.

Grégoire M., Lorand J.P., O’reilly S.Y., Cottin J.Y., 2000, **Armalcolite-bearing, Ti-rich metasomatic assemblages in harzburgitic xenoliths from the Kerguelen Islands: implications for the oceanic mantle budget of high-fieldstrength elements**, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, p. 673-694.

Hempton M.R., 1987. **Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea**. *Tectonics*, v. 6, p. 687–705.

Hoffman C., Courtillot V., Feraud G., Rochette P., Yirgu G., Ketefo E., Pik R., 1997. **Timing of the Ethiopian floodbasalt event and implications for plume birth and global change**, *Nature*, v. 389, p. 838-841.

Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B, W. Hofmann A., 2001. **Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites**. *Nature*, v. 410, p. 677-681.

Hughes G.W., Osman V., Zaid B.R., 1991. **Evidence for middle Oligocene rifting of the Gulf of Aden and for late Oligocene rifting of the southern Red Sea**. *Marine and Petroleum Geology*, v. 8, p. 354–358.

Irvine T.N., Bargar W.R.A., 1971. **A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks**. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

Joffe S., Garfunkel Z., 1987. **Plate kinematics of the circum Red Sea — a re-evaluation**. Tectonophysics, v. 141, p. 5–22.

Kieffer B., Arndt N., Lapierre H., Bastien F., Bosch D., Pecher A., Yirgu G., Ayalew D., Weis D., Jerram D.A., Keller F., Meugniot C., 2004. **Flood and Shield Basalts from Ethiopia: Magmas from the African Superswell**. Journal of Petrology, v. 45, p. 793-834.

Kursten M.O.C., 1975. **Tectonic inventory of the Danakil Depression**. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), Afar Depression of Ethiopia, Proceedings of an International Symposium on the Afar Region and Rift Related Problems, Bad Bergzabren, Germany, 1974, vol. 1. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Germany, p. 170–173.

Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1986. **A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram**. Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.

Le Bas, M. J., 2000. **IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks**, Journal of Petrology, v. 41, p. 1467–1470.

MacDougall J.D., 1988. **Continental Flood Basalts**, Kluwer, Dordrecht, Netherlands, p. 356.

Makris J., Ginzburg A., 1987. **The Afar Depression: transition between continental rifting and sea-floor spreading**. Tectonophysics, v. 141, p. 199–214.

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

Mège D., Korme T., 2004. **Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 132, p. 283-310.



Menzies, M., Baker, J., Chazot, G., 2001. **Cenozoic plume evolution and flood basalts in Yemen: a key to understanding older examples**, in: Ernst, R.E., and Buchan, K. L., Mantle plumes: their identification through time, GSA Special paper, v. 352, p. 23-36.

Merla, G., Abbate, E., Canuti, P., Sagri, M., Sacconi, P., 1973. **Geological Map of Ethiopia and Somalia 1:2000000**. Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) - Italy

Middlemost E. A. K., 1975, **The basalt clan**. Earth Science Reviews, v. 11, p. 337–364.

Miyashiro A., 1974. **Volcanic rock series in island arcs and active continental margins**. American Journal of Sciences, v. 274, p.321-355.

Mohr, P., Zanettin, B., 1988, **The Ethiopian flood basalt province**, in MacDougall, J.D., Continental Flood Basalts, Kluwer, Dordrecht, Netherlands, p. 63-110.

Mohr P., 1989. **Nature of the crust under Afar new igneous, not thinned continental**. Tectonophysics, v. 167, p. 1–11.

Moine B., Grégoire M., O'Reilly S., Sheppard S., Cottin J.Y., 2001. **High Field Strength Element (HFSE) fractionation in the upper mantle : Evidence from amphibole-rich composite mantle xenoliths from the Kerguelen Islands (Indian Ocean)**. Journal of Petrology, v.42, p. 2147-2167

Morgan W.J., 1970. **Convection plumes in the lower mantle**. Nature, v. 230, p. 42–43.

Morgan, W.J., 1971. **Convection in the lower mantle**. Nature, v. 230, p. 42-43.

Morimoto N., 1988. **Nomenclature of pyroxenes**. Mineralogy and Petrology, v. 39, p. 55–76.

Niu Y., 1997. **Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites**. Journal of Petrology, v. 38, p. 1047-1074

Niu Y., Batiza R., 1991. **An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting**: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 21753–21777.

Pearce J.A., Cann J.R., 1973. **Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.** Earth and Planetary Science Letters, v. 19, p. 290-300.

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, v. 81, p. 91–111.

Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B., 1999. **Isotopic and trace element signature of Ethiopian Flood Basalts : Evidence for Plume-Lithosphere interactions.** Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 63, p. 2263-2279.

Pik R., Marty B., Carignan J., Lave J., 2003. **Stability of Upper Nile drainagenetwork (Ethiopia) deduces from (U – Th)/He thermochronometry: Implication of uplift and erosion of the Afar plume dome.** Earth and Planetary Science Letters, v. 215, p. 73–88.

Pik R., Marty B., Hilton D.R., 2006. **How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view.** Chemical Geology, v. 226, p. 100-114.

Pik R., Marty B., Hilton D.R., 2006. **How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view.** Chemical Geology, v. 226, p. 100-114.

Roeder P.L., Emslie R.F., 1970. **Olivine-liquid equilibrium.** Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 19, p. 275–289.

Roger S., Dautria J. M., Coulon C., Pik R., Yirgu G., Michard A., Legros P., and Ayalew D. 1999. **An insight on the nature, composition and evolution of the lithospheric mantle beneath the northwestern Ethiopian Plateau: The ultrabasic xenoliths from the Tana Lake Province.** Acta Vulcanologica, v. 11, p. 161–168.

Rogers N., Macdonald R., Fitton J. G., George R., Smith M., Barreiro B., 2000. **Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenya Rift basalts.** Earth and Planetary Science Letters, v. 176, p. 387-400.

Schilling J. G. 1973. **Iceland mantle plume: Geochemical evidence along Reykjanes Ridge.** Nature, v. 242, p. 565–571

Schilling J.G., R.H. Kingsley, B.B. Hanan, and B.L. McCully, 1992. **Nd-Sr-Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: Evidence for Afar mantle plume-continental lithosphere interaction**, *J. Geophys. Res.*, v. 97, p. 10927-10966.

Şengör A.M.C., Burke K., 1978. **Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic applications**. *Geophysical Research Letters*, v. 5, p. 419–421.

Şengör A. M. C., Yılmaz Y., 1981, **Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach**: *Tectonophysics*, v. 75, p. 181-241

Şengör, A. M. C., 2001. **Elevation as indicator of mantle plume activity**, in: Ernst, R.E., and Buchan, K. L., *Mantle plumes: their identification through time*, GSA Special paper, 352, 183-225

Stewart K., Rogers N., 1996. **Mantle plume and lithosphere contributions to basalts from southern Ethiopia**. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 139, p. 195-211.

Sun S.S., McDonough W.F., 1989. **Chemical and isotopic systematics 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, v. 42, p. 313-345.

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

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

White R.S., McKenzie D.P., 1989. **Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts**. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7685-7729.

WoldeGabriel G., Aronson J.L., Walter R.C., 1990. **Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopia Rift.** Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 439–458.

Wolfenden E., Ebinger C., Yirgu G., Deino A., Ayalew D., 2004. **Evolution of the northern Main Ethiopian rift: Birth of a triple junction.** Earth and Planetary Science Letters, v. 224, p. 213-228.

Zanettin B., Justin-Visentin E., Piccirillo E.M., 1978. **Volcanic succession, tectonics and magmatology in central Ethiopia.** Atti Mem. Accad. Patavina Sci. Lett. Arti, v. 90, p. 5–19.

Zeyen H., Volker F., Wehrle V., Fuchs K., Sobolev S.V., Altherr R., 1997. **Styles of continental rifting; crust-mantle detachment and mantle plumes.** Tectonophysics, v. 278, p. 329–352.