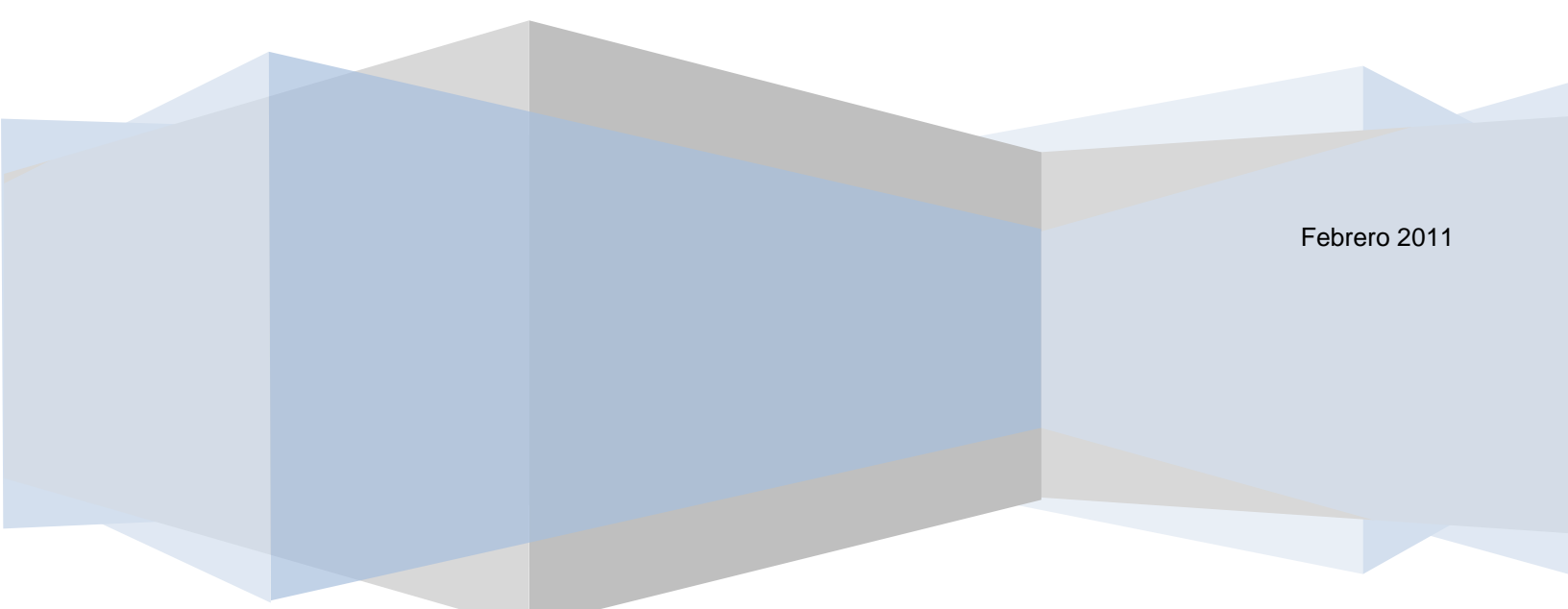


Petrología Ígnea

# *Rift* del Este de África

Sistema del *Rift* continental del Este de África y estudio de tres casos en Suráfrica, Etiopía y Kenia

Aurora B. Piña D. C.I.: V-13.126.747



Febrero 2011

## Tabla de contenido

Parte I. Sistema del <i>Rift</i> Continental del Este de África .....	4
Petrografía de rocas volcánicas .....	11
Casos de estudio en el <i>rift</i> del Este de África .....	11
Provincia ígnea de Etiopía .....	11
Introducción .....	11
Localización geológica.....	12
Gran volcanismo de basalto de Etiopía .....	12
Post torrente basáltico y volcanismo riolítico .....	14
Ambiente tectónico .....	15
Petrografía .....	15
Geoquímica .....	15
Elementos mayoritarios .....	15
Elementos traza .....	15
Origen de las riolitas.....	19
Comparación de los basaltos del Oligoceno y el Reciente en Etiopía.....	20
Conclusiones de esta sección .....	20
Estudio Sur de África .....	21
Introducción .....	21
Áreas geológicas y descripción de muestras.....	21
Geoquímica .....	22
Fusión parcial .....	24
Cristalización fraccional.....	24
Origen del manto de la Red de Diques del Okavango .....	24
Edad de los Diques del Okavango.....	26
Conclusiones de esta sección .....	26
Caso <i>Rift</i> de Kenia.....	26
Introducción .....	26
Resumen geológico.....	28
Clasificación y resumen petrográfico.....	28

Discusión de los resultados dado por los autores .....	28
Petrogénesis de lavas máficas .....	28
Pluma mantelar y/o manto litosférico .....	29
Asimilación de corteza continental y cristalización fraccional (AFC).....	31
Conclusiones de esta sección .....	32
Referencias consultadas .....	33
Páginas web .....	33
Libros .....	33
Artículos .....	33

## Parte I. Sistema del *Rift* Continental del Este de África

Wilson (2007)

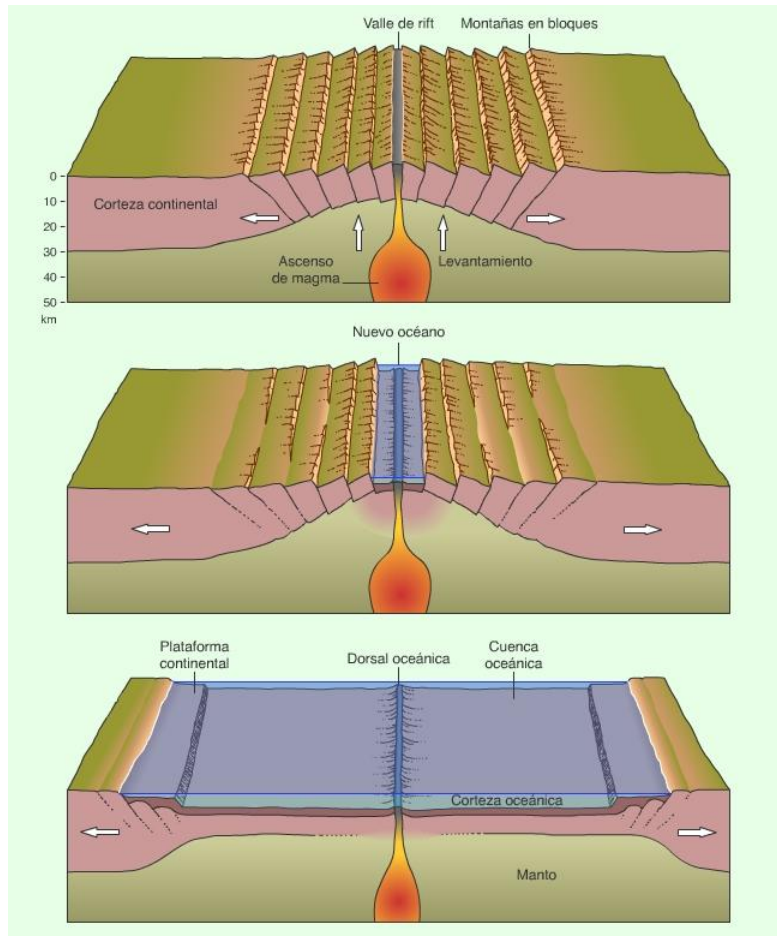
El sistema del *Rift* de Este de África es de gran importancia desde la escala y diversidad de la actividad tectónica y magmática en la zona. Su importancia ha residido en la larga actividad presente del *rift* intraplaca continental, la cual ha tenido una producción importante de volcanismo comparado con otros *rift* también activos en la actualidad.

Por ejemplo, autores como Mohr (1982) han estimado que el volumen de rocas volcánicas en el *Rift* del Este de África, en Kenia y Etiopía puede llegar a unos 500.000 km<sup>3</sup>, en comparación con el *Rift* de Río Grande al este de los Estados Unidos con unos 12.000 km<sup>3</sup> y unos 5.000 km<sup>3</sup> en el *Rift* de Baikal.



**Figura 1:** Mapa del Este de África señalando algunas áreas donde se encuentran las zonas de *rift*. Tomado de [www.kalipedia.com](http://www.kalipedia.com) consulta 05 de febrero de 2011.

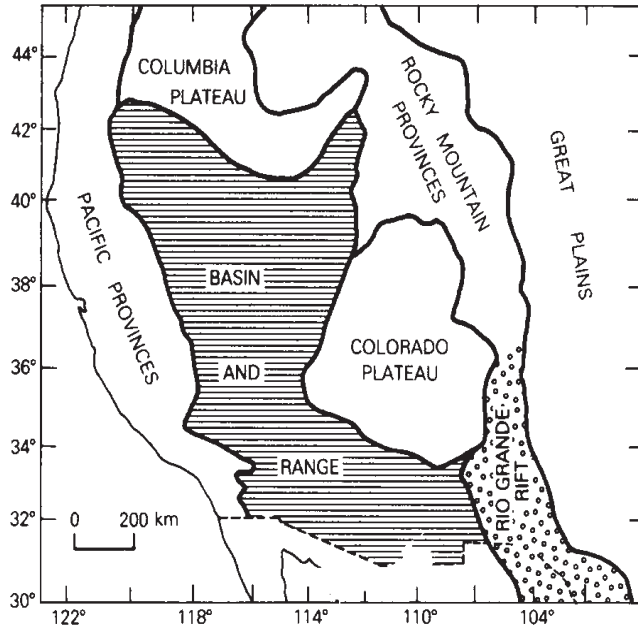
Las zonas del *rift* continental son áreas localizadas en extensiones litosféricas caracterizadas por una depresión central, con flancos levantados y un adelgazamiento de la línea inferior de la corteza, como podemos ver en la figura 2.



**Figura 2:** Esquema de evolución de un límite constructivo o zona de *rift* tipo Mar Rojo. Tomado de <http://geografia-09.blogspot.com/2010/09/la-estructura-interna-de-la-tierra.html>, consulta 05 de febrero de 2011.

Estas pueden llegar desde unas pocas decenas de kilómetros a pocos cientos de kilómetros de largo. En casos extremos, la extensión y asociación del magmatismo puede ser distribuido sobre extensas zonas de cientos de kilómetros en una misma dirección, como se pueden ver en la cuenca y Provincia del *Range* al oeste de Estados Unidos.

Se ha pensado en el pasado que está relacionado con la tendencia de adelgazamiento y volcanismo en la intraplaca, en términos de aquellos modelos que muestran la fragmentación continental incipiente, como la ejemplificada por el sistema del *Rift* del Este de África. El mismo forma parte de un sistema mucho más amplia y grande conocido como el *Rift* Afro-Árabe, que se extiende por unos 6.500 km desde Turquía hasta Mozambique, incluyendo el Mar Muerto (*Rift* Levantino), Mar Rojo, Golfo de Adén y el *rift* del Este de África.

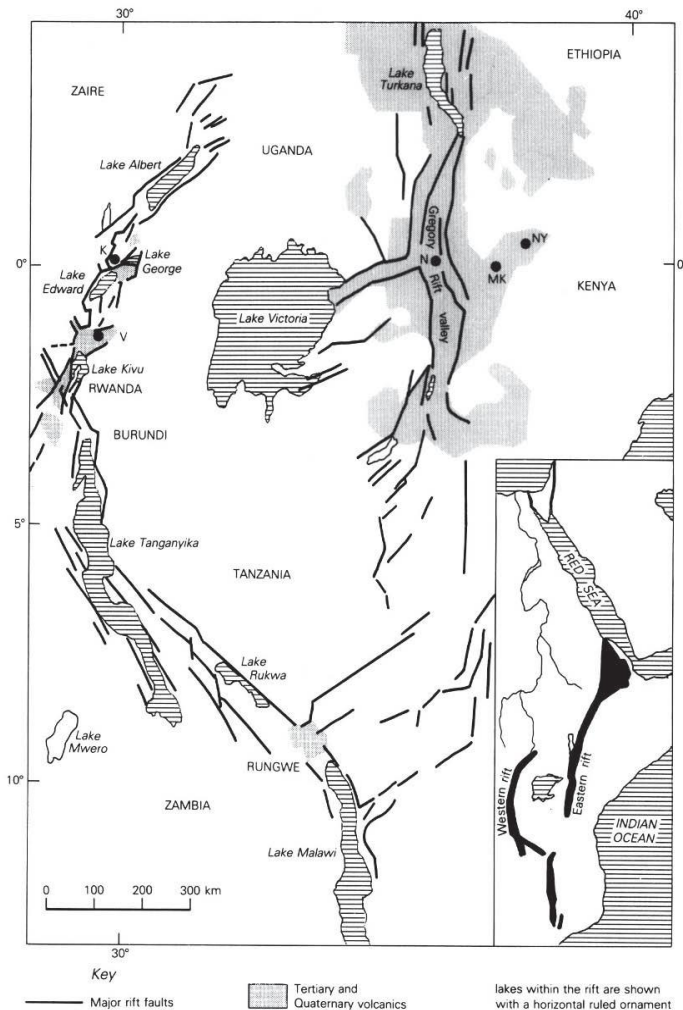


**Figura 3:** Mapa tectónico simplificado del oeste de Estados Unidos que muestra la localización de la provincia del Basin and Range en el rift de Río Grande. Tomado de Wilson (2007)

En el Mar Rojo y en el Golfo de Adén la separación continental que está ocurriendo está formando una cuenca y un nuevo océano.

Los procesos de *rifting* continentales preceden la formación de nuevas cuencas oceánicas, siendo estos de gran importancia para el entendimiento de cómo es la transición de un *rift* continental a uno oceánico. El Mar Rojo provee un excelente laboratorio natural en dónde podemos estudiar esta transición. Al sur de este sector la nueva corteza oceánica está generada por procesos de expansión del suelo oceánico, están relacionadas con una pluma lineal de un *hot-spot* astenoférico, espaciado aproximadamente unos 50 km, súper impuesto sobre ensanchada convección en el manto (Binatti, 1985).

Los procesos de *rifting* continentales preceden la formación de nuevas cuencas oceánicas, siendo estos de gran importancia para el entendimiento de cómo es la transición de un *rift* continental a uno oceánico. El Mar Rojo provee un excelente laboratorio natural en dónde podemos estudiar esta transición. Al sur de este sector la nueva corteza oceánica está generada por procesos de expansión del suelo oceánico, están relacionadas con una pluma lineal de un *hot-spot* astenoférico, espaciado aproximadamente unos 50 km, súper impuesto sobre ensanchada convección en el manto (Binatti, 1985).



**Figura 4:** Mapa que muestra la terminación mas sur y del sistema del *rift* del Este de África y su relación con el *rift* del Mar Rojo y el Golfo de Adén. Tomado de Wilson (2007).

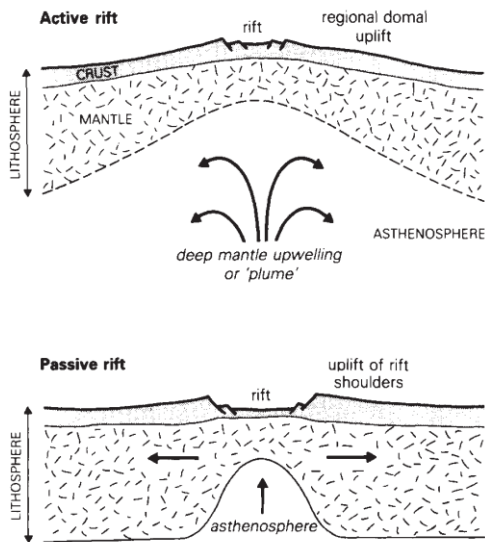
Los procesos de *rifting* continentales preceden la formación de nuevas cuencas oceánicas, siendo estos de gran importancia para el entendimiento de cómo es la transición de un *rift* continental a uno oceánico. El Mar Rojo provee un excelente laboratorio natural en dónde podemos estudiar esta transición. Al sur de este sector la nueva corteza oceánica está generada por procesos de expansión del suelo oceánico, están relacionadas con una pluma lineal de un *hot-spot* astenoférico, espaciado aproximadamente unos 50 km, súper impuesto sobre ensanchada convección en el manto (Binatti, 1985).

Un espaciamiento regular de alrededor de 40 km que comenzó en el Pleistoceno y los volcanes activos en los *riffts* al Norte de Kenia y Etiopía, donde se puede ver lo que parece un proceso de *rift* entre procesos continentales y oceánicos en términos de los

corrientes ascendentes del manto. Lejos de la zona del eje activo al sur del Mar Rojo y a través del sector norte, la corteza oceánica verdadera está ausente y el Mar Rojo está, en cambio formando una delgada capa continental delgada inyectada por diques básicos. Esto es compatible con el modelo de transición de corteza continental a oceánica en donde la corteza continental se estrecha e invalida progresivamente por unos entrelazamiento de diques máficos (Nicolas, 1985).

Los valles de *riffts*, tanto los antiguos como los activos, se forman en muchos casos en las áreas continentales. A lo largo de muchos márgenes pasivos continentales (como el océano Atlántico) son ejemplos de conjuntos de *rift-rift-rift* en donde sólo dos de los tres *riffts* forman la apertura de una nueva cuenca oceánica, de la cual el rift fallado se extiende al interior del continente formando las llamadas “*aulacogen*” (Burke y Wilson, 1976). Estos *riffts* fallados son muy importantes económicamente dado que los sedimentos rellenan estos espacios y pueden convertirse en estratos productores de petróleo (Reeves et al. 1987).

Muchas hipótesis se han creado acerca de la formación y desarrollo *rift* continentales. Un elemento controversial en las zonas de *rift* es la producción de corrientes ascendentes en el manto que adelgazan el continente a lo largo de una zona de predebilitamiento (modelos activos) o si el manto es una forma que eleva los continentes rasgándolos durante el estrechamiento de la litósfera (modelos pasivos).



**Figura 5:** Modelos de *rifting* activos y pasivos (Kent 1985, op cit.) Tomado de Wilson (2007).

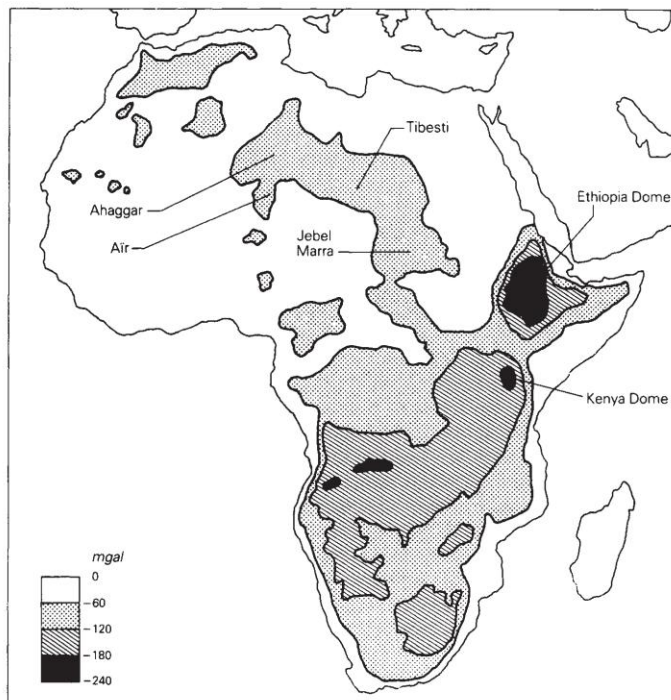
En el caso activo el manto astenosférico de las corrientes ascendentes es la responsable de un levantamiento y rompimiento de la litósfera, se observa la secuencia tectono-magmática donde dominan los procesos: levantamiento-volcanismo-



rompimiento (*rifting*). En el caso pasivo, el rompimiento de la litósfera crea esfuerzos diferenciales donde la placa induce diapirismo astenosférico y fusión parcial. En este caso la secuencia productiva es rompimiento (*rifting*)-levantamiento-volcanismo. Estos modelos son muy simples y no han funcionado para explicar todos los procesos involucrados con el desarrollo del *rift*, los cuales se saben son mucho más complejos.

Sin embargo, hay un consenso general que el *rift* del Este de África es un *rift* activo (Buck, 1986) y que el estrechamiento de la litósfera es necesaria para la creación de cuencas de *rift* sedimentarias y márgenes continentales de *rift* (Mc Kenzie, 1978; Jarvis y Mc Kenzie, 1980; England, 1983).

Todos los *rift* modernos citados son caracterizados por una gran anomalía en el flujo de la pluma y anomalías sísmicas de las estructuras, lo que sugiere que estos están por debajo de la zona de adelgazamiento de la litósfera (Spohn y Schubert op. cit.). Estas anomalías tienen una considerable extensión lateral, las cuales pueden exceder las dimensiones de la superficie del *graben*. Al Este de África, en el *rift* de Kenia, la litósfera se adelgaza en un 20% dada la cercanía de los cratones y las anomalías están en el orden de los 1.000 km (Fairhead y Reeves, 1977).



**Figura 6:** Mapa africano de anomalías de Bouguer (de Fairhead 1979) tomado de Wilson (2007).

Además de esto, existe una asociación con amplias zonas de anomalías de gravedad residual negativa (Fairhead 1979), la cual puede ser explicada en términos de las

corrientes ascendentes de baja densidad, posiblemente por una fusión parcial, material de baja velocidad del manto astenosférico.

El sistema de *rift* Afro-Árabe representa la mayor zona activa de rompimiento (*rifting*) continental de La Tierra (Shudofsky 1985). Este es un invaluable laboratorio natural para el estudio de *rift* continentales y de procesos magmáticos debido a que todos los estados del *rifting* pueden ser reconocidos, desde el *rifting* incipiente al sureste de África hasta el desarrollo de nueva corteza oceánica en el Mar Rojo/Golfo de Adén. Todas estas zonas presentan diferentes características, composición e intensidad (Williams 1982).

El sistema Afro-Árabe se ha desarrollado en tres pulsos mayores (Eoceno tardío [44 – 38 Ma], Mioceno medio [16 – 11 Ma] y Plio-Pleistoceno [5 – 0 Ma]). El alzamiento ha producido las mayores estructuras domales (Savage y Long 1985): el domo Afro-Árabe, trisectado por el Mar Rojo, el Golfo de Adén y el rift de Etiopía, además del domo de Kenia cuando es bisectado por el *rift* de Kenia o Gregory.

Los límites superiores de la extensión de la corteza son estimados en unos 30 km en Etiopía, 10 km en Kenia y 2-3 km en Tanzania (Shudofsky 1985).

Uno de los principales problemas se presenta en los estudios petrogenéticos de las asociaciones (*suites*) de las zonas del *rift* continental involucran el origen de los magmas ricos en sílice comparados con los basaltos.

Un problema fundamental para entender el problema acerca del desarrollo de zonas de *rift* continental, centrado en los mecanismos que inducen la migración de la litósfera/flotabilidad de la astenosfera.

Sengor y Burke 1978, han propuesto dos casos “límite” de estudio, los cuales se muestran esquemáticamente en la figura 5 y se desarrollan a continuación:

a. *Rifting* activo: las corrientes ascendentes de la astenosfera van adelgazando y causando levantamiento de la litósfera y controla la formación del *rift*. Dichas corrientes pueden ser del tipo bidimensional, asociadas con *ridges* midoceánicos o una pluma mantelar simétrica a un eje. Aun ambientes volcánicos y dominantes preceden el *rifting*.

b. *Rifting* pasivo: esto es causado por esfuerzos diferentes en la litósfera (Mc Kenzie 1978b). En este caso el *rift* se forma primero, un levantamiento de los flancos del *rift* puede desarrollar unas celdas de convección a pequeña escala debajo de este. El *rifting* pasivo puede ser considerado como un mecanismo para explicar el origen de algunas cadenas de islas oceánicas lineales.

Tanto los *rifting* pasivos como los activos producen levantamientos. En los modelos pasivos están confinados al estiramiento y “*rifted*” de regiones cercanas a la superficie

(Keen 1985, Buck 1986). Los levantamientos en *rifting* activos pueden extenderse varios cientos de kilómetros del *rift*. De igual manera, el adelgazamiento de la corteza está lateralmente confinado a la zona del *rift* en *rifting* pasivos, en cambio en el caso activo la zona de adelgazamiento es muchas veces más ancha en la zona del manto que tiene las corrientes ascendentes. El adelgazamiento de la corteza no siempre es un buen indicador para discriminar entre los modelos activos y pasivos. En los modelos activos parece que la corteza pequeña adelgaza la base de la litósfera llegando a alcanzar el Moho.

La forma de escoger cuál es el modelo que adapta mejor, puede hacerse correlacionando la extensión horizontal del levantamiento con la geología de superficie cercana.

### **Petrografía de rocas volcánicas**

Se diferencian tres asociaciones volcánicas de diferentes alcalinidades que además ilustran los cambios mineralógicos que ocurren con el incremento del SiO<sub>2</sub> contenido del magma.

Estas son:

- (a) Una asociación de basanita-fonolita del Nyamheri Range del Este de Kenia (Brotzu et al. 1983).
- (b) Una asociación basalto alcalino-traquita del aparte sureste del *Rift* de Gregory (Kenia) (Barker et al. 1977).
- (c) Una asociación transicional de basalto-riolita del Centro Boina, Etiopía (Barberi et al. 1975).

La alcalinidad (%Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) de estas asociaciones decrece de (a) a (c).

## **Casos de estudio en el *rift* del Este de África**

### **Provincia ígnea de Etiopía**

Ayalew y Gibson (2009)

#### **Introducción**

Las grandes provincias ígneas (LIP<sup>i</sup> siglas en inglés) están compuestas por basaltos continentales y de piso oceánico, las cuales son atribuidas a la fusión del manto asociado con impactos en sublitósfera causados por plumas de corrientes ascendentes de anomalías en el manto caliente. Está ampliamente aceptado que, en la mayoría de provincias masivas basálticas continentales (CFB<sup>ii</sup> siglas en inglés) el magmatismo tiene una contribución variable derivada de la fusión de los dos orígenes: litosféricos y la convección del manto, así como también de la corteza fácilmente fundibles.

La LIP del Cenozoico de Etiopía contiene el más joven, de la secuencia mejor expuesta de rocas volcánicas máficas y félsicas, asociadas a una apertura continental incipiente y una impresionante pluma (Marty et al. 1996), la cual ofrece los procesos de generación de fundido asociado a ambos, durante y después del impacto manto-pluma. La actividad basáltica volumétricamente pequeña comenzó hace 45 Ma más al sur de Etiopía (Davidson y Rex 1980), mientras que la actividad volcánica ocurrió alrededor de entre 30-31 Ma que ha continuado episódicamente hasta el reciente (Hofmann et al. 1997).

El basalto masivo *pre-rift* del Oligoceno al norte de Etiopía se cree que se formaron por contenido de fundidos de una pluma mantelar ascendente, y en algunos casos, de corteza demasiado continental. El gran volumen y la distribución extendida de estos basaltos juntos con levantamientos topográficos contemporáneos sugieren que estas génesis pueden parecerse a los impactos de los comienzos de “cabezas” de las plumas mantelares. Recientemente se ha propuesto que los basaltos Cuaternarios en el *Rift* Central de Etiopía (MER<sup>iii</sup>) están predominantemente formados por fundidos derivados de la “cola” de la pluma Afar. Esta variación temporal está reflejada por la conductividad de calos de horizontes metasomáticos en la base de la litósfera por debajo de la línea de la pluma.

Los estudios geoquímicos previos en la LIP de Etiopía se ha enfocado en: el magmatismo máfico del temprano *pre-rift* hace 45-35 Ma y ~30 Ma; o sobre el joven volcanismo Cuaternario en el MER (*Rift* Central de Etiopía) y la región de Afar, el cual se cree que ha eruptado magma con edades entre 30 y 3 Ma.

## Localización geológica

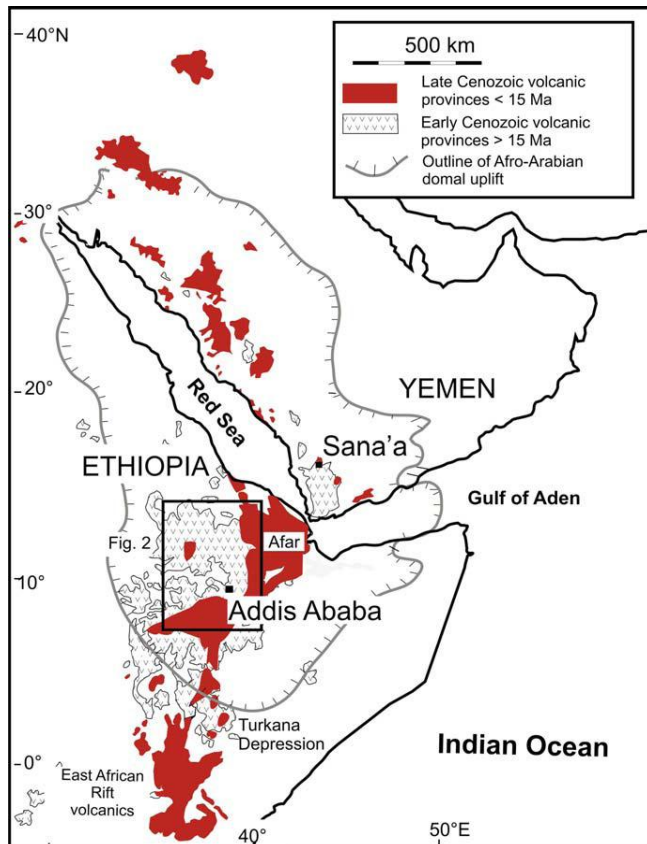
### Gran volcanismo de basalto de Etiopía

La distribución del gran volcanismo del basalto Afro-Árabe se conjuga sobre el margen de ruptura del Mar Rojo y el Golfo de Adén es altamente asimétrico con >90% de la Provincia preservada en Etiopía.

El gran volcanismo está predominantemente compuesto de lavas basálticas mezcladas con riolitas ignimbritas y depósitos piroclásticos, además de algunos menos comunes como rocas piroclásticas basálticas y las lavas riolíticas.

Las riolitas están asociadas con erupciones Plinianas, UltraPlinianas y formaciones de calderas (Ukstins-Peate et al. 2005). Los remanentes que se encuentran en los volcanismos extensos de Etiopía cubren un área de por lo menos  $6 \times 10^6$  km<sup>2</sup> y con un volumen total de cerca  $\sim 3,5 \times 10^5$  km<sup>2</sup> (Mohr y Zanetti 1988). Las estimaciones del volumen original superan los  $10^6$  km<sup>3</sup>. Las primeras manifestaciones del impacto del manto de la pluma de Afar, se encuentran bien al sur y al suroeste de Etiopía, donde hay pequeñas cantidades de toleitas (40-45 Ma) y basaltos alcalinos (~35 Ma) que

ocurren asociados a estos magmas (George et al. 1998). La mayoría de estos basaltos y riolitas fueron eruptadas en un corto período de tiempo (~1 Ma) hasta 31-29 Ma, los cuales han sido causados por la ruptura de continente bien al sur del Mar Rojo (Wolfenden et al 2005). Los espesores de las pilas de lavas pueden variar ampliamente, llegando a más de 3 km a lo largo del margen oeste al sur del Mar Rojo y se adelgaza de norte a sur en cerca de 500m. Los extensos basaltos se depositaron por encima de una cuenca sedimentaria del Mesozoico.

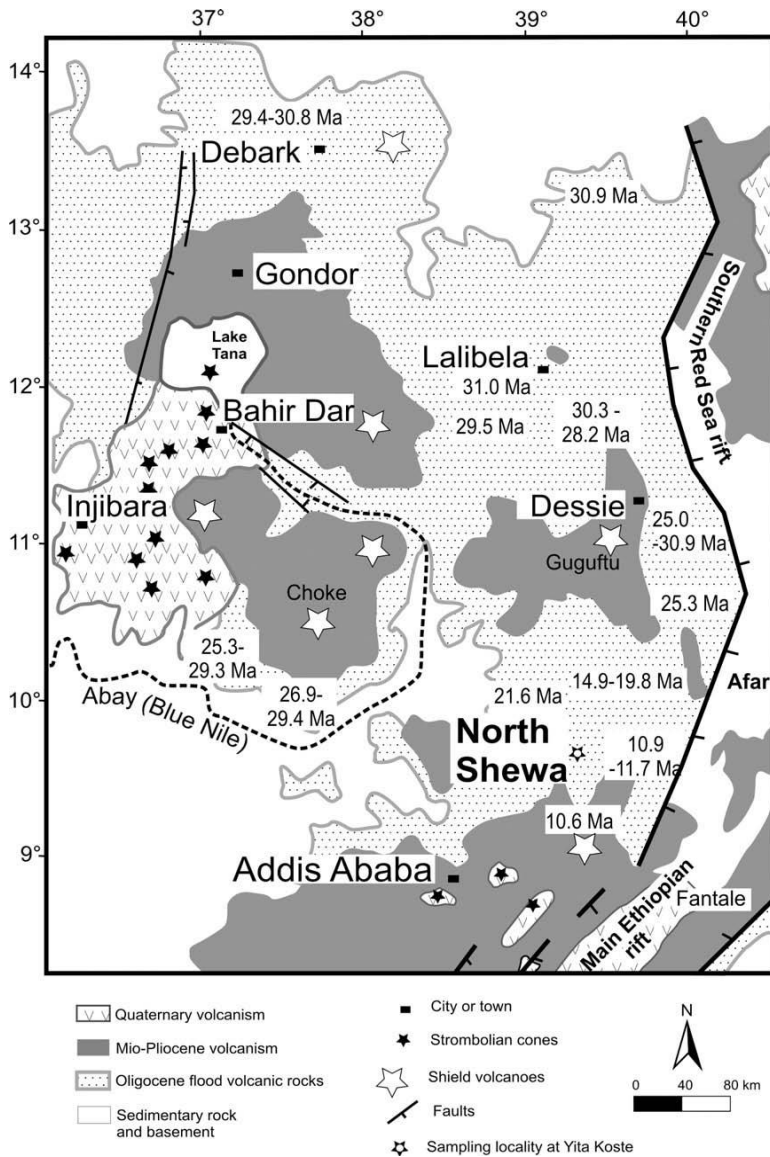


**Figura 7:** Mapa simplificado de Etiopía y Yemen mostrando el extenso volcanismo Cuaternario en el Mar Rojo, Golfo de Adén y el *rift* del Este de África. Tomado de la figura 1 de Ayalew y Gibson (2009).

Debido a que los distintos tipos de magmas toleíticos y alcalinos fueron eruptados sincronizadamente, alrededor de hace 31-30 Ma, se cree que fueron al comienzo del volcanismo de la meseta de Etiopía. Estos basaltos pueden ser clasificados geoquímicamente en toleitas bajas en Ti y basaltos alcalinos altos en Ti (Pik et al 1998).

**Post torrente basáltico y volcanismo riolítico**

En Etiopía, los torrentes volcánicos del Oligoceno están por encima por un ángulo bajo del arco de volcanes que espacialmente son magmáticamente similares a los que están debajo de los torrentes basálticos. Similitudes en elementos mayoritarios (Furman et al. 2006), han sugerido que por pruebas de elementos pertenecientes al rango de las tierras raras estamos hablando de una edad de ~23 Ma de estos basaltos (ver figura 8), más algunos reensambles de lavas de *rift* modernos que de los flujos de basaltos.



**Figura 8:** Mapa geológico de la parte norte del *plateau* Etíope. Los autores hacen énfasis de que la edad de los volcanismos decrece hacia al sur. Tomado de Ayalew y Gibson (2009).

### Ambiente tectónico

Las provincias volcánicas de Etiopía y Yemen originalmente fueron formadas por un solo evento magmático, el cual está fuertemente asociado con la apertura del Mar Rojo y del Golfo de Adén, en el Oligoceno temprano (31 a 36 Ma). El sistema del *rift* del Golfo de Adén y el Mar Rojo en Etiopía bisecta el *plateau*, indicando que el magmatismo y extensión están cerradamente unidas.

El *rift* de Etiopía está conectado al *rift* de Kenia (al sur), por una región baja del *rifting* (rompimiento) que se ensancha cruzando la Depresión Turkana los cuales parecen afectadas por el graben de Anza del Cretácico con dirección NW-SE.

Las ondas de baja velocidad (Dudga et al. 2007) indica que la litosfera debajo del Plateau de Etiopía es de entre 70-80 km de espesor y muy por debajo de Afar y del *rift* de Etiopía (~50 km). El espesor inicial de la litosfera pre-pluma está comenzando a unos ~120 km (Dudga et al. 2007). Los resultados de las inversiones tomográficas indican que el amplio levantamiento del *plateau* de Etiopía y del norte del *rift* de Etiopía se encuentran corrientemente por debajo de la anomalía caliente, bajas velocidades del manto ( $\delta V_p \approx -1,5\%$ ,  $\delta V_s \approx -4\%$ ; Bastow et al. 2005), lo cual sugiere la presencia de fusión parcial del manto.

### Petrografía

Las lavas máficas pueden variar de textura afírica a porfirítica, con fenocristales o microcristales (por encima del 7%) de plagioclasas (bitoenita y labradorita), olivino y clinopiroxenos. Los fenocristales de olivino con contenido de pequeños granos de espinela. Los grandes volúmenes de basaltos consisten de una matriz de microcristales de microlitos feldespáticos, clinopiroxenos, óxidos de Fe-Ti (ilmenita) y olivino.

### Geoquímica

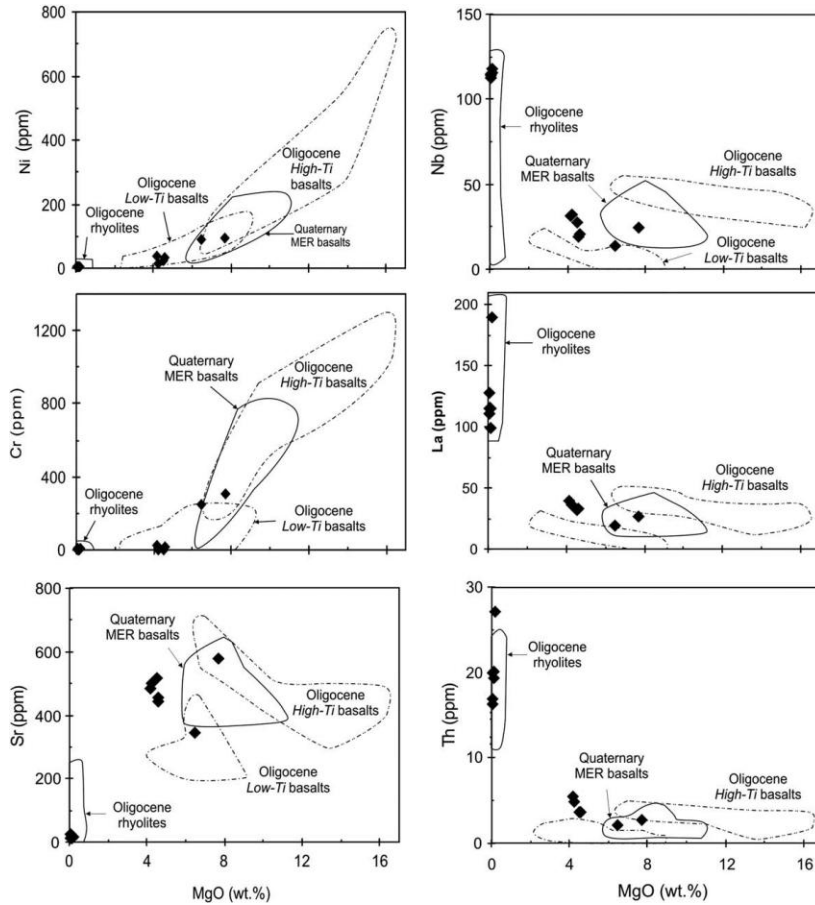
#### Elementos mayoritarios

Estos están caracterizados por un moderado contenido de MgO (4,2-7,7% en peso), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (total de óxido de hierro; 11,7-14% en peso) y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,3-14,4% en peso). Muchos están sobresaturados en sílice. El basalto del Norte de Shewa puede ser clasificado como toleítico.

Los contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> decrecen entre 8 y 4% en peso de MgO y esto es en las riolitas. Este decrecimiento es consistente con la presencia de óxidos de Fe-Ti y apatito en muchas de las lavas.

#### Elementos traza

Las concentraciones de los elementos trazas compatibles e incompatibles de las muestras del norte de Shewa fueron ploteadas contra % en peso de MgO, como se puede ver en la siguiente figura:



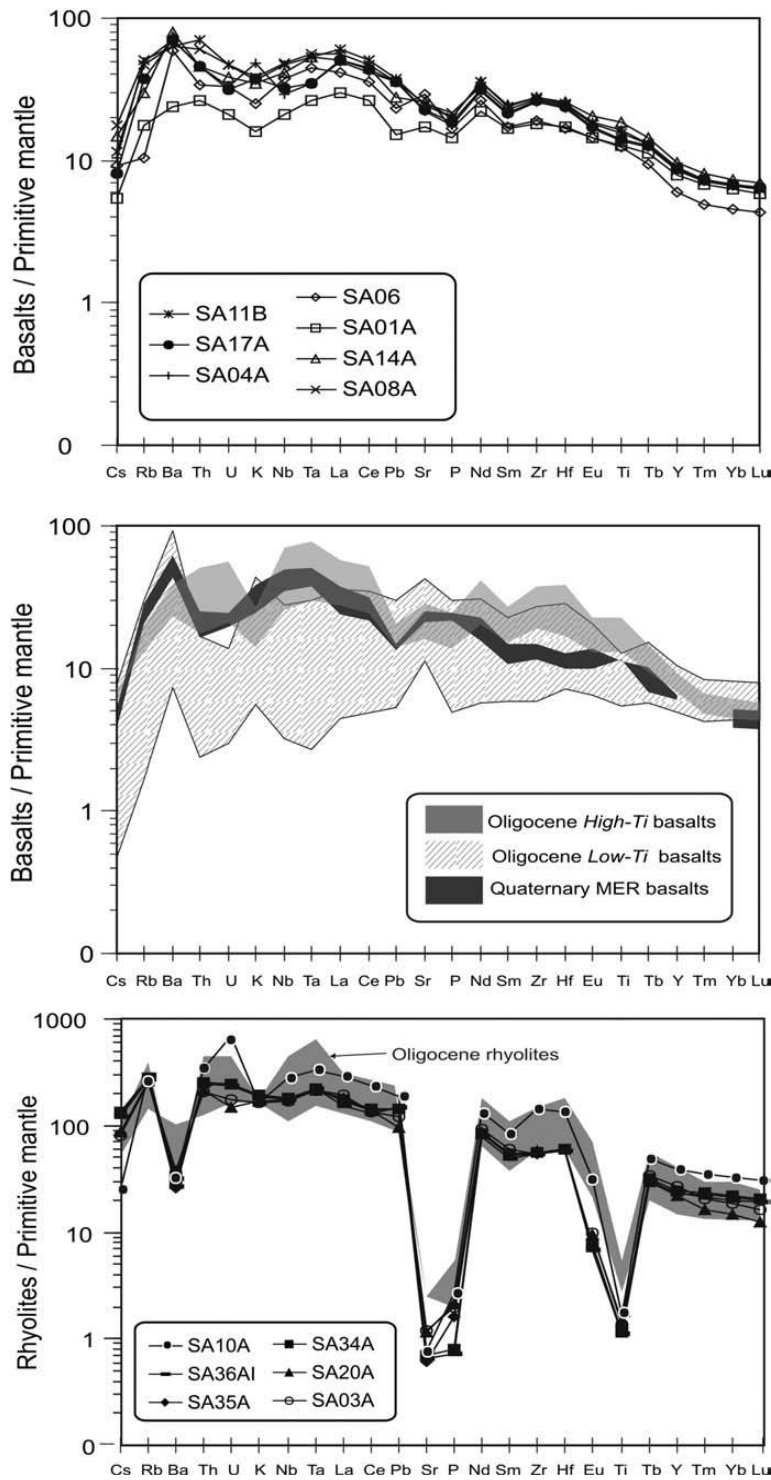
**Figura 9:** Variaciones en algunos elementos trazas versus MgO en secuencias de basaltos-riolíticos del norte de Shewa. Tomado de Ayalew y Gibson (2009).

La interpretación más interesante de este artículo es la referida a que las lavas basálticas tiene altas concentraciones de Sr (345-348 ppm) y V (270-401 ppm) lo que refleja el significado de la presencia de la plagioclasa y el fraccionamiento de óxidos de Fe-Ti en los estados iniciales de diferenciación. Los elementos Rb, Nb, Zr, Th, Pb y tierras raras tienen un continuo decrecimiento de MgO.

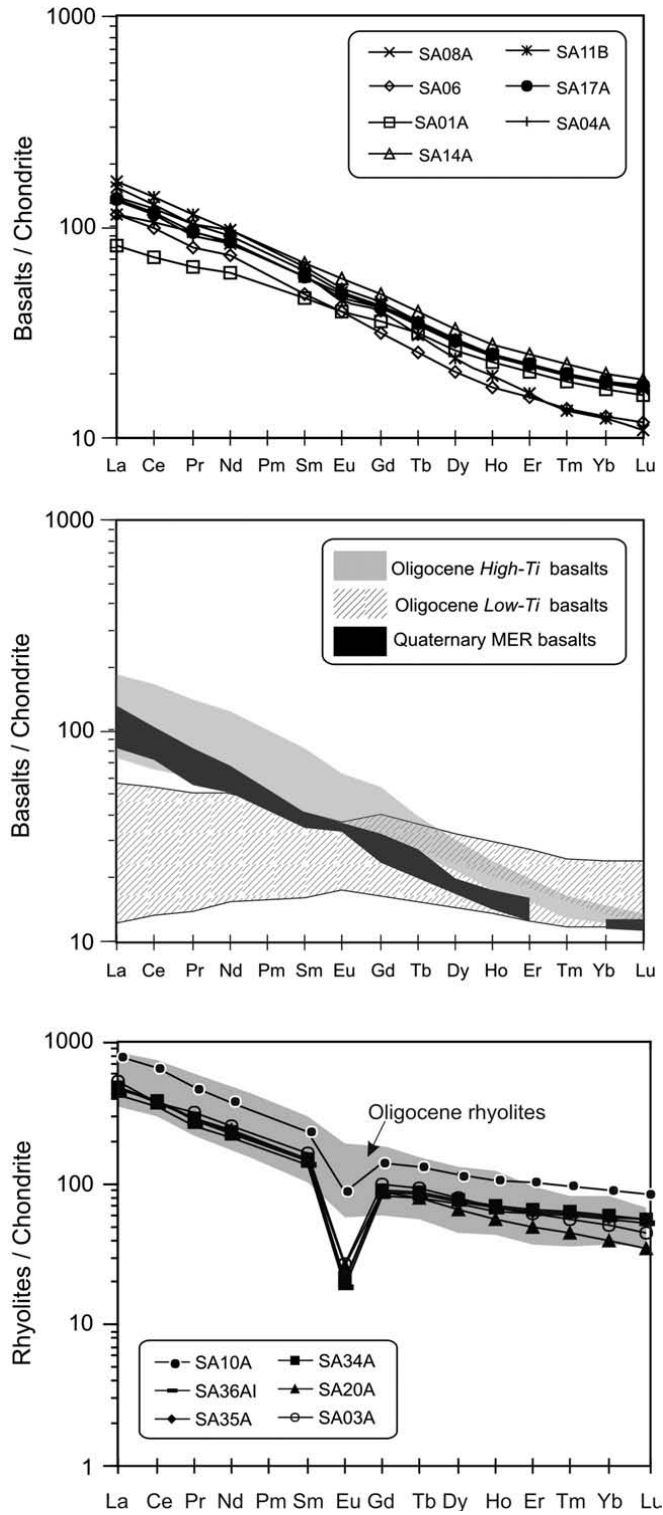
Los diagramas de araña (figuras 10 y 11), el primero normalizado con el manto primitivo muestra las variaciones de los elementos trazas normalizados y grafican los datos obtenidos de las asociaciones de basaltos riolíticos provenientes del norte de Shewa. Los basaltos tienen patrones paralelos que muestran el enriquecimiento fuertemente marcado en elementos traza incompatibles (Rb, Ba, Th y U) dando una falsa impresión de una depresión en K. Otras muestras de lavas muestran enriquecimiento en Ba y tienen unas pequeñas depresiones en Nb y Ta en el gráfico multi-elemento con el manto normalizado. Esto sugiere que la mayoría de magmas pueden estar relacionados con una posible contaminación durante la cristalización fraccional. Todas las riolitas son enriquecidas desde fuerte a moderada en elementos trazas incompatibles, con algunas



depresiones en Nb y Ta, con picos en Ba, Sr, Eu, P y Ti, reflejan el fraccionamiento de feldespatos, apatito y óxidos de Fe-Ti.



**Figura 10:** Variograma multi-elementos con el manto normalizado para basaltos y riolitas del norte de Shewa. Tomado de la figura 9 de Ayalew y Gibson (2009).

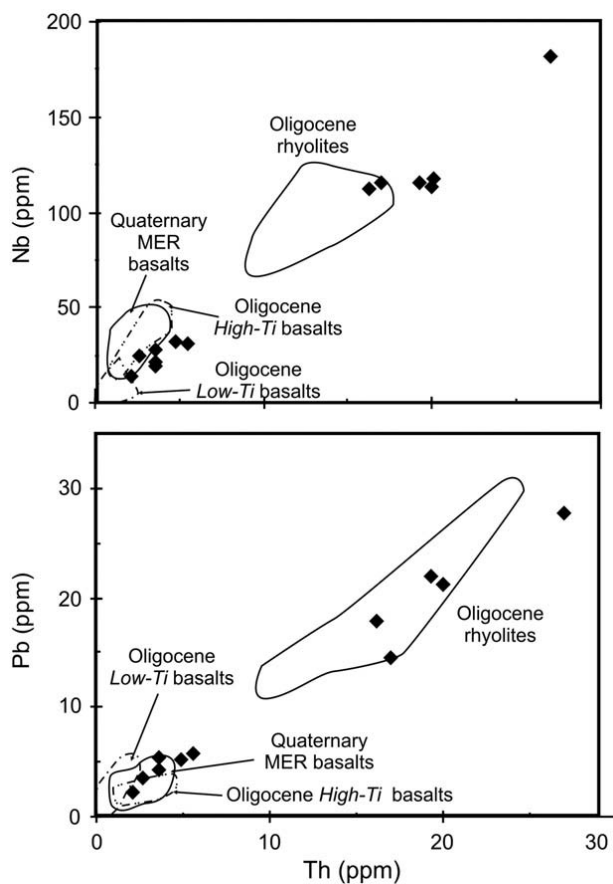


**Figura 11:** Variograma multi-elementos con condritos normalizado de tierras raras ( $REE^{IV}$ ) para basaltos y riolitas del norte de Shewa. Tomado de la figura 10 de Ayalew y Gibson (2009).

Las riolitas muestran enriquecimiento en tierras raras ligeras con las relaciones  $La/Yb_N=8-12$  y una fuente de anomalía negativa de Eu ( $Eu/Eu^*=0,18-0,48$ ).

### Origen de las riolitas

El fundido riolítico en la provincia del Oligoceno de Yemen-Etiopía comenzaron siendo el producto final de la continua cristalización fraccional de los magmas basálticos, más posiblemente por asimilación de material de la corteza. Esto contrasta con muchas grandes provincias ígneas en donde las riolitas se creen son producidas por fusión de la corteza continental (Harris et al. 1990), la contaminación de la corteza incluye fusión de rocas basálticas u otros derivados, inyectados en la corteza durante las fases tempranas.



**Figura 12:** Variación de Th versus Nd y Pb para la asociación de basaltos-riolitas del norte de Shewa mostrando constancia de las relaciones de elementos traza incompatibles. Tomado de la figura 11 de Ayalew y Gibson (2009).

Sobre las gráficas de los elementos traza incompatibles (p.e. Th vs. Nb y Pb, ver figura 12), de los basaltos del Mioceno del norte de Shewa y las riolitas definen tendencias lineales positivas que pasan por el origen. Esto junto con los patrones paralelos de tierras raras sugiere la cristalización fraccional, la cual tiende a ser el proceso

dominante en la evolución de la asociación basalto-riolita. Algunas evidencias con la anomalía de europio  $Eu/Eu^*=0,68-0,93$  por el fraccionamiento del feldespato, junto a la relación isotópica de  $^{143}Nd/^{144}Nd_i=0,512759$ , lo cual confirma que las riolitas del Mioceno no fueron formados por consecuencia de una significativa asimilación de la corteza.

La importante presencia de sílice en el norte de Shewa en la secesión volcánica puede ser reflejo de la alta densidad de magmas intermedios, subsecuentemente de la cristalización de los óxidos de Fe-Ti (ilmenita y Ti-magnetita). Se ha comprobado que los magmas de composición intermedia que fueron eruptados son “tephra”, como recientemente se ha notado en la Gran Provincia Ígnea en Etiopía-Yemen.

### **Comparación de los basaltos del Oligoceno y el Reciente en Etiopía**

El efecto del potencial de la contaminación por la corteza Árabe-Nubia puede ser determinada usando las relaciones de elementos traza susceptibles a la adición de corteza es con la relación Ce/Pb. El Pb se encuentra elevado en las rocas de la corteza relativa a la litología del manto.

Los autores generalizando acerca de cuáles son los roles posibles de enriquecimiento litosférico de fusión parcial del manto en la generación del la LIP de Etiopía. Se interpreta que: (1) La falta de agotamiento en K (con o sin enriquecimiento en Ba) sobre el manto normalizado graficando con los elementos incompatibles del menos evolucionado flujo de basalto del Mioceno del norte de Shewa (figura 10) evidencia que esto no significa una contribución de la fusión en el enriquecimiento del manto litosférico y (2) Altas relaciones de La/Nb y Ba/Nb junto con la baja relación Ce/Pb en las lavas más evolucionadas es evidencia de la contaminación de la corteza durante la cristalización fraccional.

### **Conclusiones de esta sección**

- (1) Las asociaciones bimodales del Mioceno de basalto-riolita ocurren al norte de Shewa al centro del *Plateau* de Etiopía.
- (2) La geoquímica de elementos mayoritarios y trazas de los volcanes del norte de Shewa indican que los magmas ricos en sílice fueron generados por cristalización fraccional con una fusión mínima de la corteza de Nubia.
- (3) El intercambio de riolitas y basaltos de la sucesión del norte de Shewa sugiere que hubo algunos episodios de recarga magmática por debajo de la línea de la cámara.
- (4) Estudios de los autores sugieren que en la LIP de Etiopía, la cantidad o frecuencia de fusión ha estado decreciendo aproximadamente tres veces en 15 Ma (entre 13 a 5%).

## Estudio Sur de África

Jourdan et al. (2009)

### Introducción

Los flujos de basaltos continentales (CFB) consisten en un gran volumen de magma (en el orden de los varios millones de  $\text{km}^3$ ) emplazados sobre un relativamente breve espacio de tiempo. Cada vez más de los estudios enfocados en las CFB del Fanerozoico y particularmente en aquellos relacionados con la ruptura de Pangea. Algunas como las de Ventersdorp, Fortescue, Umkondo son las menos estudiadas. Las CFB del Precámbrico fueron con frecuencia fuertemente deformadas y erosionadas, en la actualidad representadas por diques, *sills*, capas deformadas y más raramente, con remanentes menores de flujos de basaltos (Ernst y Buchan, 2003).

Los estudios geocronológicos recientes de los enjambres de diques de diques gigantes del Okavango (y algunos *sills* satélites) muestran que ~90% de estos diques fueron emplazados hace  $179 \pm 1$  Ma y tienen correspondencia con la Gran Provincia Ígnea de Karoo (*Karoo LIP*). Sin embargo, se ha demostrado que los enjambres incluyen ~10% de los diques del Precámbrico (Jourdan et al. 2004). Usando la técnica de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre algunas plagioclasas se dijo que los diques tenían edades entre 850 a 1700 Ma, del Jurásico y Precámbrico. La edad del *Plateau* se ha determinado en  $959 \pm 5$  Ma, por lo que se cree que sufrió alguna perturbación de Ar, de aproximadamente la edad del emplazamiento de los enjambres. En este estudio se utiliza la geoquímica para discriminar entre las rocas del Jurásico y Proterozoico. Para esto se usan los análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras de los diques del Precámbrico.

Se van a discutir dos hipótesis para el origen de los diques del Okavango (*PODS*): (1) Es parte de un reciente descubrimiento de 1,1 Ga de la Provincia Ígnea del Umkondo o (2) si corresponde a una abertura post orogénica de Kiraban.

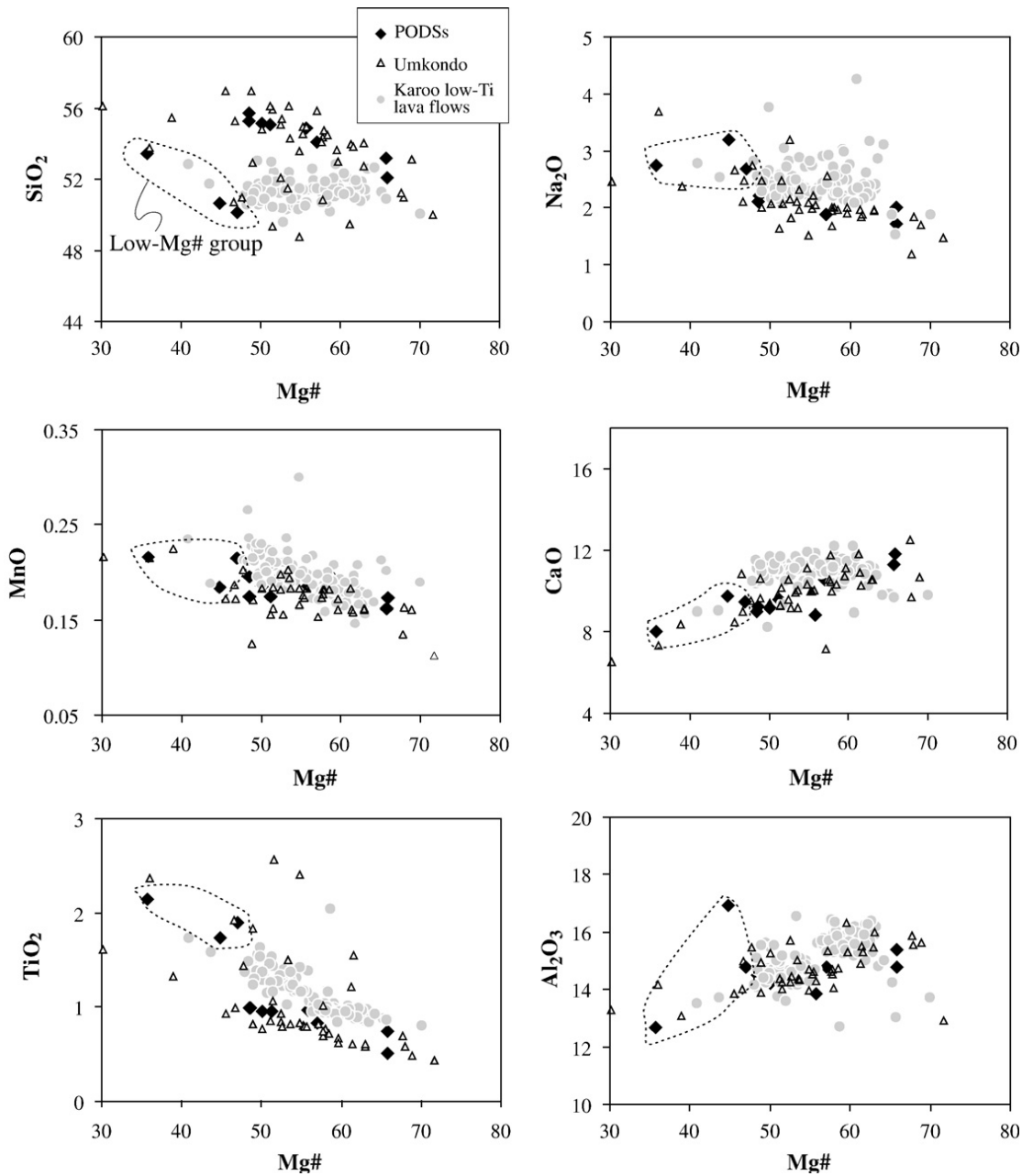
### Áreas geológicas y descripción de muestras

La tendencia de los enjambres de diques gigantes del Okavango a  $\text{N}100^\circ$  y las intrusiones de *sills* relacionados, muchas rocas del Arqueano (Cratón de Zimbabwe) y el Proterozoico (p.e. el Cinturón de Magondi) y el cinturón metamórfico Limpopo-Shashe.

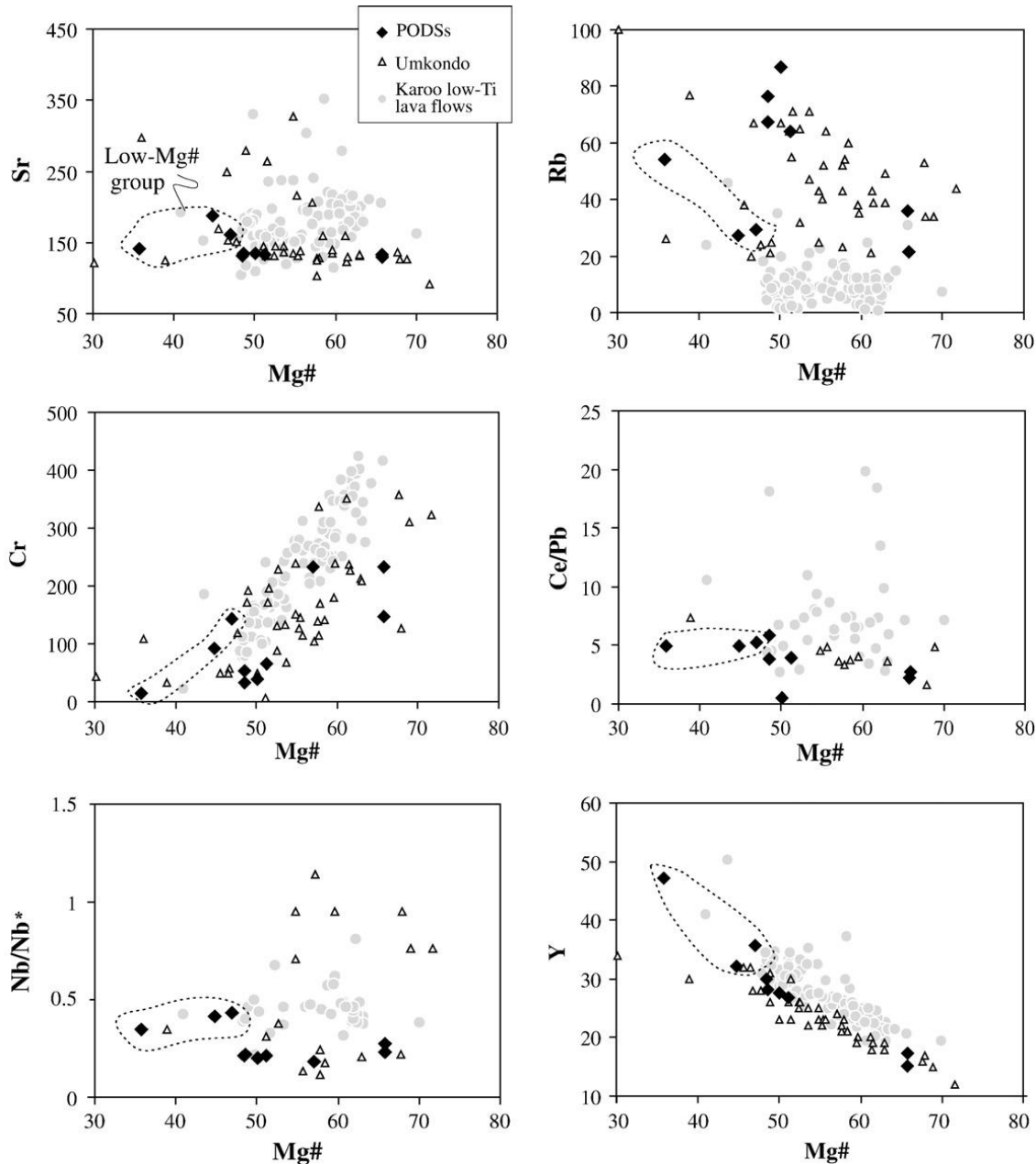
Mientras que las dimensiones de las redes de enjambres de diques del Jurásico está relativamente bien conocido en muchas de sus características estructurales o evaluaciones aero-magnéticas, la extensión de las redes de enjambres del Proterozoico es desconocida, debido a que es virtualmente imposible diferenciar entre las dos redes por mediciones aero-magnéticas (Tshoso et al. 2002; Auborg et al. 2008).

Los diques del Proterozoico consisten en doleritas de grano fino a medio libre de olivino con textura ofítica a subofítica. Estos tienen mayores contenidos de plagioclasas y piroxenos (augita y pigeonita) con menos cantidad de Ti-magnetita y pirita. La anfibolita está algunas veces por pequeñas cantidades de biotita. La alteración de las fases son más de clorita y sericita.

### Geoquímica



**Figura 13:** Elementos mayoritarios versus Mg# [100 x relación atómica de Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) con Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO normalizado a 0,15]. Los del grupo bajo Mg# está enmarcado en una línea punteada. Tomado de la figura 2 de Jourdan et al. 2009.



**Figura 14:** Elementos traza versus Mg#. Tomado de la figura 3 de Jourdan et al. 2009.

Los ocho (8) diques y tres (3) *sills* del Proterozoico tienen bajo contenido  $\text{TiO}_2$  (0,5-2,1% en peso) y bajo  $\text{P}_2\text{O}_3$  (0,03-0,23% en peso). Estas son toleitas cuarzosas u olivino. Los contenidos del  $\text{SiO}_2$  y los contenidos de álcali en los rangos de 48,9 a 54,3% en peso de cerca de 2,3 a 4% en peso respectivamente. Estos están clasificados como basaltos y andesitas basálticas en los esquemas TAS que no se muestran en el estudio.

El Mg# exhibe una covariación negativa con  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{TiO}_2$ , y una co-variación positiva con  $\text{CaO}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (ver figura 13). Esto sugiere que las doleritas están afectadas

por los procesos de diferenciación que envuelven la cristalización fraccional. Las rocas del Proterozoico pueden ser subdivididos en dos subgrupos: (i) Relativamente moderado el contenido de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{SiO}_2$  ( $\geq 1,7\%$   $\text{TiO}_2$  y  $\leq 52,1\%$   $\text{SiO}_2$  en peso) y con bajo Mg# ( $\leq 1\%$   $\text{TiO}_2$  y  $\geq 52,5\%$   $\text{SiO}_2$  en peso) con un Mg#  $> 47$ .

En los diagramas normalizados multi-elementos, las doleritas del Proterozoico muestra un moderado enriquecimiento en los mayores elementos traza incompatibles ( $\text{Rb}/\text{Y}_a=6-34$ ). Los patrones son caracterizados por anomalías negativas por Nb( $\text{Nb}/\text{Nb}^*=0,18-0,43$ ), Sr( $\text{Sr}/\text{Sr}^*=0,28-0,71$ ), P( $\text{P}/\text{P}^*=0,53$  a  $0,79$ ) y Ti( $\text{Ti}/\text{Ti}^*=0,54$  a  $0,9$ ) donde son más pronunciado los subgrupos de alto Mg#. Los patrones de tierras raras que muestran claramente un enriquecimiento de tierras raras livianas comparadas con las tierras raras pesadas ( $\text{La}/\text{Y}_{bn}=1,5-1,7$ ). Y una anomalía negativa de Eu( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,70-0,92$ ) la cual en conjunto con la anomalía de Sr son indicativos del fraccionamiento de plagioclasa.

### Fusión parcial

Se utiliza en este trabajo una composición modal de rocas: libre de granate, espinela y iherolita ( $< 80$  km de profundidad). Para los basaltos de Karoo con bajo Ti (55% olivino, 15% ortopiroxenos, 28% clinopiroxenos y 2% espinela).

### Cristalización fraccional

Las observaciones petrográficas y los elementos mayoritarios más las tierras raras, muestran que las rocas de la Red de Diques del Okavango no pueden ser considerado como una fusión primaria del manto y que estos van por debajo de la cristalización fraccional de ensambles de gabros. Se ha modelado los magmas descendentes y se obtuvo que la composición homogéneo de la Red de Diques del Okavango el mejor estimado, la cristalización fraccional de baja presión (1-2 kbars).

Algunos procesos de diferenciación se describen:

(1) Pequeños cúmulos de contaminación cortical, el cual ocurre más fuerte de verificar algunas fallas en los datos isotópicos, y/o (2) débil alteración termal (si se presenta) y que puede aparecer durante las fases de metamorfismo de bajo grado.

En este modelo se basa en que las muestras no representan un magma primario, la cual puede ser una explicación de las sustanciales diferencias en las muestras, si los cambios importantes en el magma están involucrados.

### Origen del manto de la Red de Diques del Okavango

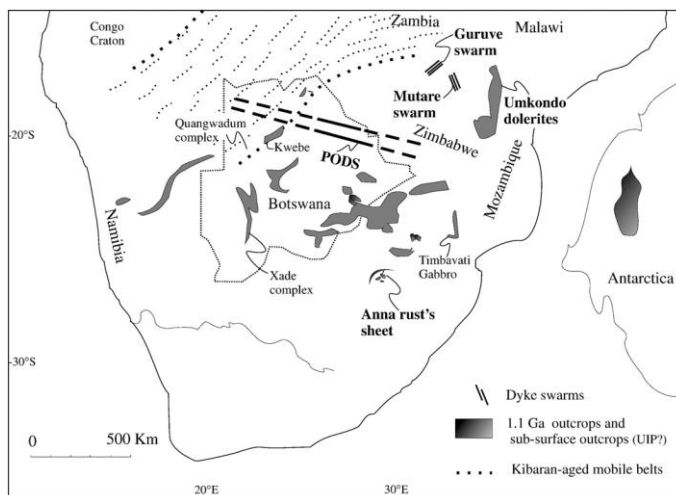
Las rocas son enriquecidas en tierras raras ligeras y pesadas y presenta una fuerte anomalía negativa de Nb. Algunos modelos han propuesto una cabeza de pluma mantelar, para el manto sub-litosférico sub-continental o manto periférico (equivalente a una capa superior de una astenósfera metamorfizada y reenriquecida). Algunos autores



han sugerido que los basaltos continentales son más o menos distintivos y que el origen de estas provincias no pueden ser explicadas por un único modelo “dogmático”.

La relación La/Ba-La/Nb es usada comúnmente para investigar el origen de las rocas basálticas continentales. Las correlaciones positivas entre La/Nb y La/Ba reflejan un origen de basalto de islas oceánicas y/o manto astenosférico, con correlación negativa son diagnosticada por una fuerte contribución litosférica. Estas relaciones son modificadas moderadamente por procesos petrogenéticos una fusión parcial o cristalización fraccional, esta son consideradas “unas firmas” del origen del manto. Las tendencias muestran relativamente bajos La/Ba y altos La/Nb. Sanders et al. 1992 interpretaron que estos valores indican una fuerte contribución del manto litosférico subcontinental. Igualmente, para los gráficos de las relaciones Ti/Y-Zr/Y han demostrado que las rocas de los Diques de Okavango tiene influencia en su composición de “arcillas del post-Arqueano”. Esto se ha interpretado como signo de sedimentos que subducen.

En resumen, las rocas de la Red de Diques de Okavango no pueden ser clasificadas como de arco de islas (OIB) ni asignadas al modelo de origen del manto astenosférico o mesosférico (como una pluma mantelar), ni al magmatismo calco-alcalino relativo a subducción, descartado por una baja relación Ce/Pb y a una anomalía de Nb. El mejor candidato para explicar el origen es dado por los datos que parecen localizarse en el manto litosférico ( $La/Nb > 2$ ) metasomáticamente enriquecida por un evento previo de subducción ( $Zr/Y \sim 6-7$ ,  $Ce/Pb < 10$ ). Un evento de subducción ocurrido hace 1,3 Ga (subducción de Kibaran) está reportado en el cinturón orogénico Namaqua y del cual se sospecha es el responsable de la firma de enriquecimiento de volcanismo continental de Kwebe hace unos 1,1 Ga.



**Figura 15:** Distribución de la Gran Provincia Ígnea de 1,1 Ga de Umkondo. Tomado de la figura 10 de Jourdan et al. 2009.

### Edad de los Diques del Okavango

Las muestras dieron resultados de edad entre 850 y 1700 Ma (Jourdan et al. 2004). La edad de *plateau* con las muestras tomadas en este trabajo dieron resultados entre  $983\pm 4$  y  $959\pm 5$  Ma.

La geoquímica del magmatismo de Karoo ha sido investigada por varios autores por cuatro décadas. Los datos de estos estudios demuestran que el magmatismo de Karoo es más del tipo flujos de basalto continentales, consisten en basaltos de bajo y alto Ti (Cox, 1988). Algunos otros autores han propuesto que el origen del magmatismo de Karoo parece más a una pluma mantelar relacionada con un arco de islas (OIB) (Ellam et al. 1992). La vasta mayoría de los trabajos abogan por la contribución dominante es debida a una subducción modificada de un manto litosférico subcontinental con un inicio de una pluma provista por mecanismos cuyo efecto es de un escudo super-continental y calentamiento global del manto.

### Conclusiones de esta sección

Las investigaciones geoquímicas en la Red máfica de Diques y *Sills* del Okavango del Proterozoico, dieron como resultado las siguientes conclusiones:

- (1) Características geoquímicas sugieren que dicha Red de Diques del Okavango derivan de la fusión poco profunda del manto. Este origen difiere de aquellos del manto OIB o MORB y es representado por un manto litosférico subcontinental, enriquecido por fluidos que se liberaron durante la subducción de Kibaran hace 1,4-1,3 Ga.
- (2) Las partes de la Red de Diques del Okavango tienen características geoquímicas similares con los basaltos remanentes dispersos en Bostwana, Zimbabwe y Suráfrica y se atribuyen a la Gran Provincia Ígnea del Umkondo de 1,1 Ga.
- (3) Los modelos sugieren que fueron derivados de fusión de una fuente similar, pero no idéntica enriquecida con espinela, portadora del manto original. El reensamblaje entre los flujos de basaltos continentales del Proterozoico y Jurásico soportan que hace 900 Ma, un enriquecimiento común estabilizó el manto litosférico subcontinental junto a la placa Africana y que hace más difícil de reconciliar con fundidos de dos plumas mantelares distintas.

### Caso Rift de Kenia

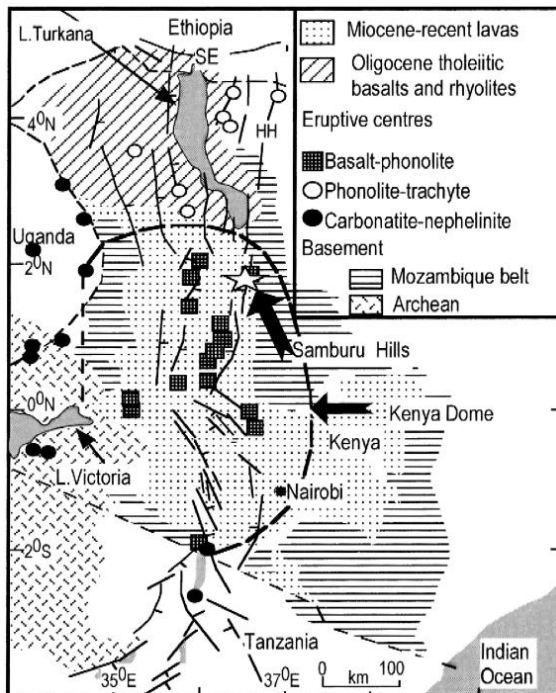
Kabeto et al. (2001)

#### Introducción

Estudios sistemáticos hechos de xenolitos del manto, carbonatitas-nefelíticas, además de las rocas basálticas de Kenia y las áreas adyacentes derivaron de origen del manto

heterogéneo donde están involucrados la interacción de la pluma mantelar y el manto litosférico.

Cuatro hipótesis fueron propuestas generalmente para la génesis de evolución de magmas en extensas áreas: (1) Cristalización fraccional de líquidos basálticos en cámaras de magma poco profundas. (2) Asimilación de corteza continental y cristalización fraccional. (3) Fusión (*anatexis*) de corteza continental y/o (4) Fusión parcial de magmas máficos tempranos debajo de la placa hasta la base de la corteza, que fueron modificados por procesos dominantes de fraccionamiento tardío.



**Figura 16:** Mapa de localización de *Samburu Hills*, expresión superficial del domo de Kenia y una distribución aproximada del volcanismo. Tomado de la figura 1 de Kabeto et al. 2001.

El área de estudio está caracterizada por actividad volcánica representada casi completamente por el *Rift* de Kenia, excepto por la zona del *rift* de Turkana al norte de Kenia, donde los viejos volcanes y actividad presumiblemente está relacionado con el *rift* de Etiopía.

La evolución de las lavas de *Samburu Hills* muestran variaciones de elementos e isótopos de Sr-Nd. En particular, la evolución de las lavas gran-álcali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 9\%$  en peso) tienen grandes relaciones isotópicas de Sr que las lavas máficas, y desarrollo de lavas bajas en álcali ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 9\%$  en peso) tiene una relación inicial baja de isótopos Nd que estas asociaciones máficas.

### Resumen geológico

El *Rift* de Kenia es en parte el brazo este del Sistema del *Rift* del Este de África, y se extiende desde el borde de Kenia-Tanzania al sur de la zona del *rift* de Turkana al norte. Una sucesión volcánica de más de 3000 m de espesor que fue construido en el valle del *rift*. El volumen total estimado en 200.000 km<sup>3</sup> (Williams, 1982) y se estima que la evolución de las lavas máficas están en el rango de las ignimbritas de 68:32 a 50:50 (King 1978; Williams 1982).

Las rocas volcánicas en el área de estudio están en un rango de tiempo de 19,2 Ma al presente, y usualmente consisten de lavas intercaladas, tobas (tufas) y sedimentos por encima del basamento del Cinturón de Mozambique. La volcánica Formación Kongia (7,3-5,3 Ma) con ángulo (15°), por encima horizontalmente de viejas formaciones, indicando que una fase de la actividad tectónica entre ambas (Sawada et al. 1998). La Formación Turr Turr del Pleistoceno cae horizontalmente (ángulo <4°) sobre la Formación Kongia, indicando un segundo evento tectónico ocurrido entre 4,1 a 5,3 Ma.

La actividad volcánica se expandió en el lugar en dos (2) estados: 20-10 Ma y luego de 7,4 Ma, con un hiato de 9,8 a 7,4 Ma. La evolución de las rocas ocurre antes y después del hiato, al mismo tiempo después de una actividad basáltica extensiva.

### Clasificación y resumen petrográfico

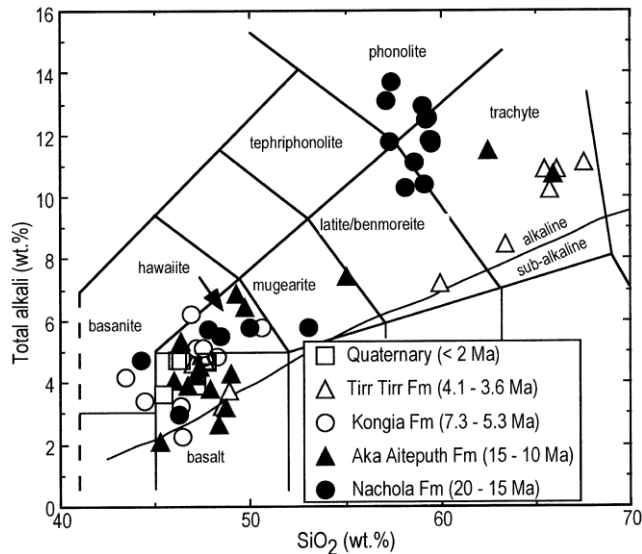
Es común con muchas asociaciones bimodales en *riffts* continentales y en islas oceánicas, las rocas máficas de *Samburu Hills* son medianamente alcalinas transicionalmente afines (ver figura 17) y la evolución de las lavas son subalcalinas a débilmente peralcalinas, con índice peralcalinas (molar Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O/ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) <1,2. Las lavas de las Formaciones La Nachola (20-15 Ma), Aka Aiteputh (15-10 Ma) y Turr Turr (4,1-3,6 Ma), son todas bimodales. La evolución de las lavas puede ser subdividida en los grupos de alto y bajo álcali, basado en Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O > 9 y Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O < 9 respectivamente.

Las rocas volcánicas máficas del área de Samburu Hills son petrográficamente ambos porfiríticos y afíricos. La mayor parte del terreno está constituido por componentes minerales fenocristalinas de los volcanes máficos como plagioclasas, clinopiroxenos, olivino y óxidos raros de Fe-Ti.

### Discusión de los resultados dado por los autores

#### Petrogénesis de lavas máficas

Variaciones composicionales elementales e isotópicas entre las lavas máficas de los magmatismos del *rift* continental son atribuidos a:



**Figura 17:** Clasificación de las lavas de Samburu *Hills* de acuerdo a los esquemas de Le Bas et al. 1986. Los símbolos abiertos y cerrados son muestras de antes y después del hiato en la actividad volcánica de (9,4-7,4 Ma), respectivamente. Tomado de la figura 3 de Kabeto et al. 2001.

- (1) la variabilidad del origen del manto,
- (2) grados de variaciones de la fusión parcial,
- (3) grados de variaciones de la cristalización fraccional,
- (4) contaminación por material cortical y
- (5) metamórfica y enriquecido de elementos incompatibles subcontinental sobre los materiales del manto.

Tatsumi y Kimura (1991) propusieron que la variación secular en las composiciones basálticas fue relacionada en diferentes grados de fusión parcial del manto homogéneo. La fusión parcial del manto asociado con períodos de corrientes ascendentes astenosféricas resulta en el adelgazamiento de la litósfera por erosión termal, los cuales terminan produciendo altos grados de fusión parcial.

#### Pluma mantelar y/o manto litosférico

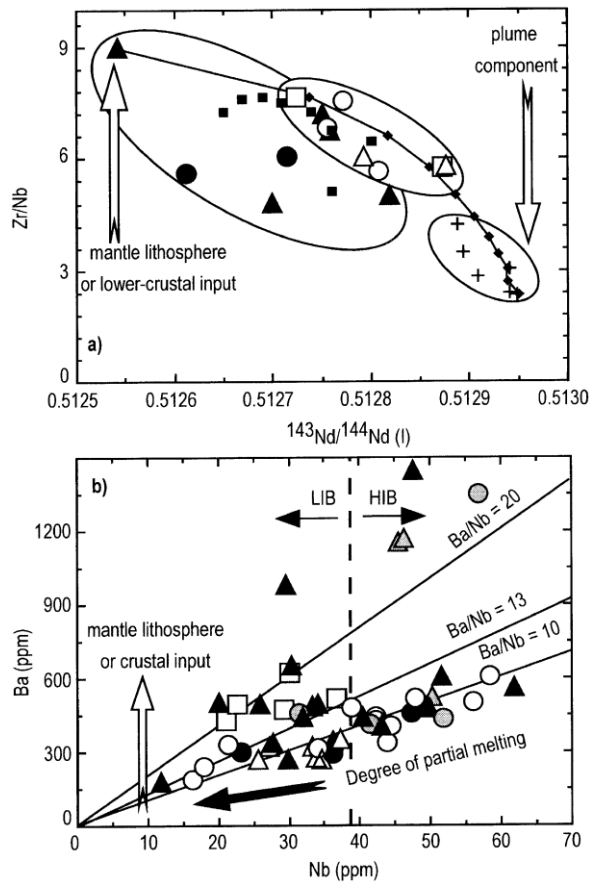
Los recientes intentos por explicar las grandes variaciones en los datos de isótopos de Nd y Sr en el *rift* del Este de África han incluido:

- (a) Derivados de la fusión del manto sublitosférico isotópicamente homogéneo;
- (b) La mezcla de los mantos inicial de HIMU<sup>v</sup> y EMI<sup>vi</sup> por interacción de la pluma-litosférica; y
- (c) Mezcla del manto derivado de la fusión con anfibolitas y granulitas.

Las segundas de éstas, Bell y Simonetti (1996) propusieron dos modelos de estados para explicar la variación isotópica muestran por el Este Africano: carbonatitas, manto xenolítico y mantos asociados a los silicatos. Los dos estados modelos involucran:

- (1) La liberación de los agentes metamórficos con las marcas de los HIMU para las corrientes ascendentes iniciales (pluma), cuando el metasomatismo gire en la litósfera subcontinental (como EMI), y
- (2) Los grados variables y fusión parcial discreta del resultado heterogéneo, litosfera metasomatizada.

Una sistematización elemental y estudios isotópicos de las basanitas y basaltos de Plioceno al Cuaternario en *Huri Hills*, al norte de Kenia (Class et al. 1994). El basalto Cenozoico al sur de Etiopía (Stewart y Rogers 1996) y al oeste del Sudán del Mioceno Superior de magmas alcalinos (Franz et al. 1999) la cual indican indicios de origen de dos mantos (manto litosférico y predominantemente pluma).



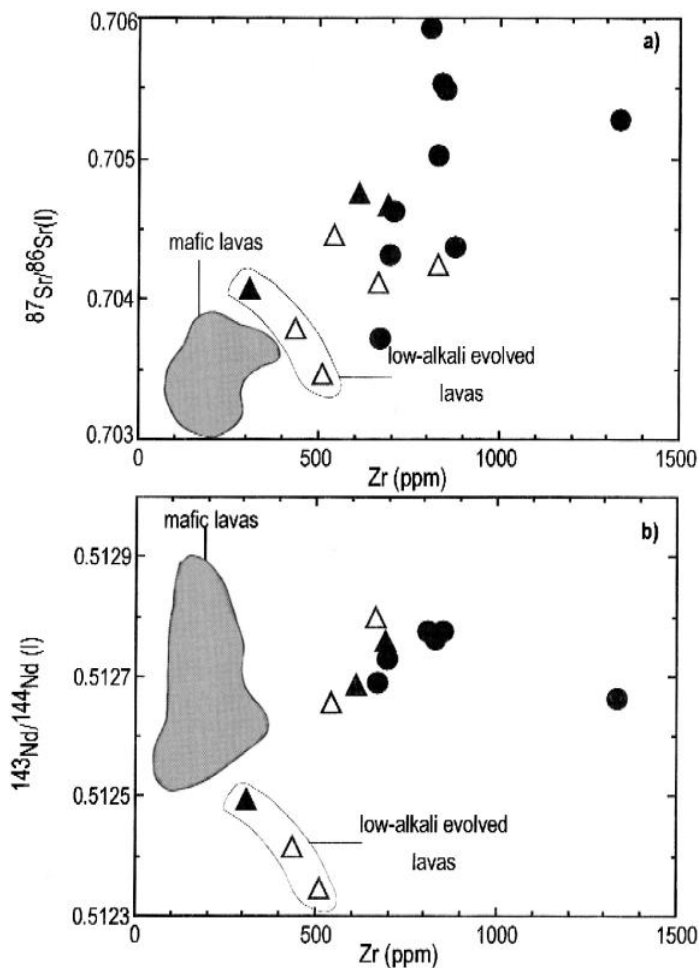
**Figura 18:** El gráfico (a) de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Zr/Nb mostrando dos tendencias lineales, dominado por lavas máficas; y (b) gráfico Ba-Nd mostrando las lavas máficas y las diferencias de relaciones Ba/Nb. Tomado de la figura 10 de Kabeto et al. 2001.

En la figura anterior, una mezcla hiperbólica muestra una tendencia entre el basalto de Aka Aiteputh y basanita, puede indicar un manto litosférico metasomatizado inicial para las muestras de basaltos o de los efectos de la contaminación cortical (Stewart y Rogers, 1996).

Por lo tanto, la relación Zr/Nb de uno de los miembros finales puede cambiar durante la actividad metasomática y/o corteza que entra y que la tendencia de mezcla es hiperbólica más que lineal.

#### Asimilación de corteza continental y cristalización fraccional (AFC<sup>viii</sup>)

La asimilación puede ser identificada por un aumento o decrecimiento sistemático en relaciones isotópicas con índice de diferenciación. Usando Zr como índice de fraccionamiento, lavas Nachola evoluciona muestras que generalmente aumenta en las relaciones iniciales isotópicas Sr y Nd con fraccionamiento (ver figura 19).



**Figura 19:** Gráfico de relaciones isotópicas de Sr inicial y Nd para la evolución de las lavas. Tomado de la figura 13 de Kabeto et al. 2001.

Aka Aiteputh y TIRR TIRR muestra traquita alta alcalinas muestran en decrecimiento inicial Sr y crecimiento inicial de la relación isotópica Nd, siempre que el inicial de Sr y Nd decrece en evolución de lavas con baja álcali.

### **Conclusiones de esta sección**

Lavas del *rift* continental del Mioceno al Cuaternario tardío, del área de Samburu *Hills*, al norte de Kenia muestra un rango de composiciones elementales e isotópicas. Las lavas máficas ( $\text{SiO}_2$  <54% en peso) de la Nachola (20-15 Ma), Aka Aiteputh (15-10 Ma) y Formación Kongia (7,3-5,3 Ma) muestran una variable incompatible de concentración de elementos (Zr, Nb, Y, Rb y K). La Formación TIRR TIRR (4,1-3,6 Ma) y las lavas Cuaternarias son relativamente reducidas en elementos incompatibles. Las composiciones de los isótopos Nd y Sr de las lavas máficas muestran grandes variaciones atribuidos a la interacción de al menos dos orígenes mantelares, como mantos litosféricos EMI y como una pluma mantelar HIMU. Las correlaciones entre los elementos trazas contenidos y relaciones de elementos traza e isotópicas son algunos indicativos de generación de fundido del inicio denominado por cualquiera de los dos por mantos litosféricos y/o plumas mantelares. La heterogeneidad del manto está sujeto tarde en grado variable de fusión parcial para producir lavas máficas, cuando sufre pequeñas interacciones con la corteza durante este ascenso. Las lavas eruptadas entre 13 y 19,2 Ma fueron derivadas por varios grados de fusión de ambos, pluma mantelar y litósfera que pueden dominar la génesis, donde las lavas producidas de 10,9-13 Ma fueron producidos por altos grados de fusión parcial dominado por el manto litosférico.



## Referencias consultadas

### Páginas web

[http://www.kalipedia.com/ciencias-tierra-universo/tema/graficos-rift-africa.html?x1=20070417klpcnatun\\_10.Ees&x=20070417klpcnatun\\_14.Kes](http://www.kalipedia.com/ciencias-tierra-universo/tema/graficos-rift-africa.html?x1=20070417klpcnatun_10.Ees&x=20070417klpcnatun_14.Kes).

<http://geografia-09.blogspot.com/2010/09/la-estructura-interna-de-la-tierra.html>.

### Libros

Wilson, Marjorie (2007) *Igneous Petrogenesis*. Springer. Primera edición 1989, reimpreso 2007.

### Artículos

Ayalew, Dereje y Gibson, Sally (2009) *Head-to-tail transición of the Afar mantle plume: Geochemical evidence from a Miocene bimodal basalt-rhyolite succession in the Ethiopian Large Igneous Province*. Lithos 112 (2009) 461-476. Disponible en [www.elsevier.com/locate/lithos](http://www.elsevier.com/locate/lithos).

Jourdan, F.; Bertrand, H.; Féraud, G.; Le Gall, B.; Watkeys, M.K. (2009) *Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa*. Lithos 107 (2009) 257-268. Disponible en [www.elsevier.com/locate/lithos](http://www.elsevier.com/locate/lithos).

Kabeto, K.; Sawada, Y.; Iizumi, S.; Wakatsuki, T. (2001) *Mantle sources and magma-crust interactions in volcanic rocks from the northern Kenya rift: geochemical evidence*. Lithos 56 (2001) 111-139. Disponible en [www.elsevier.com/locate/lithos](http://www.elsevier.com/locate/lithos)

---

<sup>i</sup> LIP: Large Igneous Province

<sup>ii</sup> CFB: Continental Flood Basalt

<sup>iii</sup> MER: Main Ethiopian Rift

<sup>iv</sup> REE: Rare Earth Elements

<sup>v</sup> HIMU: High  $\mu$  Source

<sup>vi</sup> EMI: Enriched Mantle Source Regions [EMI, EMII]

<sup>vii</sup> AFC: Assimilation of Continental Crust and Fractional Crystallization