



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

INVERSIÓN GEOMAGNÉTICA EN GILBERT-GAUSS REGISTRADA EN PROVINCIAS VOLCÁNICAS DEL CÁUCASO DEL SUR

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS
P R E S E N T A
MIGUEL ANGEL CERVANTES SOLANO

ASESOR DE TESIS:
Dr. AVTO GOGICHAISVILI

MÉXICO, D.F.

AGOSTO, 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

***A mi esposa Lupita,
a mis hijas Úrsula y Luna y
a la memoria de mi Madre***

Agradecimientos.

Le agradezco a mi Esposa Lupita por su amor, paciencia, apoyo incondicional y por ser la madre de mis hijas Úrsula y Luna.

Al Dr. Avto Gogichasivili por la confianza que tuvo en mí para realizar este trabajo, por su ayuda y dedicación pero sobre todo le agradezco su amistad.

A todo el personal del departamento de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica

A mi amigo Eduardo Herrera y a los compañeros del posgrado.

El presente trabajo se realizó en el Instituto de Geofísica de la UNAM con el apoyo del proyecto PAPIIT IN102007.

Resumen

En este trabajo se reportan los resultados de un estudio paleomagnético detallado de magnetismo de rocas y paleointensidades realizado a una sucesión de flujos de lavas del plioceno ~3.6Ma ubicado al sur de Georgia. En un estudio previo (Camps et al. 1996, PEPI, vol. 96, pp. 41-59) se encontró que algunos flujos consecutivos de lava poseían direcciones de polaridad intermedias en la base de la sección, seguida de una delgada zona de polaridad inversa. El campo transicional se interpretó como una excursión dentro del cron 2Ar o una inversión superior de Cochiti-Gilbert. Los nuevos datos paleomagnéticos que aquí se reportan se obtuvieron de 22 flujos de lava adyacentes, se recolectaron en total cerca de 170 núcleos paleomagnéticos durante la campaña de muestreo del año 2005. Los experimentos de magnetismo de rocas muestran que en la mayoría de los casos, el mineral portador de la remanencia magnética es titanomagnetita pobre en titanio, la cantidad de granos con estructura magnética multidominio es poco significativa y en todas las muestras se determinó con éxito la magnetización remanente característica. Al correlacionar de forma directa la secuencia original (Thoki) con las observaciones de campo nos permite establecer una nueva estratigrafía magnética. La parte inferior de la sección está caracterizada por una polaridad magnética intermedia seguida de una sucesión delgada de lavas con polaridad inversa mientras que la parte superior de la secuencia, 18 flujos consecutivos de lavas, tiene polaridad normal. La paleointensidad promedio del campo magnético intermedio se reduce drásticamente con respecto a la intensidad del campo post transicional. Al considerar las edades radiométricas disponibles así como los nuevos datos paleomagnéticos se puede especular que en la parte superior de la secuencia está registrada una inversión (R-N) en Gilbert Gauss. Los flujos inferiores con polaridad intermedia representan una especie de precursor de la inversión similar a la transición geomagnética de Matuyama-Brunhes.

Abstract

We carried out a detailed paleomagnetic, rock-magnetic and Thellier paleointensity study of a ~ 3.6 My Pliocene lava flow succession from southern Georgia. Previous study (Camps et al. 1996, PEPI, vol. 96, pp. 41-59) revealed that several consecutive lava flows record an intermediate polarity direction at the base of the section followed by a thick reverse polarity zone. The transitional field was interpreted as an excursion within chron 2Ar or an upper Cochiti-Gilbert reversal. New paleomagnetic data reported here are obtained from nearby lava successions. In total about 170 standard paleomagnetic cores belonging to 22 lava flows were collected during the 2005 sample collection campaign. Rock-magnetic experiments show that the remanence is carried by Ti-poor titanomagnetite in most of cases. The fraction of grains with multidomain magnetic structure does not seem to be important. Characteristic remanent magnetization is successfully determined on all samples. The direct correlation with original (Thoki) sequence, previous preliminary measurements of natural remanent magnetization and field observations allowed to establish a new magnetic stratigraphy. The lower part of section is characterized by intermediate magnetic polarity followed by thick reversely magnetized lavas. The upper sequence, represented by 18 consecutive flows yielded normal magnetic polarity. The mean paleointensity of the intermediate field is drastically reduced with respect to the post-transitional field strength. Considering all available radiometric ages and new paleomagnetic data it may be speculated that Gilbert-Gauss (R-N) reversal is recorded at the upper part of sequence. Lower intermediate polarity flows possibly represent a kind of precursor of this reversal similarly to Matuyama-Brunhes geomagnetic transition.

Key Words: Paleomagnetism, Reversals, Excursions, Paleointensity, Caucasus.

INVERSION GEOMAGNÉTICA EN GILBERT-GAUSS REGISTRADA EN PROVINCIAS VOLCÁNICAS DEL CÁUCASO DEL SUR

Tabla de contenido

Capítulo 1. Introducción	3
1.1 Antecedentes.	3
1.2 El punto de vista paleomagnético.	5
1.3 Introducción al caso de estudio y justificación.	7
Capítulo 2. Principios y Fundamentos de Paleomagnetismo	9
2.1 Elementos del campo magnético terrestre.....	9
2.2 Hipótesis de Paleomagnetismo	11
2.3 Origen del campo magnético de la Tierra (Modelo del Dínamo).....	12
2.4 Mediciones directas del campo magnético.....	16
2.5 Magnetismo de rocas y parámetros magnéticos (aproximación macroscópica)	18
2.6 Estados magnéticos.....	18
2.7 Minerales magnéticos (Óxidos de hierro y titanio).....	19
2.8 Tipos de magnetización remanente.....	21
2.9 Dominios magnéticos.....	22
2.10 Susceptibilidad magnética.....	24
2.11 Ciclo de histéresis.....	24
2.12 Unidades en paleomagnetismo.....	25
2.13 Los tratamientos magnéticos.....	26
2.14 Representación de datos.....	26
2.15 Métodos estadísticos en paleomagnetismo	27
2.16 Polos paleomagnéticos	30
2.17 Paleodirecciones esperadas para un sitio dado.....	32
2.18 Paleointensidad absoluta	34

2.19 Determinación de paleointensidad.....	34
Capítulo 3. Variaciones del Campo Magnético de la Tierra	37
3.1 Inversiones Geomagnéticas	37
3.2. El fenómeno de auto inversión en rocas.....	37
3.3 Escala de polaridades magnéticas de los pasados 5Ma	40
3.4 Paleointensidad durante las inversiones	43
3.5 Excursiones Geomagnéticas.....	43
3.5.1 Definición de excursiones	43
3.5.2 Excursión de Laschamp	44
3.5.3 Inversiones y excursiones dentro del Cron de Brunhes.....	46
3.5.4 Modelos de Excursiones magnéticas	47
Capítulo 4. Marco Geológico y Detalles de Muestreo	50
4.1. Contexto geológico y tectónico general.....	50
4.2 Geología local del área de estudio.	53
4.3. Detalles de muestreo	55
4.4 Geocronología ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).....	57
4.4.1 Procedimiento analítico	57
4.4.2 Resultados	58
Capitulo 5: Principales Resultados y Discusión	62
5.1 Propiedades magnéticas de rocas.....	62
5.1.1 Índice de viscosidad	62
5.1.2 Curvas continuas de susceptibilidad.	63
5.1.3 Mediciones de IRM e Histéresis.	64
5.2 Determinación de las paleodirecciones	66
5.3 Determinación de paleointensidades	68
5.4 Principales resultados y discusión.....	73
Conclusiones	78
Bibliografía.....	79

Capítulo 1. Introducción

1.1 Antecedentes.

La idea de que el campo magnético de la Tierra ha invertido su polaridad fue muy discutida durante la primera mitad del siglo pasado pero llegó a ser ampliamente aceptada a principios de los 60's debido a la gran cantidad de evidencia que fue posible adquirir. El conjunto de ecuaciones que gobiernan la dinámica en el núcleo es tan complicado que un modelo detallado del origen del campo, a pesar de los avances en computación, es hasta ahora inviable. Sin embargo la simetría de las ecuaciones en donde \mathbf{B} es una solución implica que $-\mathbf{B}$ lo es también, es decir, existe la posibilidad de que se presenten las inversiones. Así que estas ecuaciones nos permiten pensar en dos soluciones estables: un campo de polaridad normal, como el de la actualidad, y un campo de polaridad invertida. Lamentablemente la posibilidad teórica de tener un campo de las dos polaridades no implica un mecanismo de cómo será la inversión, así que es de esperarse una sola polaridad en todo el tiempo. Esto representa una barrera teórica para la hipótesis del dipolo axial central ya que éste constituye el principal componente del campo magnético en la superficie de la Tierra. Fue el paleomagnetismo el responsable de aportar la evidencia que demostraba la existencia de las inversiones magnéticas. Partiendo del hecho de que existe un mecanismo para las inversiones, la simetría en las ecuaciones de alguna de las polaridades debe de reflejar que ambas tienen propiedades estadísticas idénticas, sin considerar el signo del campo. Es menos conocido el hecho de que la Tierra al parecer opera en dos regímenes, uno en el cual las inversiones ocurren y otro en donde no (Merrill y McFadden 1994). Aunque las condiciones que dan origen a estos regímenes no se conocen, parece ser que los cambios en las condiciones de la frontera entre el núcleo y el manto son las responsables.

Desde la perspectiva de la vida humana las inversiones y aún más las excursiones, ocurren con poca frecuencia, la más reciente y bien documentada fue

hace 780 kA. Esto significa que no hemos presenciado directamente alguna (o parte de) transición de polaridad en la época actual y nos vemos forzados a utilizar el paleomagnetismo como un método indirecto de observación. Esto inmediatamente impone ciertas restricciones sobre el tipo de preguntas que razonablemente podemos esperar que se puedan responder acerca de las inversiones y sus mecanismos. También hay que considerar la necesidad de revisar la veracidad y resolución que se puede obtener de los registros de rocas ya que son un registro detallado de los cambios en el campo magnético. La mejor estimación que tenemos es que las inversiones se llevan a cabo en unos miles de años, lo cual es un tiempo extremadamente pequeño en la escala geológica. Es entonces difícil encontrar una secuencia de rocas que haya registrado una transición de polaridad magnética y más difícil aún es encontrar rocas con una distribución global que hayan registrado la misma transición con una razonablemente buena resolución para establecer la simultaneidad. Además, conocer la estructura del campo durante la transición implica tener registros bien distribuidos alrededor de la Tierra y que sean simultáneos en distintos momentos de la transición. Por la propia naturaleza del paleomagnetismo no podemos esperar que eso suceda y si de forma afortunada llegara a pasar, la resolución de los fechamientos no es tan buena como para poder decir cuáles de esas observaciones fueron o no simultáneas, hay que reconocer que actualmente el paleomagnetismo no es, y probablemente nunca lo sea, la herramienta que nos lleve a observar la morfología del campo y sus transiciones directamente, por lo que es necesario recurrir a modelos teóricos que hacen descripciones hipotéticas y compararlas con los datos paleomagnéticos.

El paleomagnetismo ha demostrado que en promedio sobre grandes intervalos de tiempo, el campo magnético terrestre es cercano a un dipolo geocéntrico alineado a lo largo del eje de giro. Hay dos caracterizaciones comunes del campo, una es el momento geomagnético virtual VDM y el polo geomagnético virtual VGP. Dada una dirección del campo en algún punto, y suponiendo una configuración dipolar es fácil determinar donde pudo haberse encontrado el polo norte al momento de ese registro, este es el punto VGP de una observación y es

útil para comparar direcciones observadas para diferentes posiciones sobre el globo. Similarmente, y suponiendo otra vez un dipolo geocéntrico axial, la intensidad del campo observado varía de forma simple respecto a la latitud y está relacionado con la inclinación magnética. Así que si se conoce la inclinación, uno puede utilizar la intensidad del campo registrada en una roca para calcular el momento dipolar virtual al momento del registro y comparar estos VDM con diferentes ubicaciones. Es conocido que partir de los VGP y VDM no es posible identificar las componentes no dipolares del campo. No obstante esto (ya que sabemos que representan una parte pequeña de la estructura), los VGP y VDM han llegado a ser los parámetros estándar para comparar y categorizar las observaciones transicionales y cualquier estudio de las transiciones se ve limitado por esta dificultad.

1.2 El punto de vista paleomagnético.

Es apropiado comenzar con una revisión de la definición común de una transición de polaridad: esta es, una inversión ocurre cuando el dipolo geocéntrico cambia de signo, pero esta definición no puede ser utilizada directamente a los datos paleomagnéticos. Para ver por qué no es posible consideremos la posibilidad de que el campo transicional es ocasionalmente dominado por las componentes no dipolares, esto implica que el campo dipolar tendrá relativamente una pequeña intensidad con respecto a dichos términos no dipolares. En tal caso podría ser posible que el campo dipolar cambiase de signo muchas veces quizá sin que sea detectable en los registros paleomagnéticos. El problema surge debido a que no se puede obtener una descripción válida del campo mediante los armónicos esféricos para el momento de la transición. Por supuesto que es muy dudoso que se pueda obtener la descripción en algún instante en particular de la transición y mucho más de la transición completa. Por ejemplo, para determinar con unicidad en algún momento durante la transición (digamos hasta el grado 4 de los armónicos esféricos) se requieren de un mínimo de 24 medidas completamente simultáneas y distribuidas alrededor de la superficie de la Tierra.

Por limitaciones como esas conviene definir a una inversión como: “un cambio de 180° en el campo dipolar globalmente observado y promediado por unos cuantos miles de años”, en otras palabras, se requiere que el campo muestre un claro comportamiento axial y dipolar antes y después de la transición; entonces se define a la inversión por sus puntos inicial y final. En los capítulos posteriores utilizaremos esta definición de inversión geomagnética.

Debido a la dificultad de encontrar muestras que registren el comportamiento transicional del campo, y la relación de mucha precisión que deben tener los registros, es práctica común que con datos transicionales de una ubicación general se infiera el carácter del campo a partir de los VGP. Los datos paleomagnéticos de lavas son ejemplos de datos obtenidos con alta calidad y resolución (Figura 1.1).

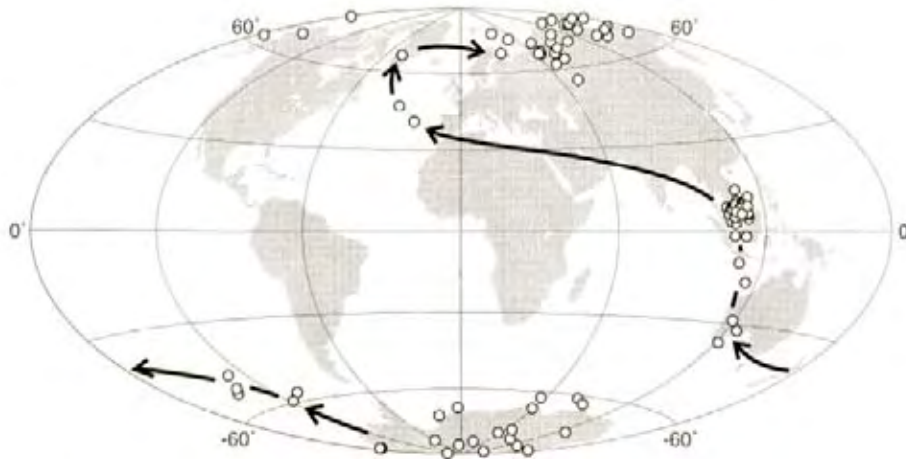


Figura 1.1. Ejemplo de una inversión magnética registrada en flujos de lava de alta resolución (Prevót y Camps, 1999).

Esta escases relativa de datos transicionales y la dificultad de correlacionarlos entre los distintos sitios impone algunas limitaciones a las preguntas que pueden realizarse y especular razonablemente sobre sus posibles respuestas, en particular las que se refieren a la descripción de la morfología del campo ya que se requiere hacer suposiciones y establecer modelos que expliquen los aspectos teóricos y los observados sin tener acceso al interior de la Tierra. El

paleomagnetismo aporta entonces un amplio espectro de datos fenomenológicos para los modelos del campo magnético y de sus inversiones.

1.3 Introducción al caso de estudio y justificación.

Se conoce como excursión geomagnética a cada una de las variaciones que el campo magnético de la Tierra ha experimentado al dejar su configuración axial dipolar durante periodos relativamente cortos, alrededor de 3×10^3 años, (Gubbins, 1999). Para el entendimiento de los procesos físicos del interior de la Tierra son de particular interés los intervalos ligeramente mayores (5×10^3 a 7×10^3) durante los cuales el campo geomagnético cambia constantemente de polaridad siguiendo trayectorias completamente diferentes en cada ocasión (Prevot y Camps, 1993). Anteriormente Alain Cox (Cox, 1968) predijo que era posible encontrar múltiples inversiones y excursiones aún sin descubrir dentro del cron de Bruhnes. En la más reciente escala internacional de polaridades geomagnéticas, GITS (propuesta por Singer et al., 2002 para describir la geocronología de las excursiones, ver también Petronille et al., 2005) se muestran evidencias de al menos 14 excursiones geomagnéticas en Bruhnes. Sin embargo solo cinco eventos están documentados por estudios geomagnéticos y geocronológicos de alta resolución (Laschamps, Blake, Jamaica, Calabrian Ridge y Big Lost) realizados en rocas volcánicas. Un cambio de polaridad se lleva a cabo muy rápidamente en tiempos geológicos así que es difícil encontrar rocas que hayan preservado un registro completo y preciso registro. Las determinaciones de paleointensidad absoluta pueden obtenerse exclusivamente de rocas volcánicas aunque en la mayoría de casos tienen un bajo control estratigráfico. Por el contrario, los sedimentos tienen un muy buen control cronológico pero ocasionalmente pueden estar alterados por algunas perturbaciones químicas. Actualmente es ampliamente aceptado por la comunidad de paleomagnetistas que idealmente, la existencia de eventos geomagnéticos puede ser confirmada o complementada por información proveniente de los flujos de lava (Knudsen et al., 2003).

Dentro del cron de Bruhnes aparecen muchos eventos geomagnéticos y se han fechado por métodos radiométricos, mientras que otros periodos son aún pobremente estudiados. Esto es bastante evidente en el cron de Gilbert al cual se le considera todavía como *Terra incognita*. En este trabajo se presenta un detallado estudio paleomagnético, de paleointensidades y magnetismo de rocas de una sucesión de flujos de lava fechados por Ar-Ar provenientes del sur de Georgia. En un estudio anterior (Camps et al. 1996) reveló que algunos flujos de lava consecutivos registraron una dirección de polaridad intermedia en la base de una sección y que se hallaba seguida de una delgada zona de polaridad inversa. Este estudio intenta completar el registro paleomagnético a partir de un muestreo en secuencias paralelas que pueden correlacionarse sin ambigüedad al perfil original y además de realizar los experimentos de paleointensidad que son fundamentales para determinar la morfología del campo magnético durante las excursiones e inversiones.

Capítulo 2. Principios y Fundamentos de Paleomagnetismo.

2.1 Elementos del campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre puede suponerse, a primera aproximación, como el campo producido por un enorme dipolo magnético situado en el núcleo de la Tierra, aunque no exactamente en su centro.

En cada punto de la superficie terrestre el campo magnético puede definirse indicando la intensidad y su dirección expresada en términos de declinación e inclinación magnética.

- Declinación (D): Es el ángulo que forma el norte magnético con el Norte geográfico; varía de $0^{\circ} \leq D \leq 360^{\circ}$ grados.
- Inclinación (I): Es el ángulo que forma el vector del campo con el plano horizontal en el lugar varía de $-90^{\circ} \leq I \leq 90^{\circ}$ con respecto a la superficie terrestre.
- Intensidad (J): magnitud del vector que se mide en Teslas (SI) o en Gauss, G, (cgs) (Figura 2.1).

También pueden representarse en un sistema cartesiano y obtenerse en éste mismo utilizando sus relaciones angulares.

1. x: componente alineada con el norte geográfico, $x = F \cos D \cos I$;
2. y: componente hacia el este, $y = F \sin D \cos I$;
3. z: componente vertical, $z = F \sin I$.

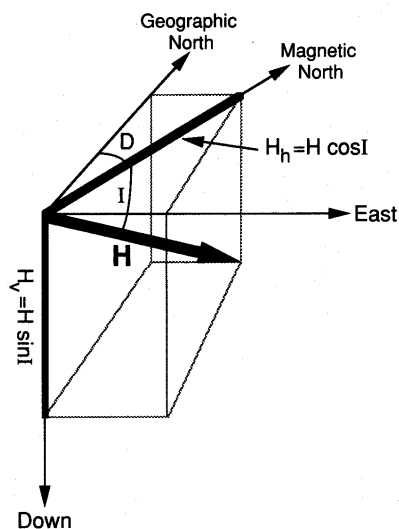


Figura 2.1. Descripción de los elementos del campo magnético. D es la declinación, I la inclinación y H la intensidad del campo geomagnético.

Actualmente se conoce la morfología del campo magnético terrestre (CMT) mediante los observatorios terrestres, los marinos, y los satélites. Este conocimiento ha permitido elaborar cartas magnéticas de declinación, inclinación e intensidad. Las cartas de igual declinación se llaman isógonas; las de igual inclinación, isóclinas y las de igual intensidad de campo, isodinámicas (Figura 2.2).

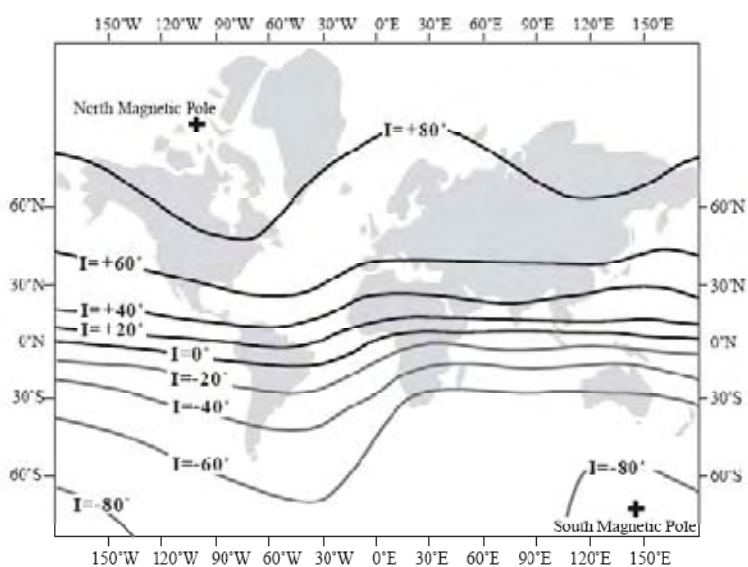


Figura 2.2. Carta de líneas isóclinas del campo magnético de la Tierra, los contornos representan líneas de campo de igual inclinación.

2.2 Hipótesis de Paleomagnetismo

El Paleomagnetismo es el estudio del campo magnético terrestre en el curso de tiempos geológicos. Se basa en la capacidad de ciertos minerales de adquirir una magnetización en la dirección del CMT en el momento de su formación. Los métodos consisten en extraer la información conservada por esas rocas. Las interpretaciones se basan en tres hipótesis principales:

1. La magnetización de las rocas es paralela al CMT que existió en el momento de su formación (Hipótesis de fijación).
2. La magnetización primaria se conserva total o parcialmente al paso de tiempos geológicos siendo posible distinguir magnetizaciones secundarias.
3. El CMT se comporta aproximadamente como un dipolo axial central (hipótesis de dipolo axial central) excepto durante los períodos de inversión o excursión (Figura 2.3).

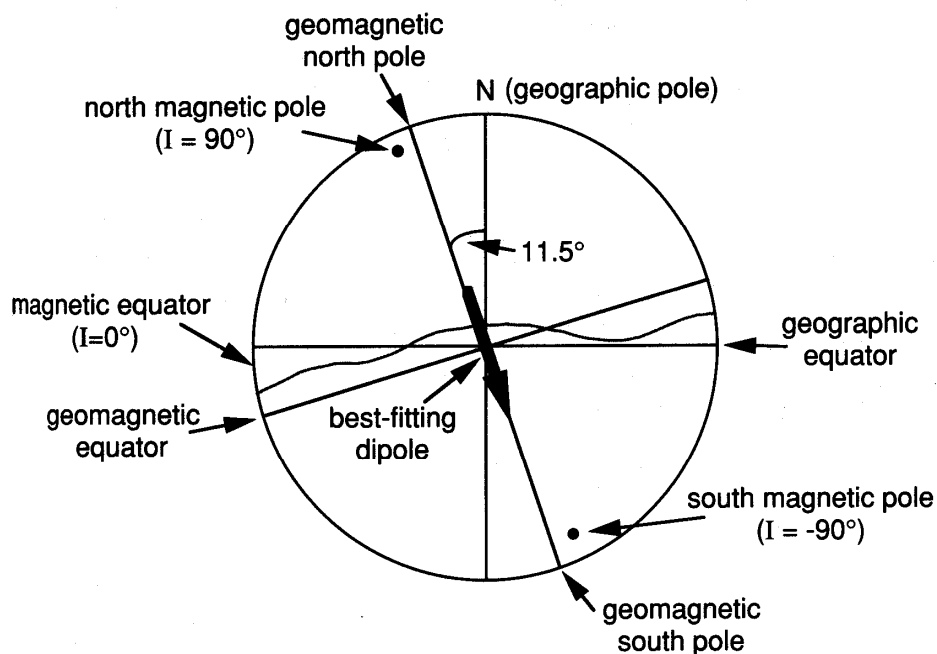


Figura 2.3. Modelo del dipolo geomagnético axial central.

Se ha observado que el CMT presenta inversiones frecuentemente en el transcurso de tiempos geológicos. Este fenómeno natural es aún tema de debate entre los paleomagnetistas y algunos físicos, quienes sugieren interpretar esta magnetización inversa de las rocas como la consecuencia de un fenómeno de auto inversión sin embargo la compilación paleomagnética terrestre nos muestra que:

1. Todas las rocas (volcánicas o sedimentarias) de la misma edad, sin importar en que parte de la Tierra presentan la misma dirección de magnetización.
2. Los paleosuelos, sedimentos recalentados, o intrusiones poseen la misma dirección de magnetización. Se presentan raras excepciones y es el resultado del fenómeno de auto inversión.
3. El comportamiento de la magnetización remanente natural en los periodos intermedios no puede explicarse por los fenómenos de auto inversión.

2.3 Origen del campo magnético de la Tierra (Modelo del Dínamo)

Han existido muchos modelos y especulaciones sobre el origen de los campos magnéticos planetarios y de algunas estrellas y los más realistas tienen en común alguna forma de inducción electromagnética, corrientes eléctricas que fluyen en un cuerpo conductor en movimiento. El estudio de este proceso, en el cual las corrientes generadas refuerzan el campo magnético, el cual proporciona la fuerza electromotriz necesaria, se conoce como el problema del Dínamo, y la solución de este problema involucra la resolución numérica de un sistema altamente complicado de ecuaciones diferenciales parciales acopladas, electromagnéticas, hidromagnéticas y termodinámicas, por lo que se hace una idealización acerca de la geometría y el campo de velocidades del fluido.

En la actualidad existen dos modelos de dínamo tridimensionales publicados y con aceptación [Glatzmaier & Roberts, 1995; Kuang & Bloxman, 1997]; ambos obtienen un campo muy similar en la superficie de la Tierra pero presentan diferencias sustanciales en el campo que se genera en el núcleo, por tal

motivo han sido minuciosamente revisados y criticados ya que suponen hiperviscosidad en el núcleo exterior o su equivalente hiperdifusividad magnética y que en escalas de tiempo grandes terminan siendo amortiguadas. Este es el caso del resto de los modelos de dínamo actuales que, aunque de distinta forma, parten de suposiciones poco realistas sobre la estructura de la Tierra, sin embargo estos modelos han permitido ir refinando dichas suposiciones y hacer algunas conclusiones más realistas para la posible solución del Dínamo terrestre.

Se puede decir que el punto de partida de los modelos de Dínamo es la ecuación de inducción.

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{U} \times \mathbf{B}) + \nu_m \nabla^2 \mathbf{B}$$

Ecuación de Inducción magnética

Esta ecuación describe como el campo magnético \mathbf{B} cambia en el tiempo debido a los procesos de difusión y advección. El segundo término del lado derecho de la ecuación describe el proceso de difusión en donde:

$$\nu_m = \frac{1}{\mu_0 \sigma}$$

es la difusividad magnética, el primer término del lado derecho describe el proceso de advección en el que \mathbf{U} describe al campo de velocidades del fluido, en el caso de la Tierra, el núcleo exterior. Hay que notar que el caso límite de que $\partial \mathbf{B} / \partial t = 0$ ambos términos (difusión y advección) deberán de ser balanceados. Entonces es de esperarse que el decaimiento del campo y el reforzamiento se encuentren aproximadamente balanceados durante gran parte del tiempo en el cual el geodínamo está operando. Este balance debe ser sustancialmente alterado durante el tiempo en que se presentan los cambios más significativos como las inversiones o excursiones geomagnéticas.

El teorema de Alfvén establece que en el caso límite donde la difusión puede ser ignorada, puede considerarse que el campo magnético se encuentra “congelado” en el fluido, lo que conocemos como la aproximación del campo congelado. Con esta aproximación un torcimiento rotacional del fluido podrá arrastrar las líneas de campo poliodal hacia una configuración toroidal (Figura 2.4).

La energía requerida para este proceso proviene de la energía cinética del fluido, es decir del campo de velocidades. Dicho proceso es inadecuado ya que no es capaz de producir un Dínamo auto sustentable debido a que el campo toroidal no se observa en la superficie de la Tierra y el campo poloidal no presenta cambios.

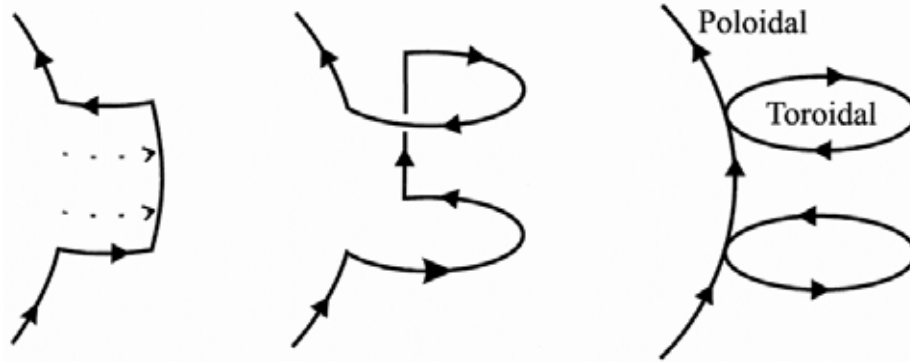


Figura 2.4. Ilustración de la aproximación de campo congelado en donde un campo poloidal es torcido hacia uno toroidal

Para obtener una acción de dinamo adecuada se invoca a las propiedades del movimiento del fluido, usualmente los convectivos que tienen componentes radiales para convertir parte del campo magnético toroidal en campo magnético poloidal otra vez. Es el modelo de Olson (1983) el primero en señalar que es posible construir un modelo de dínamo en el cual los campos magnéticos toroidal y poloidal no se inviertan al mismo tiempo. Olson demostró que la inversión del campo magnético toroidal puede ocurrir antes o después de la inversión del campo poloidal dependiendo de los detalles del movimiento convectivo del fluido, y se ha observado que en Sol se presentan este tipo de inversiones.

Es posible obtener información acerca del tiempo de una inversión a partir de la teoría del modelo de Dínamo; el teorema de Cowling establece que un campo magnético axisimétrico no puede mantenerse y en consecuencia decaerá en el tiempo. Se han hecho algunos intentos para refutar este teorema pero ahora se sabe que es válido para condiciones muy generales que incluyen flujos no estacionarios de fluidos incompresibles.; como consecuencia aparece la posibilidad del decaimiento libre ($\mathbf{U} = \mathbf{0}$ en la ecuación 1). Tal posibilidad sucede si el campo magnético ocasionalmente evoluciona a un estado de simetría radial en

el cual el teorema de Cowling es aplicable o si allí simplemente existe un hueco en donde no hay convección; si se desea calcular el tiempo de decaimiento libre es necesario suponer que el manto terrestre es un aislante (en realidad es semiconductor) y suponer un valor de la conductividad eléctrica del núcleo (aunque esta es bien conocida por los sismólogos), con una conductividad muy baja será difícil de que se tenga la energía suficiente para mantener el Dínamo, por lo que es de esperarse que sea un valor muy alto, lo que es compatible con las observaciones sismológicas y con la suposición de que el núcleo se forma principalmente de hierro y níquel.

Ya con esto en mente las estimaciones para el decaimiento libre del campo dipolar se encuentran dentro del intervalo de los 15 a los 30 ka; así mismo, en el modelo de decaimiento libre la intensidad decrecerá en el mismo intervalo y subsecuentemente se incrementará por un proceso en un intervalo de tiempo que no es posible calcular sin un modelo específico del dínamo que contemple a las inversiones. McFadden y Merrill 1999, hacen una comparación en los tiempos de decaimiento libre y la duración de la inversión y encuentran que el segundo es significativamente menor y sugieren, con el apoyo de datos paleomagnéticos, que es un proceso dinámico todo el tiempo, esto representa un primer avance en el conocimiento del mecanismo de inversión, ya se tiene una estimación del tiempo requerido.

Aunque aparece ahora una nueva pregunta: ¿qué tan rápido puede invertirse el campo magnético por un proceso dinámico? Usualmente se supone que el campo magnético puede cambiar tan rápido como se lleva a cabo el proceso de advección y se ha estimado (Gubbins y Roberts, 1987) que para el núcleo es del orden de 10^{-4} ms^{-1} . Lo siguiente es entonces utilizar este valor para hacer una estimación del tiempo mínimo para una inversión y se ha encontrado que es del orden de 10^2 a si la advección se lleva a cabo en una escala de 100km. Ya en los modelos específicos de dínamo que presentan inversiones apoyan la sugerencia de que la advección juega el papel dominante en el tiempo que dura la inversión y que se llevará a cabo dentro de un intervalo de algunos cientos a miles de años, por ejemplo el modelo de Glatzmaier y Roberts; 1995. Algunas de las

objecciones que se le hacen a estos tiempos son las siguientes: la velocidad del núcleo puede cambiar sustancialmente durante una inversión, o el proceso dinámico puede ser completamente diferente e involucrar fenómenos como las ondas planetarias, también se puede considerar que las ondas MHD pueden modificar al campo magnético del núcleo en tiempos extremadamente rápidos, por lo que hasta ahora no se ha podido hacer una estimación teórica rigurosa del tiempo de una inversión, sin importar el modelo de que se trate.

2.4 Mediciones directas del campo magnético

Para esta parte se considera únicamente a las fuentes internas del campo magnético terrestre, así que en la superficie de la Tierra el campo magnético será un campo potencial, es decir, el vector del campo \mathbf{B} puede obtenerse del gradiente de un campo potencial así que para encontrar dicho campo se construye a partir de los armónicos esféricos de Gauss. Este tipo de representaciones resultan un tanto ambiguas, incluso, si en el hipotético caso de que el campo fuese conocido sobre toda la superficie de la Tierra, no sería posible determinar con unicidad a las fuentes que lo generan ya que existen una infinidad de combinaciones que proporcionarían la misma respuesta. Lo interesante de los armónicos esféricos es que explotan esta ambigüedad y se modela al campo magnético terrestre interno suponiendo que sus fuentes se encuentran exactamente en el centro. Estas fuentes son conocidas como el dipolo (armónico de grado 1), cuadrupolo (armónico de grado 2), octupolo (armónico de grado 3) etcétera. Por ejemplo la suposición de que el campo magnético en la superficie de la Tierra sea creado por un enorme imán en la corteza debajo del polo, puede modelarse por armónicos esféricos con un número infinito de fuentes magnéticas en el centro de la Tierra. A pesar de que esta es la más sencilla de las simplificaciones es muy útil ya que nos ofrece una descripción matemáticamente muy manejable, es decir un conjunto de ecuaciones completo y ortogonal (ver Figura 2.5). Las fuentes internas del campo magnético presentan una dependencia radial del campo que varía con la distancia del centro r de la forma: $r^{-(n+1)}$ donde n es el grado del armónico, lo que nos muestra que los

armónicos de órdenes elevados son rápidamente atenuados hacia el exterior de la Tierra (r decrece) y solo el campo dipolar prevalece (grado 1) por lo que es comúnmente dividido en una componente principal dipolar y componentes secundarias no dipolares. En la actualidad el campo tiene aproximadamente una configuración 80% dipolar y 20% no dipolar.

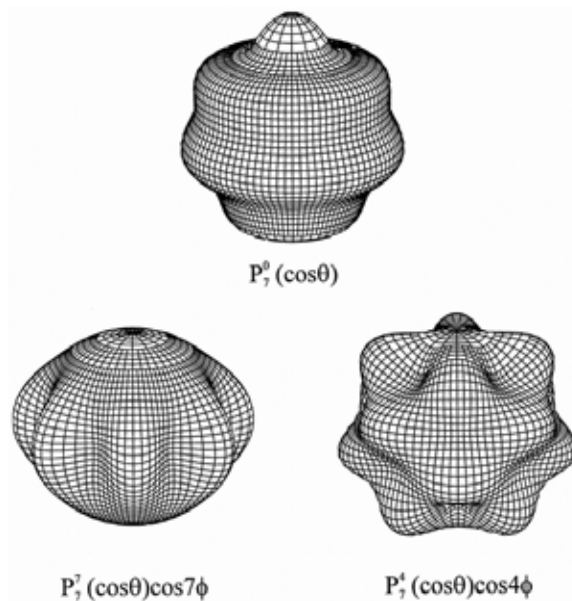


Figura 2.5. Armónicos esféricos de grado 7 y orden cero, 7 y 4 para el campo magnético potencial, Merrill et al. 1996.

El trabajo de los paleomagnetistas aporta en este sentido datos muy útiles sobre la configuración actual y en el pasado del campo magnético terrestre, por ejemplo para determinar en qué momentos de la escala geológica puede considerarse que el campo no dipolar era la componente principal y como se distribuyen o se han distribuido sobre la superficie; en particular la escala de polaridades magnéticas de la que se hablará con más detalle en capítulos posteriores.

2.5 Magnetismo de rocas y parámetros magnéticos (aproximación macroscópica)

El campo magnético (**H**) se define como el campo que aparece al hacer circular a en una bobina de longitud infinita una corriente de un Ampere, en un circulo de un metro de radio, se expresa en A/m.

La inducción magnética (**B**) es un vector que caracteriza la densidad de flujo magnético de un cuerpo. La relación entre la magnetización (**J**), el campo y la inducción magnética es la siguiente: $\mathbf{B}=\mu_0(\mathbf{H}+\mathbf{J})$ donde μ_0 es la permeabilidad magnética del aire, la magnitud de B es expresada en Teslas (T).

La intensidad de magnetización (**J**) es un vector igual al momento magnético total de un cuerpo por unidad de volumen v: $\mathbf{J}=\mathbf{M}/v$, se expresa en A/m. Se puede expresar por unidad de masa si hay una magnetización específica. ($A\cdot m^2/kg$)

La susceptibilidad magnética χ puede ser considerada como la habilidad magnética de una sustancia en presencia de un campo magnético. Se define con la siguiente relación $\mathbf{J}=\chi\mathbf{H}$. Esta constante es negativa para ciertos materiales conocidos como diamagnéticos como el cuarzo y la calcita, y es positiva para materiales ferromagnéticos y paramagnéticos.

2.6 Estados magnéticos

El magnetismo en la materia es el resultado de las contribuciones de los momentos magnéticos elementales creados por el movimiento de los electrones en los átomos (el momento magnético de espín) y el desplazamiento orbital (el momento magnético orbital). Para un mineral, el momento magnético depende de la naturaleza de los átomos y su arreglo en la red cristalina. Antes del aplicación de un campo magnético la materia que no posea momento magnético atómico es diamagnética, si posee algún momento neto, puede ser paramagnético, ferromagnético, ferrimagnético y antiferromagnético, ver la siguiente tabla:

Tipo de magnetismo	Existencia de un momento magnético atómico	Naturaleza de la interacción entre momentos atómicos	Esquema de la distribución del momento (H=0)
Diamagnético	No	-----	-----
Paramagnético	Si	Muy débil	Aleatoria
Ferromagnético	Si	Fuerte, orientación paralela	↑↑↑↑↑↑
Antiferromagnético	Si	Fuerte orientación antiparalela	↑↓↑↓↑↓
Ferrimagnético	Si	Fuerte orientación antiparalela, momentos diferentes	↑↑↓↑↑↓

Tabla 2.1. Descripción de los estados magnéticos

2.7 Minerales magnéticos (Óxidos de hierro y titanio)

Los minerales portadores de magnetización remanente son ferrimagnéticos, estos son principalmente óxidos de hierro y de titanio, se representan en el diagrama ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂, (Figura 2.6) y se agrupan en tres familias principales.

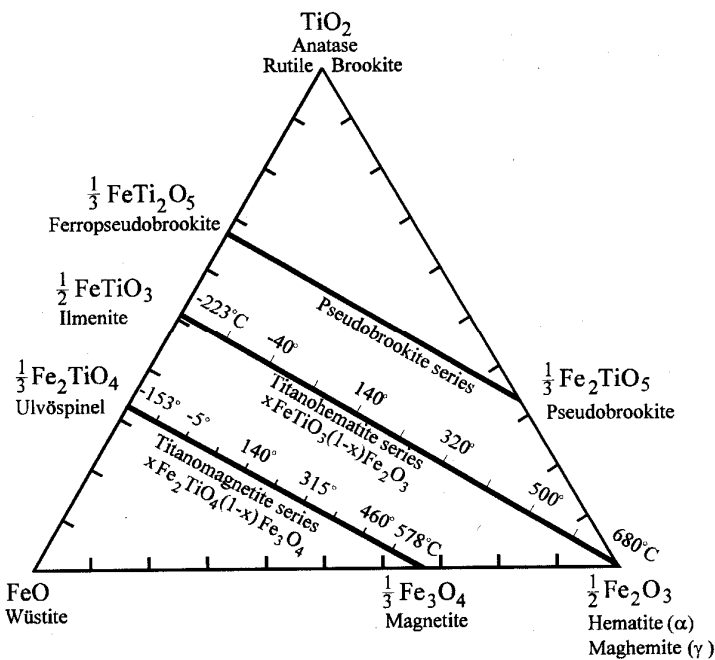


Figura 2.6. Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio

1.- La solución sólida (S.S.) magnetita- ulvoespinela ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4$): son titanio - magnetitas con estructura de espinela invertida muy común en rocas de origen volcánico. El punto de Curie T_c es la temperatura en la cual la magnetización remanente desaparece. De hecho, para temperaturas superiores o iguales a T_c , el mineral ferrimagnético se transforma en paramagnético. La T_c de las titanio – magnetitas, disminuye linealmente según la composición química, a partir de $\sim 575^\circ\text{C}$ para la magnetita hasta 153°C para ulvoespinela, ésta última es antiferromagnética a temperatura ambiente (O' Reilly, 1984:9).

2.- La serie de titanio maghemitas ($\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_5\text{-Fe}_2\text{O}_3$); corresponde a las titanio-magnetitas oxidadas a bajas temperaturas y pobres en hierro. Su estructura molecular es similar a la magnetita, con la diferencia de que tiene sitios vacantes. Durante el calentamiento, ese transforma en titanio-hematita, pasando de una estructura cristalina cúbica ferrimagnética a una estructura cristalina romboédrica antiferromagnética. Esta transformación irreversible ocurre principalmente entre los 300° y 400°C , temperaturas inferiores a su T_c .

3.- La solución sólida hematita–ilmenita ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$); tienen estructura cristalina romboédrica y sus propiedades son variables según la composición. Para ciertas composiciones se presenta un acoplamiento negativo entre los iones de Fe^{3+} , por lo que esta serie tiene propiedades antiferromagnéticas. Sin embargo, las magnetizaciones de dos sitios no son exactamente antiparalelas, lo que resulta en un ferromagnetismo residual débil. Gracias al ferromagnetismo débil, la hematita puede portar magnetización remanente. La T_c de la hematita varía entre los 675° y 685°C ; la ilmenita tiene una T_c del orden de $\sim 200^\circ\text{C}$ y es paramagnética a temperatura ambiente (Stacey y Banerjee, 1974).

2.8 Tipos de magnetización remanente

Magnetismo termo remanente (TRM): en arcillas y rocas que contengan un pequeño porcentaje de óxido de hierro, los granos de éste tienen una distribución isotrópica de la magnetización. Al someter estos materiales a altas temperaturas, las partículas se agitan permitiendo que éstas se orienten con respecto al norte magnético en el proceso de enfriamiento lento. "La temperatura a la que el dominio puede revertir su dirección, conocida como temperatura de bloqueo, depende del tamaño del grano, su forma y su composición mineral" (Dunlop y Özdemir, 1996).

Magnetismo remanente viscoso (VRM): los materiales adquieren la magnetización gradualmente, durante un largo periodo de tiempo, cuando están expuestos a campos magnéticos externos.

Magnetismo remanente isothermal (IRM): Adquirido en un tiempo corto, generalmente a temperatura ambiente, en presencia de un campo magnético externo intenso.

Magnetismo remanente anhisterético (ARM): si hay un campo magnético al momento en que una muestra está siendo desmagnetizada por campos alternos, ciertas partículas podrían ser magnetizadas en una dirección preferencial dada.

Magnetización remanente detrítica (DRM): Si los sedimentos se depositan en aguas tranquilas adquieren magnetización, se alinean con respecto al campo magnético terrestre.

Magnetización remanente post deposicional (PDRM): esta magnetización es adquirida después de la deposición, cuando el sedimento se encuentra en forma de *slurry* (una pasta aguada) antes de la consolidación. También se modifica su DRM original durante el proceso de secado.

Remanencia química (CRM): esta magnetización también es posterior a la deposición, se origina por la formación de un nuevo mineral con otras características magnéticas.

Magnetización piezoremanente: magnetización adquirida por esfuerzo o impacto (SRM).

2.9 Dominios magnéticos

En la naturaleza los materiales ferromagnéticos se presentan en pequeñas cantidades (granos) dentro de una roca formada mayoritariamente de materiales dia y paramagnéticos. Por tanto, en el análisis de las rocas es necesario tener en cuenta las propiedades magnéticas de estos pequeños granos y las de la roca encajonante. Para distinguirlas se representarán con minúsculas las propiedades de los granos individuales y con mayúsculas las del conjunto de la muestra. El análisis de estas propiedades requiere la introducción de los conceptos de dominio y multidominio (MD).

Entendemos por dominio cada una de las zonas de un grano de material en la que existe una dirección de magnetización predominante. A medida que el tamaño del grano disminuye, el número de dominios disminuye. Como veremos más adelante, este umbral viene marcado por un balance de energías y depende de la magnetización de saturación y de la forma del grano. Este diámetro es para la hematita del orden de $15 \mu\text{m}$.

Supongamos un dominio sencillo (SD) formado por una partícula esférica de material con magnetización uniforme, lo que equivale a considerar que la magnetización resultante, \mathbf{j} , es igual a la saturación \mathbf{j}_s . Los momentos magnéticos pueden ser vistos como pares de *cargas* magnéticas cuya distribución hace que una semiesfera tenga carga magnética negativa y la otra positiva (lo que explica el nombre de "polarización magnética" en el SI). Dado que las cargas tienden a repelerse, existe una energía almacenada llamada "magnetostática" que como se verá más adelante, si la magnetización es uniforme, es proporcional a \mathbf{j}_s^2 . Bajo este supuesto, $\mathbf{j} = \mathbf{j}_s'$ los materiales con elevada magnetización de saturación tienen una gran energía magnetostática.

La formación de varios dominios dentro de un mismo grano hace disminuir la energía magnetostática ya que el porcentaje de superficie cubierta por cargas

magnéticas es más pequeño y las cargas de signo opuesto están más cerca. Aunque dentro de cada dominio la magnetización siga siendo j_s' el grano adquiere en su conjunto una magnetización j (j_s').

Los diferentes dominios están separados por regiones conocidas como "paredes de Bloch" (Figura 2.7) en las que los espines cambian gradualmente su dirección de la que es predominante en un dominio a la que es característica del adyacente. La pared tiene una energía finita y una anchura también finita. En concreto para la magnetita esta anchura es del orden de $0.1\mu\text{m}$.

El hecho de que la pared tenga una energía finita se explica por la existencia un diámetro umbral, d_0 . Al disminuir el tamaño del grano la energía necesaria que constituye a la pared llega a ser mayor que la disminución en la energía magnetostática asociada a la división de un dominio en dos. El valor de d_0 depende de la magnetización de saturación y de la forma del grano. Cuanto menor es j_s ($2 \times 10^{-3}\text{G}$, $1\text{G} = 10^3\text{ A/m}$), sucede lo contrario y sólo los granos muy pequeños son SD.

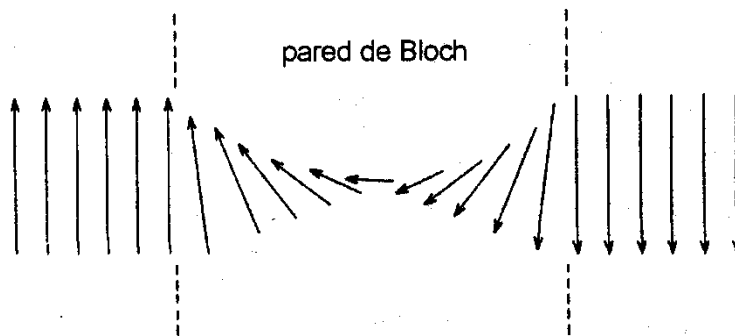


Figura 2.7. Diagrama de la pared de Bloch.

La forma también condiciona a d_0 . Por ejemplo para un grano de magnetita de forma cúbica el diámetro para que sea SD debe ser menor que $0.1\mu\text{m}$ pero si la forma del grano es alargada, el grano puede tener hasta $1\mu\text{m}$ de longitud. Los granos SD son muy eficaces para transformar magnetización remanente y en general tiene campos coercitivos más elevados que los multidominio MD.

El paso de la organización del material ferromagnéticos en SD de gran tamaño a granos MD pequeños es continuo y da lugar a una distribución especial llamada de pseudo dominio sencillo (PSD) que se caracteriza porque el número de dominios es pequeño y éstos pueden tener momentos magnéticos importantes.

2.10 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética χ es la propiedad que mide la facilidad con que una roca adquiere una magnetización temporal sólo en presencia de un campo magnético (**H**). Si χ es positiva el material adquirirá una magnetización de igual sentido al campo **H** y se dice que el material es paramagnético o ferromagnético. Por el contrario si la χ es negativa la magnetización inducida será de sentido opuesto al del campo **H** aplicado y se define como un material diamagnético. Cada mineral magnético en las rocas consta de uno o más dominios magnéticos siendo estos directamente proporcionales al tamaño de grano, es decir, a mayor tamaño de grano mayor número de dominios, multidominios y una alta susceptibilidad χ , por otro lado, los granos pequeños muestran un dominio simple y una baja χ .

2.11 Ciclo de histéresis

En los materiales *ferromagnéticos*, las características de su magnetización se definen por su ciclo de histéresis. Este consiste en una respuesta de la magnetización a un campo que es aplicado en incrementos sucesivos hasta alcanzar la magnetización de saturación (M_s). Al disminuir el campo aplicado la magnetización disminuye por una curva diferente a la que originó la saturación. Además en campo cero, el material conserva una cierta magnetización (M_r), que se destruirá al cambiar de sentido el campo magnético en el valor $-H_c$ que define la fuerza coercitiva. Si se continúa disminuyendo se llegará a una nueva saturación, para un campo $-H_s$; si de nuevo se aumenta el campo, cambiará el sentido y se completará el ciclo de histéresis (Figura 2.8).

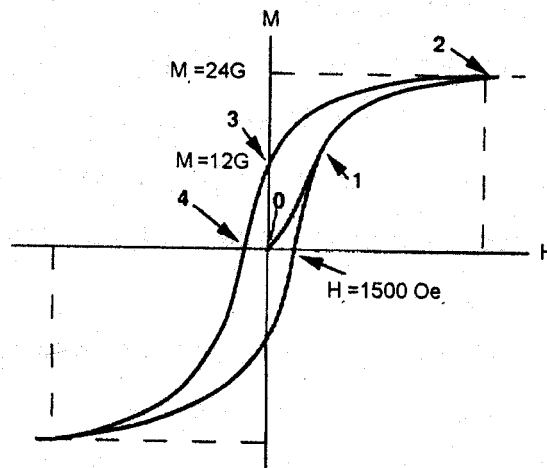


Figura 2.8. Ciclo de Histéresis

2.12 Unidades en Paleomagnetismo

Cuando comenzó a desarrollarse el paleomagnetismo (años 50 – 60) el sistema de unidades predominante era el cgs. Su empleo se convirtió en costumbre y ésta se ha mantenido hasta la actualidad dando lugar, en ocasiones, a una notable confusión ya que muchos textos, instrumentos de medida e incluso publicaciones, vienen expresadas en este sistema sin que a veces se advirtiera de ello al lector. La dificultad aumenta porque la terminología también es diferente. Así, muchos textos de Paleomagnetismo llaman magnetización \mathbf{J} a lo que en el Sistema Internacional se conoce con el nombre de Polarización Magnética $\mathbf{J} = \mu_0 \mathbf{M}$. La confusión se origina porque en el sistema cgs μ_0 vale la unidad con lo que \mathbf{J} y \mathbf{M} tienen las mismas unidades. Sin embargo, conviene recordar que en el SI la magnetización es momento magnético por unidad de volumen y tiene como unidades A/m y ecuaciones de dimensión IL^{-1} , mientras que la polarización magnética se expresa en Teslas. La confusión aumenta porque en Paleomagnetismo la equivalencia entre el cgs y el SI se realiza en ocasiones llamando magnetización a la polarización magnética y momento dipolar magnético por unidad de Volumen a la magnetización. La equivalencia en este caso es $1 \text{ Gauss} = 10^3 \text{ A/m}$. En este texto seguiremos la notación paleomagnética y

llamaremos magnetización y representaremos con **J** a lo que en el SI es realmente Polarización Magnética. Las unidades de magnetización en el cgs serán Gauss (G) y para convertirlas en la magnetización del SI y expresarlas en A/m se multiplicarán por 10^{-3} (en cambio para convertirlas en unidades de polarización magnética (Teslas) habrá que multiplicar el número de Gauss por $4\pi \cdot 10^{-4}$).

2.13 Los tratamientos magnéticos

La desmagnetización por campos magnéticos alternos consiste en destruir la magnetización (componentes secundarias) progresivamente por medio de la aplicación de campos alternos que van decreciendo en amplitud. Al aplicar un campo débil a la muestra de roca, los granos de menor coercitividad se alinean con respecto al campo aplicado, por otro lado, al reducirse el campo las posiciones de estas partículas se vuelven azarosas, quedando las remanencias de las partículas con coercitividades mayores a las del campo aplicado. Después de cada paso se mide la remanencia para poder obtener las direcciones primarias.

La desmagnetización térmica implica el calentamiento de la muestra hasta temperaturas de desmagnetización T_{demag} menores a T_c (del mineral ferromagnético), y dejarla enfriar a temperatura ambiente. El proceso permite la remoción de magnetizaciones secundarias y que los granos con temperatura de bloqueo menor o igual a la T_{demag} pierdan progresivamente la magnetización termo remanente en un campo igual a cero.

2.14 Representación de datos

Los diagramas de Zijderveld (1967) y los estereogramas son gráficos que permiten mostrar y obtener las componentes de magnetización.

El diagrama de Zijderveld (Figura 2.9) es una proyección ortogonal que ayuda a visualizar la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente durante la desmagnetización térmica o por campos alternos. La ventaja de este diagrama es que la intensidad de la magnetización es incorporada en él.

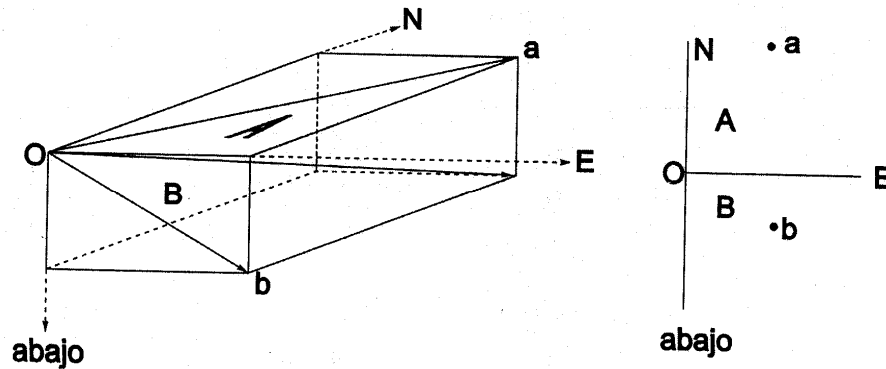


Figura 2.9. Diagrama de Zijderveld

La distancia al origen es proporcional a la intensidad, en el proceso de desmagnetización los cambios de declinación, inclinación e intensidad formarán trayectorias sobre los planos. La proyección en el plano horizontal se refiere a la declinación magnética y el plano vertical a la inclinación magnética.

2.15 Métodos estadísticos en paleomagnetismo

Debido a la naturaleza de los datos paleomagnéticos es necesario el empleo de técnicas estadísticas para su análisis. La estadística empleada para determinar las direcciones medias de los vectores de magnetización en el cálculo de los polos paleomagnéticos es de tipo bidimensional. La más utilizada es la de Fisher (1953), que se basa en suponer a los vectores de magnetización distribuidos en la superficie de una esfera. Existen otros métodos como los de Roberts y Ursell y la distribución normal bidimensional. En este trabajo solo se emplea la de Fisher de 1967.

La distribución de Fisher ve a las direcciones de los vectores de NRM de varios especímenes como puntos en la superficie de una esfera unitaria, con cada una de las direcciones con peso unitario.

La función de densidad Fisher $P_{dA}(\theta)$, es la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área dA , centrada a un ángulo θ de la media verdadera. El área angular se expresa en estereorradianes, donde el área total de una esfera unitaria son 4π estereorradianes. Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo a la función de densidad de probabilidad:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta)$$

donde θ es el ángulo a la dirección verdadera, (cero en este caso) y κ es el parámetro de precisión, esto es una medida de la concentración de la distribución alrededor del valor medio, este valor crece en tanto sea mayor la concentración.

Sea ξ el ángulo acimutal alrededor de la dirección media verdadera, la probabilidad de una dirección dentro de un área angular dA , puede expresarse como sigue:

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi$$

El término $\sin \theta$ aparece, ya que el área de una banda de ancho $d\theta$ varía sinusoidalmente; la normalización de la función de Fisher se expresa:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = \int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi = 1.0$$

La probabilidad $Pd\theta(\theta)$ de encontrar una dirección en una banda de ancho $d\theta$ entre θ y $\theta+d\theta$ está dada por:

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta) dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \sin \theta d\theta$$

y los ángulos de porcentaje, donde la dirección media se encuentra en ese margen, puede calcularse y algunos de los más comunes son los siguientes:

$$\theta_{50} = \frac{67.5^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{\kappa}}$$

La dirección media puede calcularse mediante las expresiones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum m_i}{\sum l_i}$$

$$I = \frac{\text{sen}^{-1} \sum n_i}{R}$$

$$R = \sqrt{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2}$$

Donde l_i , m_i , n_i , son los cosenos directores de la i -ésima dirección.

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión κ es:

$$\kappa = \left(\frac{N-1}{N-R} \right)$$

cuando es conocida la dirección verdadera, o

$$\kappa' = \frac{N}{N - R \cos \bar{\omega}}$$

donde ω es el ángulo entre la dirección verdadera y las medidas estimadas.

Para darse ya una dirección media, debe de ir acompañada del límite de confianza, que en este caso es el llamado $\alpha_{95} = \alpha_{(1-P)}$ y está dado por la expresión:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N-R}{N} \left\{ \left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\}$$

una buena aproximación es si $\kappa \geq 10$, $N \geq 10$.

2.16 Polos paleomagnéticos

A partir de la figura (Figura 2.10) sean (λ_s, ϕ_s) la latitud y longitud de un sitio dado y las del polo (λ_p, ϕ_p) , por lo tanto se forma un triángulo esférico con ápices (λ_s, ϕ_s) , (λ_p, ϕ_p) y el norte geográfico N. La colatitud (distancia angular desde el norte geográfico) del sitio es p_s , y la colatitud del polo magnético p_p .

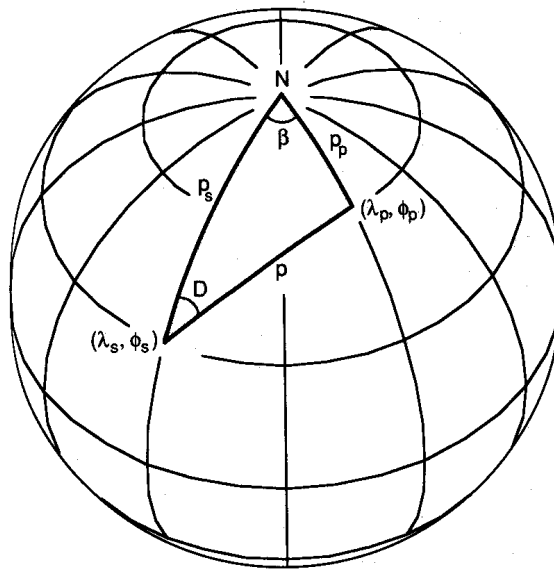


Figura 2.10. Determinación del polo geomagnético a partir de una dirección del campo magnético.

La colatitud magnética p es la distancia angular sobre círculo mayor, del sitio al polo magnético. La distancia angular se determina de la fórmula dipolar:

$$p = \cot^{-1}\left(\frac{\tan I}{2}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan I}\right)$$

utilizando la ley de los cosenos y la definición de colatitud, se obtiene:

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos \lambda_s D$$

donde

$$\phi_p = \phi_s + \beta \text{ solo si } \cos p \geq \frac{\sin \lambda_s}{\sin \lambda_p}$$

o bien

$$\phi_p = \phi_s + \pi - \beta .$$

El siguiente paso es determinar el ángulo β , que es la diferencia en longitud entre el polo y el sitio. Aplicándose la ley de los senos resulta:

$$\frac{\sin p}{\sin \beta} = \frac{\sin p_p}{\sin D} ,$$

de donde se puede despejar $\sin \beta$, sustituyendo la colatitud de p , finalmente β queda expresada como:

$$\beta = \sin^{-1} \left[\frac{\sin p \sin D}{\cos \lambda_s} \right] \quad \text{donde:} \quad -\pi/2 \leq \beta \leq \pi/2 .$$

En el caso de que la dirección media D_m , I_m sea transformada en polo paleomagnético, el círculo de confianza α_{95} se convierte en un óvalo y los errores en las diferencias medias serán:

$$dI_m = \alpha_{95} = dD_m \cos I_m$$

que corresponde a un error en la colatitud dp

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) 2 \alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3 \cos^2 I_m} \right)$$

y un error en la dirección perpendicular al meridiano dada por

$$dm = \frac{\alpha_{95} \operatorname{sen} p}{\cos I_m}.$$

Esto se debe a una transformación bipolar ya que bajo este tipo de transformación, un conjunto de direcciones con distribución de Fisher no pueden en general transformarse a un conjunto de VGP con distribución Fisher sino que son una distribución oval.

2.17 Paleodirecciones esperadas para un sitio dado

Se desea obtener la dirección del campo para un sitio dado con coordenadas geográficas (λ_s, ϕ_s) debido a un campo geocéntrico axial, con polo en (λ_p, ϕ_p) . Los puntos, N Norte geográfico, S sitio y el polo P, forman un triángulo esférico y se desea determinar D_x (Figura 2.11).

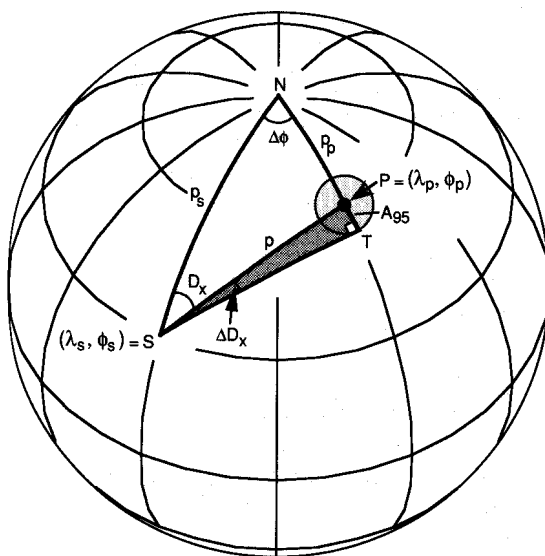


Figura 2.11. Geometría utilizada para la determinación del campo magnético esperado a partir de un polo magnético.

Aplicando la ley de los senos a SPN tenemos:

$$\cos p = \cos p_p \cos p_s + \sin p_p \cos \Delta\phi$$

como

$$p_p = \frac{\pi}{2} - \lambda_p$$

$$p_s = \frac{\pi}{2} - \lambda_s$$

$$\Delta\phi = \phi_p - \phi_s$$

sustituyendo

$$\cos p = \sin \lambda_p \sin \lambda_s + \cos \lambda_p \cos \lambda_s \cos(\phi_p - \phi_s).$$

La inclinación esperada I_x , se puede determinar a partir de p de la ecuación dipolar:

$$I_x = \tan^{-1}(2 \cot p).$$

El polo magnético, tiene un círculo de confianza, que en este caso es A95. El límite de confianza de I_x , se define como ΔI_x , y puede obtenerse a partir de dm :

$$\Delta I_x = A_{95} \left(\frac{2}{1 + 3 \cos^2 p} \right)$$

De igual forma se determina la declinación esperada

$$\cos D_x = \frac{\sin \lambda_p - \sin \lambda_s \cos p}{\cos \lambda_s \sin p}$$

su límite de confianza, se obtiene aplicando la ley de los cosenos al triángulo esférico STP.

$$\frac{\sin A_{95}}{\sin D_x} = \frac{\sin p}{\sin T} \text{ y como } T = \pi/2, \text{ su seno es } 1.$$

2.18 Paleointensidad absoluta

Los estudios paleomagnéticos realizados en los últimos años ponen mayor énfasis en la intensidad del paleocampo o paleointensidad, ya que como sabemos el campo magnético es una magnitud vectorial y además de la dirección es necesario determinar su magnitud.

2.19 Determinación de paleointensidad

La magnetización termorremanente TRM es única entre las formas de magnetismo natural remanente que proporciona información acerca de las intensidades en el pasado del campo geomagnético. Considerando la ecuación que describe dependencia de TRM con varios parámetros incluyendo la intensidad del campo magnetizante H:

$$TRM(T^\circ C) = AH$$

La dependencia con el campo magnético se obtiene combinando términos que dependen del tamaño de grano, de la forma y de la temperatura de bloqueo. Así la TRM depende linealmente de la intensidad del campo magnético presente durante el enfriamiento a través de la temperatura de bloqueo.

Si la TRM bajo consideración se formó por enfriamiento en el campo geomagnético, esta TRM (TRM_{paleo}) natural es linealmente dependiente de la intensidad del campo geomagnético, y usualmente se conoce como paleointensidad. Es necesario diseñar experimentos de paleo intensidad para determinar la constante A. Una muestra particular de una roca contiene una TRM primaria que llamamos TRM_{paleo} , que es posible medir, lo que hay que determinar es la constante de proporcionalidad A. Esto se hace dándole a la muestra una nueva TRM (TRM_{lab}) en un campo conocido H_{lab} para tener:

$$TRM_{Lab} = AH_{lab}$$

Si la TRM natural TRM_{paleo} es una componente simple de TRM, combinando ambas ecuaciones podemos eliminar la constante de proporcionalidad A y resolvemos para H_{paleo} :

$$H_{paleo} = \left(\frac{TRM_{paleo}}{TRM_{lab}} \right) H_{lab}$$

En principio todas las cantidades son medibles y la paleointensidad puede ser determinada, pero el experimento depende de la suposición de que la constante de proporción no cambia. Esto significa que no hay cambios en las propiedades que determinan A, (tamaño de grano, o la composición de los granos ferromagnéticos, etc.), cambios que se pueden llevar a cabo en forma natural o durante el calentamiento en el laboratorio. Esto hace que en la práctica la determinación de las paleointensidades sea muy difícil ya que los granos ferromagnéticos portadores de la TRM natural a menudo han sufrido alteraciones o el calentamiento requerido en el laboratorio induce cambios físicos-químicos. Para controlar esta situación se realiza un experimento que extrae información útil de paleointensidad en bajas temperaturas antes de que las alteraciones en temperaturas mayores se presenten, este experimento se hace usualmente en series de pasos de calentamiento progresivo. Este procedimiento involucra un doble proceso de calentamiento:

1.- La muestra es primero calentada a una temperatura T_i por encima de la temperatura ambiente pero por debajo de la temperatura de Curie. La muestra es entonces enfriada a temperatura ambiente en un campo magnético nulo (cero), y la TRM_{paleo} remanente en la muestra es medida. La diferencia entre TRM_{paleo} antes del calentamiento y TRM después de calentar a T_i es la cantidad de TRM natural con temperaturas de bloqueo $\leq T_i$, esta diferencia es la magnetización parcial termorremanente (pTRM) portada por granos con temperaturas de bloqueo $\leq T_i$.

2.- De nueva cuenta la muestra es calentada a T_i pero ahora es enfriada en un campo magnético conocido H_{lab} y la cantidad de pTRM adquirida durante este enfriamiento es medida. La TRM_{paleo} remanente después del primer calentamiento T_i se grafica contra la pTRM adquirida en el enfriamiento en H_{lab} seguido del segundo calentamiento. Este doble proceso de calentado se repite incrementando la temperatura.

La ley aditiva de PTRM dice que la PTRM adquirida en un intervalo de temperaturas de bloqueo es independiente de la PTRM adquirida en otro intervalo. Así la ecuación puede aplicarse a cada temperatura T_i , y cada dato o punto en la gráfica proporciona una estimación de la paleointensidad H_{paleo} . Si no ocurren cambios en los granos ferromagnéticos, los puntos obtenidos a temperaturas progresivamente mayores están sobre una línea recta. La pendiente de dicha recta es:

$$pendiente = - \frac{H_{paleo}}{H_{lab}}$$

El empleo de este doble proceso de calentamiento es útil para obtener información de paleointensidad en bajas temperaturas antes de que se presenten alteraciones, pero requiere de mucho tiempo y el porcentaje de éxito suele ser muy bajo. Es por ello que se conoce más acerca de las direcciones del campo magnético que de sus intensidades en el pasado. Sin embargo el conocimiento de las paleointensidades es crucial para la evaluación de modelos del campo geomagnético.

Capítulo 3. Variaciones del Campo Magnético de la Tierra

3.1 Inversiones geomagnéticas

Las inversiones son los eventos geomagnéticos mejor documentados por el paleomagnetismo y hoy en día sabemos que el campo se ha invertido miles de ocasiones en la historia de la Tierra. También sabemos que no se trata de un fenómeno aislado, el Sol por ejemplo, cuenta con campo magnético que invierte su polaridad con mucha frecuencia y regularidad. La Vía Láctea tiene un campo magnético que a gran escala parece invertirse también. La evidencia y modelos parecen indicar que el origen de los campos magnéticos se encuentra en los núcleos y con mecanismos de auto generación, en el caso de la Tierra el campo magnético se origina en el núcleo y las variaciones principales son de carácter interno, al hablar de las inversiones (o excursiones), su registro en rocas y al mecanismo que las generan, nos referimos a las fuentes de origen interno únicamente.

Para el caso del campo magnético de la Tierra recordemos que la definición de inversión es un cambio de 180° en la dirección del campo dipolar, globalmente observado y promediado en unos cuantos miles de años, esta definición se reduce a decir que una inversión es un cambio estable en el signo del campo axial dipolar.

3.2. El fenómeno de auto inversión en rocas.

En los primeros estudios paleomagnéticos David (1905) y Brunhes (1906) se opusieron a aceptar la idea de que el campo magnético terrestre se haya invertido. Años más tarde Matuyama (1929) obtuvo el primer registro cronológico de una inversión al examinar las direcciones magnéticas en más de 100 flujos de lava provenientes de Japón y Manchuria, sin embargo, las técnicas utilizadas en esa época no permitían hacer una afirmación de que efectivamente se tenía el

registro o se trataba de un fenómeno relativo a las rocas estudiadas. Este fenómeno es un mecanismo de auto inversión en el cual las rocas han sufrido una magnetización termorremanente anti paralela al campo magnético que se aplica en ese momento. El problema entonces es decidir si se trata de uno u otro fenómeno. Néel (1955) realizó el primer modelo teórico de auto inversión en rocas y fue el punto de partida de los modelos subsecuentes (p.e. Verhoogen, 1956; Uyeda, 1958; O'Reilly y Banerjee, 1966; O'Reilly 1980; Nord y Lawson, 1992; McClelland y Goss, 1993, etcétera).

Algo importante de todos los modelos es que la auto inversión requiere de que existan (o existieran) al menos dos fases magnéticas en la roca. Una fase se magnetiza primero paralela al campo magnético externo y posteriormente la segunda fase se magnetiza de forma anti paralela a la primera. Lo anterior ocurre ya sea porque hay una interacción de intercambio negativa que actúa entre las dos fases o porque el campo magnético de la primer fase se "impone" al campo magnético externo (interacción magnetostática). La fase magnética *A* tiene una temperatura de Curie mayor a la de la fase *B* y esta magnetizada paralela al campo externo **H**. En la parte 5.1b de la figura, la fase *B* se alcanza a magnetizar en el campo total $\mathbf{H} + \mathbf{H}_A$, donde \mathbf{H}_A es el campo magnético debido a la fase *A* la cual, en este modelo, podría ser opuesto al campo externo **H**. Si las magnitudes $\mathbf{H}_A > \mathbf{H}$ entonces la fase *B* se magnetizará en dirección opuesta a **H**, entonces si a temperatura ambiente la magnetización total de *B* excede a la de *A*, la muestra tendrá una magnetización opuesta. Estos procesos suceden después de la formación de la roca por lo que no es posible de detectar en el laboratorio.

En la actualidad el mineral más estudiado y comprendido que experimenta auto inversión es la titanohematita que contiene el 50% de moles de ilmenita y hematita. El mecanismo de auto inversión es complicado e involucra el ordenamiento de He-Ti y posiblemente exsolución. Sin embargo la esencia del mecanismo es que la interacción de intercambio negativa se lleva a cabo entre una fase magnética muy débil con una alta temperatura de punto de Curie y una fase muy fuerte con una temperatura de Curie muy baja. Es posible que el fenómeno de auto inversión se presente entre sedimentos así como en rocas

ígneas. Podría ocurrir si dos fases anti acopladas coexisten durante el proceso de alteración química. McClelland y Goss (1993) mostraron que en algunas circunstancias la conversión de maghemita a hematita podría ser el resultado de auto inversión. Desafortunadamente la auto inversión en sedimentos se realiza durante un tiempo muy largo como para poder reproducirlo con éxito en el laboratorio así que el conocimiento documentado es muy escaso y poco concluyente. Por otro lado y con gran fortuna la auto inversión en sedimentos es estadísticamente muy rara.

Aunque los mecanismos de auto inversión representan un reto en geofísica, los ejemplos documentados que se presentan naturalmente indican que son muy esporádicos, la gran mayoría de la evidencia nos indica que las magnetizaciones inversas que se encuentran registradas en las rocas se deben a cambios de polaridad reales y no a fenómenos de auto inversión, Mc Fadden y Merrill (1994).

A pesar de que la existencia de la auto inversión sea poco probable, las técnicas actuales utilizadas en paleomagnetismo contemplan hacer pruebas para determinar si las rocas que se estudian pueden presentar el fenómeno de auto inversión. Existen tres pruebas para determinar si efectivamente se trata de una inversión auténtica.

Estudios de contactos adyacentes a las rocas intrusivas o subyacentes entre los flujos de lava para ver si hay concordancia de la polaridad de magnetización entre las rocas ígneas y la roca del contacto.

- i. Establecer la existencia simultánea de zonas de la misma polaridad distribuidas globalmente.
- ii. Establecer la existencia de rocas que hayan registrado el comportamiento transicional del campo durante la inversión.
- iii. En los dos primeros casos se refieren a observaciones simultáneas de diferentes tipos de rocas. En general un contacto tendrá diferente mineralogía magnética debido a que las rocas ígneas cuentan con diferente energía térmica (McElhinny, 1973).

Al cumplirse estas tres condiciones se podrá afirmar que se trata de una inversión magnética, pero de no ser así no es posible negarla. Por este motivo es

de mucha utilidad encontrar secuencias volcánicas con periodos de actividad suficientes para que se haya registrado un evento de este tipo, éste es el caso del estudio reportado en este trabajo y del que se hablará con más detalle en capítulos posteriores.

3.3 Escala de polaridades magnéticas de los pasados 5Ma

Mercanton (1926) fue el primero en afirmar que si las magnetizaciones inversas que presentan las rocas se debían a las inversiones del campo magnético de la Tierra, entonces debería de haber un registro paleomagnético distribuido sobre toda la Tierra. Las rocas de la misma edad deberían de tener la misma polaridad sin importar en que parte de la Tierra se encuentren. Más tarde Matuyama (1929) demostró que lavas del cuaternario temprano tenían polaridad inversa mientras que lavas más jóvenes presentaban polaridad normal. Roche (1951, 1956) trabajó con rocas volcánicas provenientes de la *Chaîne des Puys* en Francia y concluyó que la inversión más reciente del campo magnético de la Tierra se llevó a cabo en el Pleistoceno Temprano. Estos y otros trabajos impulsaron la idea de que era posible la existencia de una secuencia geológica ordenada de inversión de polaridades magnéticas. En todos esos estudios las observaciones estaban basadas en los métodos de fechamiento poco precisos de la época y que se basaban en la identificación de fósiles. Ya con el desarrollo de los métodos radiométricos de fechamiento (años 60's), en particular el de K-Ar, fue posible fechar un amplio número de lavas con mucho mayor precisión y se pensó ahora en la creación de una escala temporal absoluta de polaridades magnéticas, Figura 3.1.

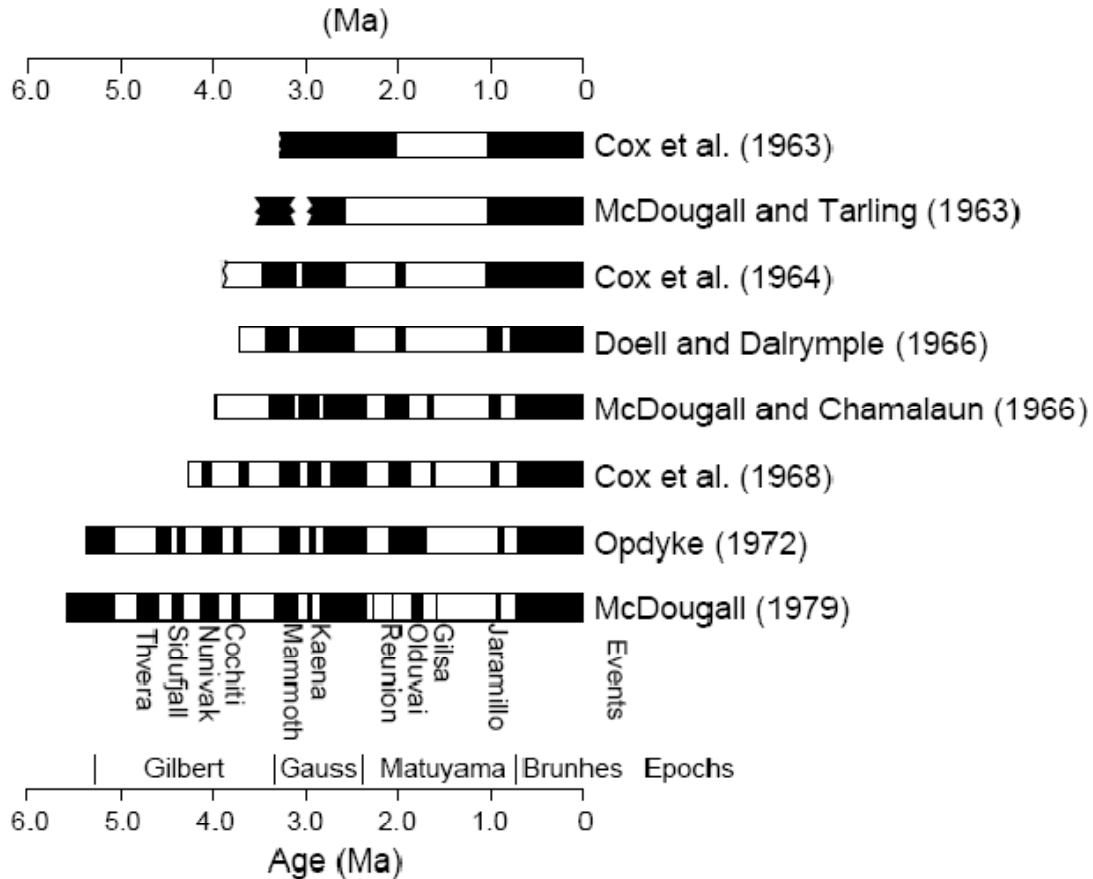


Figura 3.1. Evolución de la escala de polaridades magnéticas, adaptado de McDougall (1979)

Utilizando conjuntamente las polaridades magnéticas y el fechamiento radiométrico Cox et al. (1963) definieron una escala de tiempo y polaridades magnéticas que sugería una periodicidad en las inversiones magnéticas cercana al millón de años. Sin embargo los nuevos datos rápidamente mostraron que no hay tal periodicidad y se fue ampliando la escala en longitud como en resolución. Cox et al., (1964) propuso entonces que dentro de los intervalos en donde predomina una polaridad con duración del orden de 1Ma podría haber intervalos más cortos de polaridad opuesta del orden de 0.1Ma. A los intervalos mayores se les denominó “Épocas de polaridad magnéticas” y a los intervalos menores se les llamó “Eventos”. A las épocas se les asigna el nombre de los pioneros en magnetismo (Brunhes, Matuyama, Gilbert etc.) mientras que a los eventos se les asigna el nombre de la localidad en donde se encontraron. En la actualidad los términos de Cron y sub-cron han reemplazado a los de época y evento

respectivamente, a la escala de tiempo de polaridades magnéticas se le denomina **GPTS** por sus siglas en inglés, Figura 3.2.

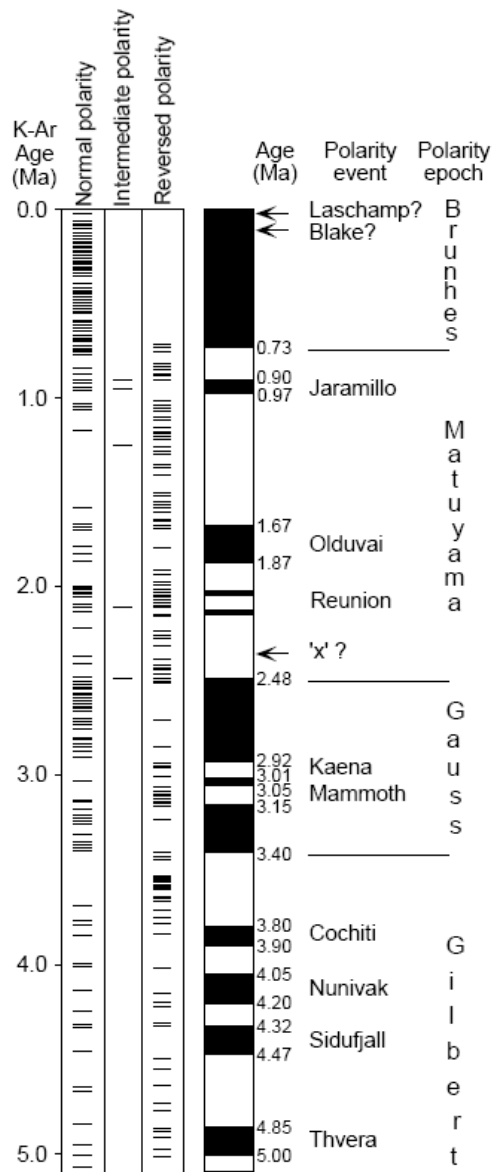


Figura 3.2. Escala de polaridades para los últimos 5Ma (Mankinen y Dalrymple, 1979), las zonas oscuras representan polaridad normal, las blancas zonas de polaridad invertida. Las edades que se muestran fueron hechas por métodos radiométricos.

3.4 Paleointensidad durante las inversiones

Un aspecto importante para conocer el comportamiento del campo transicional es el de la intensidad del campo magnético al momento de que las rocas la adquieren ya que puede esclarecer si se trata de un fenómeno de inversión global o una singularidad local. Han existido muchos modelos acerca del comportamiento del campo y en la actualidad el argumento más aceptado por los paleomagnetistas es el que establecieron Merrill y McFadden (1999). Recopilando datos paleomagnéticos de los pasados 160 Ma, considerando que los estados de polaridad normal e inversa son estados de cuasi equilibrio y con las mismas características estadísticas, y que la frecuencia de las inversiones al parecer está gobernada por las condiciones de la frontera Núcleo Manto de la Tierra, es de esperarse que la paleointensidad deba de disminuir en los periodos de transición. Esta afirmación implica que en los estudios se incluyan experimentos para determinar el valor absoluto de la intensidad del campo y establecer si se cumple o no con esa condición, estos experimentos son los de paleointensidad.

3.5 Excursiones Geomagnéticas

3.5.1 Definición de excursiones

Además de las inversiones del campo magnético, se han observado alejamientos muy amplios de la dirección del campo geomagnético de la Tierra en una sola localidad. Estos alejamientos en donde al campo parece cambiar su polaridad y finalmente regresar a su estado inicial se les ha denominado *Excursiones Geomagnéticas*. Las excursiones geomagnéticas generalmente se definen cuando el VGP calculado a partir de la dirección del campo en una localidad se aleja 45° de su posición promedio en esa época y no está asociado con un cambio de polaridad. Algunas veces es difícil distinguir cuando esto último

ha sucedido debido a lo cortos que son los intervalos de tiempo de un cambio de polaridad (10^5 A) y se encuentran presentes en el registro geomagnético. Algunos ejemplos de excursiones se han observado en estudios donde una sucesión de lavas ha registrado con cierto detalle las variaciones del campo magnético. También se han encontrado registros en secuencias de sedimentos pero su interpretación es equivocada la mayoría de las veces ya que su escala de tiempo es corta y solo se basa en una estrecha banda de sedimentos.

Una pregunta interesante y aún sin responder de forma contundente es si las inversiones y la variación secular son fenómenos distintos o si las inversiones deben considerarse como casos extremos de variación secular. Por ejemplo es posible que las inversiones estén asociadas con variaciones de tipo térmico o químico originadas en una de las fronteras de núcleo exterior mientras que la variación secular típica puede deberse a ondas magnetohidrodinámicas en el geodínamo, (Olson, 1983). En todo caso debiera de ser posible distinguir entre excursiones asociadas con las inversiones del campo principal y aquellas que pueden ocurrir por alguna situación favorable durante la variación secular. Teóricamente es posible que el campo no dipolar llegue a ser tan grande en algún punto que localmente se produzcan inversiones y así puedan existir simultáneamente las dos polaridades; para distinguir dichas inversiones locales y las excursiones Merrill y Mc Fadden (1994) sugieren se utilice la frase de excursión inversa para describir un registro de excursión con una desviación del VGP de 90° .

3.5.2 Excursión de Laschamp

Las excursiones más recientes son de interés particular ya que potencialmente se deben de identificar en varios lugares sobre la Tierra y poder así investigar su morfología global. Para tiempos mucho mayores a 500 000 años es muy improbable que se pueda hacer alguna correlación con alguna certeza entre dos registros en lugares distintos. Sin embargo para tiempos menores a 50 000 años, existe la posibilidad, y en ese intervalo de tiempo las excursiones han

sido documentadas en algunas partes del mundo con los flujos de lava. Estos registros llaman la atención ya que los argumentos acerca de la viabilidad del proceso de registro en sedimentos son escasos. La primera excursión bien documentada se encontró en los flujos de lavas de *Laschamp* y *Olby de la Chaîne des Puys* en Francia (Bonhommet y Babkine, 1967). Las direcciones observadas en esos flujos de lava se desviaban cerca de 140° de la dirección del campo axial dipolar. Inicialmente Cox (1969) lo interpretó como una inversión genuina del campo magnético de la Tierra pero en la actualidad se le llama la excursión (inversa) de Laschamp de acuerdo con la definición anterior.

Otro aspecto de interés de la excursión de Laschamp es saber hace cuándo sucedió y el tiempo que duró, por tal motivo se han realizado muchos intentos con diversas técnicas (radiométricas, termoluminiscencia, desequilibrio) para fechar los flujos de lava. Todos los análisis indican que las edades de las lavas de Laschamp y Olby están entre los 35 y los 50 mil años (Roperch et al., 1988). Los resultados más precisos realizados en tres distintos laboratorios indican que la edad es de 46.6 ± 2.4 kA (Levi et al., 1990).

Se han realizado también mediciones de paleointensidad a los flujos de Laschamp y Olby así como a la "escoria" del cráter de Laschamp (Roperch et al., 1988) utilizando el método de Thellier, los resultados en los flujos y en la escoria arrojaron resultados muy similares y se pueden representar con un simple valor de paleointensidad de $7.7 \mu\text{T}$. Este valor es una sexta parte del valor de la intensidad del campo magnético terrestre actual, así que es poco probable que las direcciones de los flujos hayan sido adquiridas durante un intervalo de polaridad inversa estable. Esta conclusión es apoyada por una determinación de paleointensidad de $12.9 \mu\text{T}$ encontrada en un flujo de polaridad intermedia en Louchadiere y que se encuentra entre la dirección del campo actual y el encontrado en Laschamp (Chauvin et al., 1989).

Al suroeste de Islandia también se ha encontrado el registro de una inversión en basaltos glaciales y se le ha llamado excursión Skalamaelifell, posteriormente Levi et al., 1999, identificaron la misma excursión en un área más extensa en la península de Reykajnes. Los fechamientos de K-Ar en las lavas de

la excursión dan una edad promedio de 9 determinaciones de 42.9 ± 7.8 ka y una paleointensidad de Thellier de 4.2 ± 0.2 μ T (Levi et al., 1990). Estas observaciones sugieren que tanto la excursión de Laschamp y la de Skalamaelifell son esencialmente el mismo evento. Otro posible registro de este evento en otras partes del mundo se encuentra en la provincia volcánica de Auckland en Nueva Zelanda donde las lavas tienen una dirección con una notoria inclinación descendente hacia el norte y cuyas las edades por ^{14}C y termoluminiscencia se encuentran entre los 25 y 50 ka.

El registro de otra excursión, la del Lago Mungose, se ha observado en hogueras prehistóricas aborígenes en el sureste de Australia (Barbetti y McElhinny, 1972) y es otro ejemplo de una excursión registrada por un proceso de magnetización termo remanente TRM como en los flujos de lava. Barbetti y McElhinny (1976), descartaron la posible hipótesis de que un rayo haya caído y mediante un proceso de desmagnetización por campos alternos obtuvieron una curva que no es compatible con un origen isotermal de las direcciones intermedias del lago Mungo.

3.5.3 Inversiones y excursiones dentro del Cron de Brunhes

Champion et al., (1988), afirman que hay por lo menos ocho eventos de inversión dentro del Cron de Brunhes. Harrison analizó 216 núcleos sedimentarios de mar profundo y encontró que aproximadamente el 20 % de ellos presentan direcciones inversas de magnetización en algún momento dentro de Brunhes. Para determinar si representan verdaderos eventos de inversión, Champion et al., (1988) buscaron direcciones inversas en flujos de lava. Ellos se plantearon que si había evidencia de inversiones al mismo tiempo en las lavas y en los sedimentos en distintas ubicaciones sobre la superficie de la Tierra, esta constituía una fuerte evidencia de un evento de inversión. Encontraron tal evidencia en algunos casos y sugirieron que había por lo menos ocho eventos de inversión dentro de Brunhes. Esta afirmación fue ganando aceptación a medida que se encontraba una buena correlación geocronológica, (p.e. Spell y McDougall, 1992). Sin embargo, Merrill y

McFadden (1994) señalaron que en tal escenario requeriría que el estado de polaridad inversa fuese sustancialmente menos estable que el estado de polaridad normal durante Brunhes. Esto contradice las conclusiones alcanzadas en el análisis estadístico del registro geocronológico de las inversiones y que la teoría apoya, en particular el hecho de que no hay un estado de polaridad preferencial y que ambos estados, normal e inverso, deben de ser estadísticamente equivalentes. Posteriormente Merrill y McFadden (1994) encontraron que menos del 0.1% de todos los flujos de lava con edades de Brunhes muestran direcciones inversas de magnetización. Suponiendo que todos los miles de flujos de lavas se distribuyen aleatoriamente sobre la superficie de la Tierra en tiempo y espacio, entonces el tiempo mínimo para una inversión es de 390 años, lo que representa 8 inversiones durante Brunhes. Esta estimación supone que el campo invierte su polaridad e inmediatamente regresa a su estado inicial. Considerando ahora a la más común de las suposiciones de que el campo permanece algún tiempo en el estado invertido, entonces el tiempo de transición de una inversión se reduce a 100 años aproximadamente. Las dos estimaciones están por debajo en un orden de magnitud del tiempo estimado para una transición que es de 3000 a 10 000 años. Merrill y McFadden concluyen que los eventos de Laschamp y Blake son probablemente excursiones y no inversiones geomagnéticas. Este es un claro ejemplo de la dificultad para distinguir entre una inversión y una excursión.

3.5.4 Modelos de excursiones magnéticas

Comúnmente se recurre a dos explicaciones posibles de cómo es que se produce una excursión geomagnética: una que argumenta una variación secular de gran escala y otra que plantea la posibilidad de inversiones geomagnéticas abortadas. No es posible hacer una distinción entre alguna de estas alternativas a menos de que las inversiones abortadas manifiesten una rúbrica diferente a la de la variación secular de gran amplitud.

Las explicaciones en términos de variación secular generalmente involucran modelos en el cual alguna de las fuentes no dipolares del campo magnético

cambia en intensidad y ubicación para producir un efecto de inversión, así se pueden visualizar tres situaciones básicas:

- I. El campo dipolar experimenta un cambio extremo en su dirección.
- II. El campo dipolar principal decrece en intensidad y el campo no dipolar domina sobre una región extensa sobre la Tierra.
- III. Una de las fuentes no dipolares del campo incrementa drásticamente su intensidad.

Los primeros dos casos implican fenómenos globales, con la excepción del segundo caso que únicamente depende de cuánto decrece el campo dipolar. En la actualidad no hay evidencia que sugiera que el primer caso sea factible. Los casos ii y iii son en realidad manifestaciones del hecho de que la proporción entre la intensidad del campo no dipolar y la del campo dipolar sea considerablemente mayor de lo que es en la actualidad. El caso iii es el más difícil de probar ya que implica que la excursión pueda estar restringida solo a una región muy pequeña. Esta característica es posible en la descripción por armónicos esféricos del campo, matemáticamente se puede restringir el campo a regiones tan pequeñas como uno quiera, simplemente se elijen términos armónicos de órdenes elevados. Dado la naturaleza de los armónicos esféricos, físicamente es posible que ocurra una situación similar.

Harrison y Ramirez (1975) demostraron que es posible representar al campo no dipolar por una fuente dipolar ubicada en el núcleo exterior que produce una inversión del campo localizada en un sitio, al estar cerca (hasta 15°) el campo que se observa mantiene la polaridad normal y al alejarse el efecto es de un campo invertido. Por otro lado, Creer (1983) demostró que es posible producir un cambio significativo en la inclinación del campo por profundas fuentes radiales no dipolares que apuntan hacia arriba en latitudes medias en el hemisferio norte o hacia abajo en el hemisferio sur. Encontró que los cambios en el signo o la inclinación podrían producirse si se introducen fuentes no dipolares con momentos magnéticos bastante moderados, particularmente las perturbaciones pueden ocurrir si se hace que los momentos dipolares fluctúen como una deriva, estas

fluctuaciones se manifiestan entonces como excursiones magnéticas que se pueden observar solo en regiones restringidas.

Como es de esperarse la comprobación de estos modelos no es posible hacerse de forma directa debido a la imposibilidad de acceder al interior de la Tierra, como es el caso del núcleo ya que ahí se genera el campo y muy probablemente ahí también se originan sus fluctuaciones. Los modelos más aceptados tienen en común que para explicar las variaciones del campo se piensa en fuentes de campo no dipolar de magnitud y escala pequeña. El origen, la magnitud, duración y ubicación de esas fuentes son indeterminados y representan el mayor reto a vencer por el paleomagnetismo y otras disciplinas como la Geodinámica o la Física computacional.

Capítulo 4. Marco Geológico y Detalles de Muestreo

4.1. Contexto geológico y tectónico general

La formación de la cordillera montañosa de la Región Djavakheti al sur de Georgia (área de estudio) está relacionada con la convergencia aún activa entre las Placas Arábica y Euroasiática. Como consecuencia, la región se comprime, mientras simultáneamente se produce una eyección hacia el oeste del Bloque Anatoliano y una hacia el Este del bloque Iraní (Rubinstein et al., 1972, Figura 4.1). El resultado en la actualidad es un conjunto geológico complejo, con una asociación tanto de estructuras compresivas N-S (pliegues y cabalgaduras E-W) como de estructuras extensionales E-W (fallas normales y diques), acompañadas por un vulcanismo considerable del Neógeno al Cuaternario y fallas lateral izquierda NE-SW y fallas de rumbo lateral derecha NW-SE. La región del Cáucaso se encuentra entre el mar Negro y el mar Caspio, dentro de una amplia zona de deformación, la cual forma parte del cinturón de colisión Alpino-Himalayo. La tectónica actual es dominada por el movimiento de la Placa Arábica hacia la Placa Euroasiática.

La historia geológica de la región del Cáucaso es compleja, y está descrita por algunos investigadores. Una descripción de los principales aspectos de las estructuras geológicas y tectónicas actuales de la Región del Cáucaso lo podemos encontrar en el trabajo de Rebaï et al., 1993, y es la que se utiliza en este estudio. Desde el jurásico al Paleoceno (140 a 35 Ma), el área actual del Cáucaso Mayor ha sido un arco montañoso que se produjo por la subducción del Océano de Tetis hacia abajo de la plataforma Rusa. En el Oligoceno tardío (30Ma) el mar rojo comenzó a abrirse, causando que la Placa Arábica se moviera hacia el norte respecto de África y acercándose al Océano de Tetis en esta región. El margen se cerró rápidamente y comenzó la colisión continente-continente hacia los 5-3.5 Ma. Lo anterior se propone como resultado de los datos gravimétricos y de reflexión sísmica, la corteza oceánica aún presenta depresiones en el este y oeste del Mar Negro y al Sureste de la cuenca del Caspio.

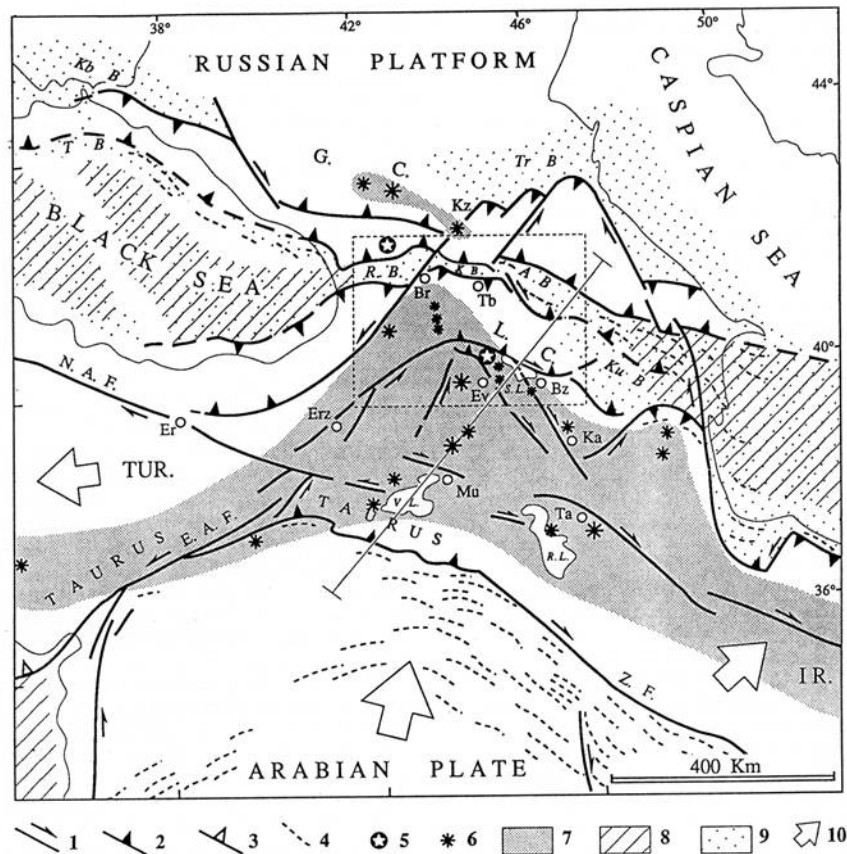


Figura 4.1: 1, falla de rumbo mayor; falla de cabalgadura mayor; 3, trinchera de subducción; 4, plegamiento epicentral; 5, zonas epicentrales de sismos recientes; 6, conos volcánicos recientes; 7, zonas volcánicas Plio-Cuaternarias; 8, corteza oceánica e intermedia; 9, cuenca neogénica y cuaternaria principal; 10, movimiento relativo de bloques respecto a Eurasia. Abreviaturas de sitios: Br, Bordjomi; Bz, Bazargechar; Er, Erzincan; Erz, Erzerum; Ev, Erevian; Ka, Kaphen; Kz, Kazbeki; L.C., Cáucaso Menor; Mu, Muradiyé; Ta, Tabriz; Tb, Tbilissi; (Rubinstein et al., 1972)

En el inicio de la colisión se originó plegamiento y hundimiento del Cáucaso Mayor hacia arriba y formaron las montañas más altas en la región occidental del Cinturón Alpino-Himalaya. Las unidades estructurales resultantes en la actualidad se muestran de forma simplificada en la Figura 4.2.

Las placas Euroasiática y Árabe convergen a razón de 28mm/y a 26° cerca del Cáucaso. La subducción de la corteza continental se evita por la

extrusión lateral del bloque Turco, el bloque Azerbaijan y de la parte Noreste del bloque Iraní además del engrosamiento cortical subterráneo. Maissuradze et al., (1980) han propuesto la existencia de una gran falla lateral izquierda, la falla Borjormi-Kazbegi, y sugieren que es una de las características activas más importantes del área.



Figura 4.2. Mapa tectónico de Georgia propuesto por Rebai et al., 1993.

Borjormi-Kazbegi proponen que la estructura se comporta como una falla transformante que divide el Cáucaso Mayor en dos porciones distintas: el Cáucaso del Este limitado por bloques elevados de fallas al Norte y al Sur, y que es sísmicamente activo; la porción del Cáucaso occidental delimitado al Sur solamente por fallas elevadas y al norte por un suave hundimiento debajo de la Plataforma Rusa la cual es sísmicamente quieta (Rubishtain, 1972). En otro modelo para esta región (Rebai ete al., 1993), la componente oblicua de la convergencia predicha entre Arabia y Eurasia se reparte en un acortamiento en el Norte, perpendicular al rumbo del Cáucaso Mayor y a un deslizamiento lateral

derecho de las fallas principales en el Sur. Una zona fallas elevadas limitan el margen Sur del área de la meseta del Este de Turquía, y otro más justo al Norte del Lago Sevan, Cáucaso Menor.

4.2 Geología local del área de estudio.

El área de estudio se encuentra en la región volcánica de Dzhavakheti, en la parte central del Cáucaso y al sur está rodeada por las cordilleras de Gektap, Shirak y Bazumi, en su parte más alta alcanza al Rio Kura al Oeste y al Norte por la cordillera Trialeti, la cual se compone de rocas volcánicas sedimentarias del Paleógeno. La frontera Este coincide aproximadamente con la línea Tsalka-Gomareti-Dmanisi-Stepanavan excepto por tres grandes flujos de lava. Orográficamente el área de estudio Dzhavakheti, es una zona de elevación media alta con elevaciones máximas de aproximadamente 3300 m y se caracteriza por placas alternadas, valles y mesetas separadas por volcanes y domos volcánicos. El basamento del área Dzhavakheti consiste en rocas sedimentarias volcánicas del Cretácico y Paleogeno las cuales están expuestas a ventanas aisladas de erosión. Al Este, el Valle del rio Kharami corta a través del macizo Kharami de Granito Paleozóico. Casi por toda el área las rocas del basamento se encuentran cubiertas por rocas volcánicas de Neogeno-Cuaternario de unos cuantos cientos de metros de espesor, Figura 4.3.

La fase inicial del vulcanismo Cenozoico de Dzhavakheti produjo la Formación Goderdzi en el Mioceno tardío, la cual está dominada por rocas piroclásticas con cantidades subordinadas de lavas de composición de andesita-dacita. Dentro del área Dzhavakheti, la formación Goderdzi incluye rocas piroclásticas y flujos de lava andesíticos que afloran en los valles de los ríos Kura y Paravani en donde esas rocas se superponen a los Basaltos de la formación Akhalkalaki. Datos geocronológicos recientes indican que el vulcanismo de la formación Gortedzi es de una edad de 8 a 7 Ma.

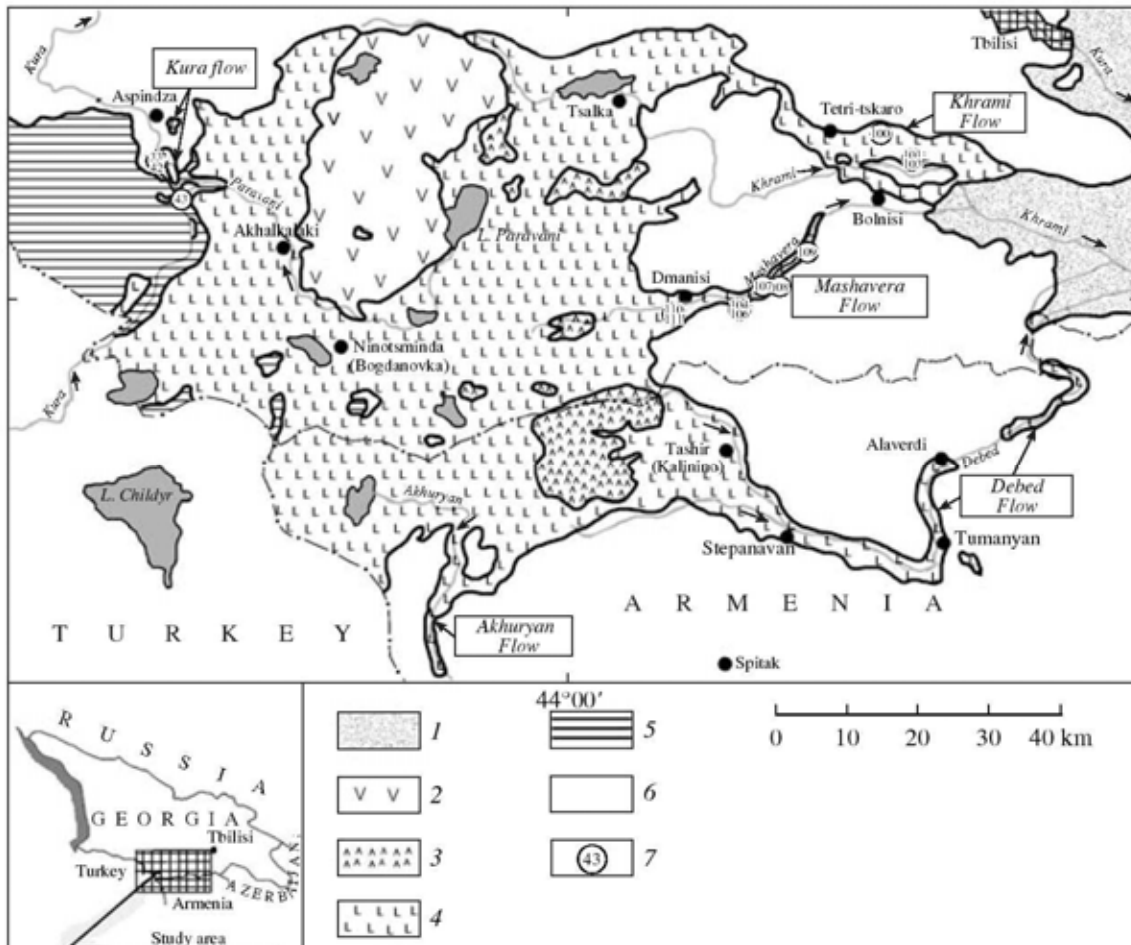


Figura 4.3. Mapa de la geología local del área de estudio tomado de Lebedev et al., 2007. (1) Depósitos sedimentarios Cuaternarios, (2) dacita volcánica del cuaternario tardío de la cordillera Samsari , (3) andesita, riolita y dacita pliocénicas de la cordillera Dzhavakheti, (4) rocas volcánicas Pliocénicas de la Formación Akhalkalaki (basaltos, basaltos subcalinos, andesita basáltica y andesita), (5) andesita y dacita volcánicas del Mioceno Tardío provenientes de la formación Goderdzi, (6) Rocas sedimentarias y magmáticas del pre-Neógeno, (7) sitios utilizados para los fechamientos del trabajo de Lebedev.

El máximo de la actividad volcánica de la región Dzhavakheti corresponde al Plioceno Medio al Tardío y se relaciona con la formación de los campos volcánicos de composición básica, cuyo material se combina con el de la formación Akhalkalaki. Flujos de andesita basáltica y olivino forman grandes placas de lava sobre prácticamente todo el terreno dando origen a: Akhalkalaki, Tslaka, Gomareti y otros. Los valles de los ríos (Kura, Paravani y Khrami) cortan las rocas volcánicas de la formación Akhalkalaki a través de todo su espesor, el

cual localmente alcanza hasta los 300m, y expone las secciones verticales de más de veinte flujos de lava alternados, lo que corresponde a la zona de estudio de este trabajo, ver figura 4.3. El carácter de la actividad volcánica, la geomorfología y los volúmenes significativos del material emplazado en magmas altamente móviles favorecen el origen de ríos de lava de decenas de kilómetros de longitud y decenas de metros de espesor, incluso cientos en algunos tramos, a lo largo de los valles de Kura, Khrami, Mashavera, Debed y Akhuryan.

4.3. Detalles de muestreo

La secuencia original estudiada en el trabajo de Camps et al., 1996 se encuentra situada en la ubicación $41^{\circ}28.616$ N y $43^{\circ}22.850$ E, cerca de 1Km S-SE de la localidad de Thoki, y confluye con el arroyo Tchobareti, Figura 4.4. Esta formación consiste en dos partes separadas por una superficie erosionada que actúa como la división entre la parte inferior y superior de las secuencias Akhalkalaki. Debido al tiempo requerido para la erosión, no hay duda de que existió un periodo de reposo entre las emisiones superior e inferior de las secuencias Akhalkalaki, este trabajo se enfoca sólo en las secuencias inferiores. De acuerdo a su distribución y a la actividad volcánica se piensa que las tres secuencias de lavas estudiadas provienen de distintos volcanes activos, en cuanto a su composición mineralógica tienen características similares, son basaltos y ocasionalmente andesitas, entre los flujos consecutivos que conforman las secuencias no se aprecia evidencia de sedimentos o paleosuelos intercalados.

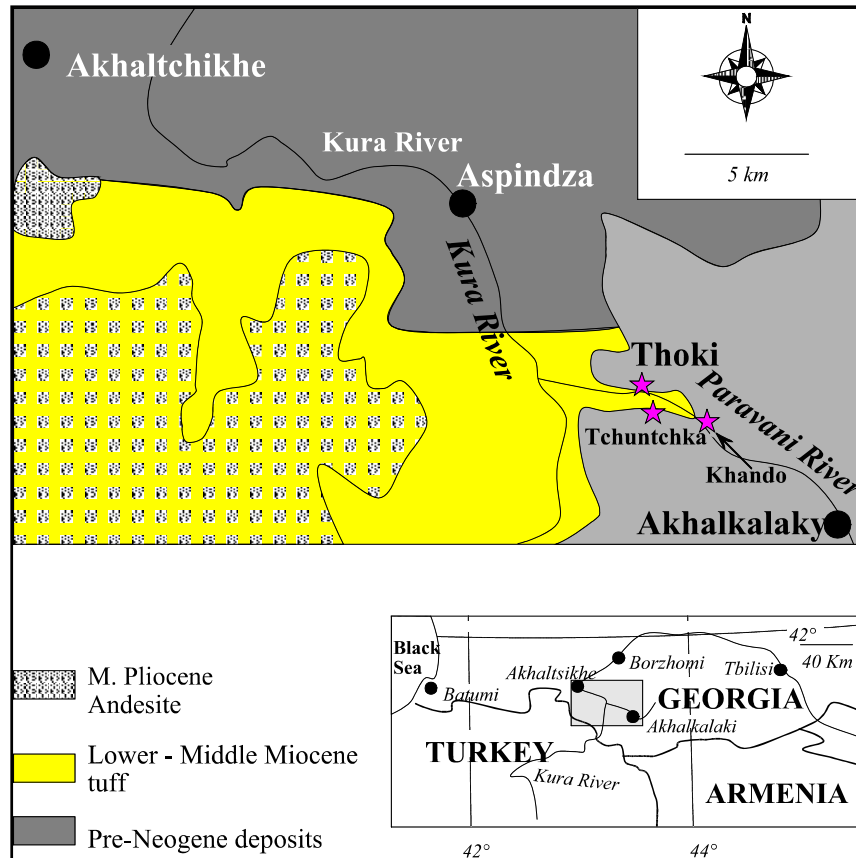


Figura 4.4. Mapa Geológico regional del área de estudio. La región en gris claro son Plio-Cuaternarios y la zona en gris oscuro son depósitos más antiguos.

En el sitio Thoki, la secuencia inferior Akhalkakaki tiene aproximadamente 250 m de espesor y se compone de 24 flujos de lavas grises, masivas de grano simple (basaltos y ocasionalmente andesitas) con un espesor máximo de cerca de 30m. Camps et al., (1996), reportó que los flujos de lava inferiores poseen polaridades intermedias mientras que la parte superior esta inversamente magnetizada. La sección Tchuntchka ($41^{\circ}28.566$ N y $43^{\circ}23.078$ E) está ubicada a 1Km de la sección principal Thoki (Figura 4.4), su espesor aproximado es de 300m y se constituye de al menos 32 flujos de lava (basaltos y ocasionalmente andesitas). No se encontró evidencia de la presencia de la sección Akhalkalaki mucho más joven en esta área. Tampoco se encontró evidencia de una superficie de erosión, desarrollo de paleosuelos o sedimentación entre los flujos de lava consecutivos. Goguitchaichvili et al., (1997) reportó direcciones de polaridad inversa en la parte intermedia de las secuencias seguidas de una delgada zona

lavas de polaridad normal. Debido a la falta de accesibilidad la parte inferior de la secuencia se mantiene sin estudiar. En cambio la sección Khando (41°28.218 N and 43°24.126 E) está representada por las dos secuencias superior e inferior de Akhalkalaki. En esta sección, el grosor total es de 170 m compuestos de 16 flujos de lava consecutivos.

Durante la campaña de 2005 se recolectaron con éxito ceca de 50 núcleos paleomagnéticos estándar (seis flujos de lava) provenientes de la parte inferior de la sección Tchuntchka mientras que 16 flujos de lava (128 muestras) se obtuvieron del sitio Khando. La parte superior de Khando y similarmente Thoki, es claramente más joven y la erosión superficial está bien definida a lo largo de cada flujo tanto en el sentido vertical como horizontal como se espera para minimizar los efectos de inclinación. La mayoría de las muestras fueron perforadas en la parte más baja de los flujos, con la esperanza de obtener muestras con el grano más fino posible. Los núcleos se obtuvieron con una perforadora portátil con motor de gasolina y se orientaron con compas magnético y solar.

4.4 Geocronología ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)

4.4.1 Procedimiento analítico

El conjunto de muestras de plagioclasa (Thoki 1W, 11Y y 16 Y) fueron separadas mediante el método clásico de separador magnético y líquidos pesados. Los tres minerales finales (en el intervalo de 125-160 μm) se separaron a mano bajo microscopio. Las muestras se irradiaron en un reactor Master con un flujo total de 6.4×10^{17} n.cm⁻². Las muestras analizadas se envolvieron en hojas de aluminio, se incluyeron en una zona estrecha desde el mismo nivel dentro del recipiente de irradiación para minimizar los efectos del gradiente de flujo el cual se estima, en esta zona ser menor que $\pm 0.5\%$. La muestra irradiada estándar fue la biotita Bern 4B (17.25 Ma); Hall et al., 1984.

El espectrómetro de masas consiste en un tubo de 120° M.A.S.S.E.[®], una fuente Bäur Signer[®] y un multiplicador de electrones SEV 217[®] de ganancia total

de 5×10^{12} , las líneas de extracción y purificación incluyen un horno de titanio (700°C), un receptor SAES GP50W con aleación de St101[®] operando a 400°C y una contenedor a -95°C.

Las mediciones isotópicas se corrigieron por interferencia de K y Ca, discriminación de masas y contaminación atmosférica de Argón. Todos los errores se sitúan en el nivel de 1σ y no incluyen a los errores de proporción de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y la edad de la muestra monitor. El error en la fracción de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del monitor se incluye en la zona de error del cálculo de la edad. Para definir la edad se requieren al menos tres pasos consecutivos, que corresponden a mínimo el 70% del total del $^{39}\text{Ar}_k$ liberado y la fracción de las edades individuales debería de corresponder dentro del nivel 2σ con la edad integrada correspondiente.

4.4.2 Resultados

Los resultados se presentan en las Figuras 4.5 y 4.6. La población de plagioclasas THOKI 11Y exhibe un espectro de edad (4.5a) regular en forma de escalera descendente, desde los 25.4 Ma en las etapas de baja temperatura y descendiendo 7 Ma en alta temperatura. La forma de este espectro de edad se correlaciona parcialmente con la evolución de la relación de $^{37}\text{A}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$ durante el experimento de calentamiento, Figura 4.5b.

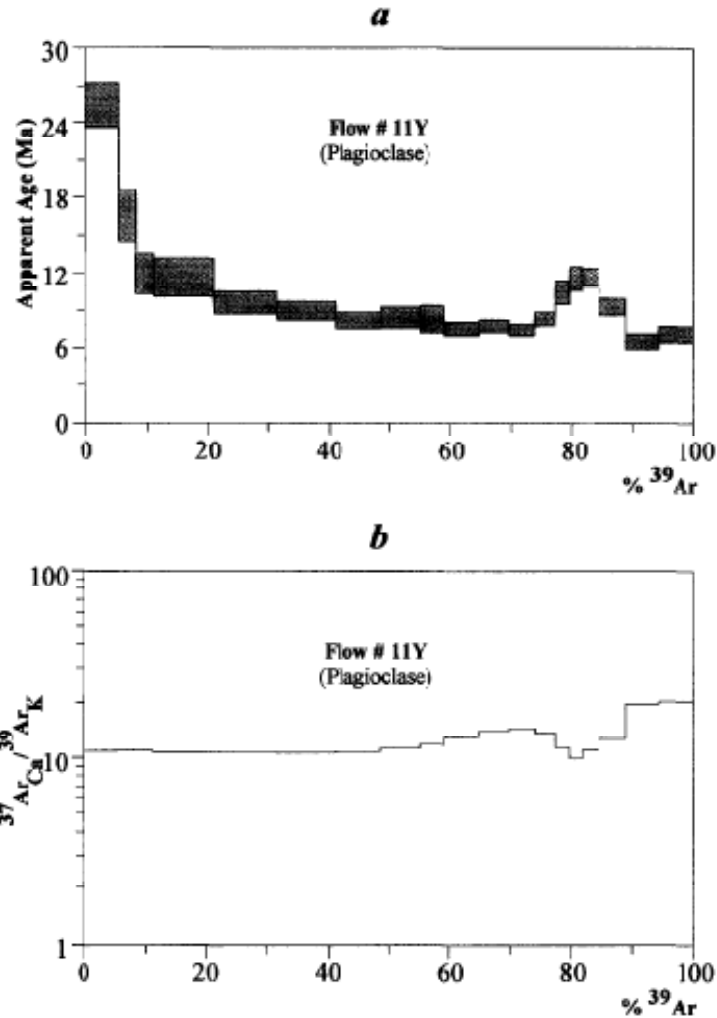


Figura 4.5. Muestras de Plagioclasas del sitio THOKI 1Y. a) Espectro de edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Las barras de error de cada etapa de temperatura se encuentran dentro del nivel 1σ . b) Espectro $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$; Camps et al., 1996.

Las poblaciones de Plagioclasas THOKI 1W y 16Y muestran dos espectros de edades con formas similares, Figura 4.5. Los dos espectros exhiben edades altas en el primer 3% del $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ liberado seguidas de una zona plana de edad cercana al 80- 90 % y finalmente un incremento para el 10% restante. Las dos regiones planas permiten la definición de dos edades, 3.69 ± 0.04 Ma y 3.53 ± 0.04 Ma para las muestras THOKI 1W y THOKI 16Y, respectivamente. A pesar de espectros similares de la edad, las dos muestras exhiben espectros distintos de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ con un patrón ligeramente plano para la muestra THOKI 1W y con forma de silla de montar para la muestra THOKI 16Y.

Las edades altas en los pasos de baja temperatura y la forma de escalera descendente del espectro de edad de THOKI 11Y son la evidencia más obvia de la presencia en exceso de un componente de Argón que perturba el experimento y no probablemente permite obtener una edad válida. El tope en alta temperatura corresponde a una disminución del cociente $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ el cual podría corresponder a una alteración de Fase, contemporánea al enfriamiento del flujo volcánico o a una etapa de contaminación posterior.

Las dos muestras THOKY 1W y 16Y exhiben dos regiones de edad distintas (Figura 4.6a) lo cual concuerda con su posición en la secuencia volcánica. Sin embargo, como estas dos edades son concordantes en el nivel 2σ , no es posible confirmar que la diferencia de la edad sea significativa. La validez de las edades medidas, es confirmada por (1) su concordancia y (2) las formas muy distintas de los espectros $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ con espectros de edades similares. La forma de silla de montar del espectro de THOKI IW $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura 4.6b) corresponde probablemente a una fase de alteración alta del K contenido que probablemente se cristalizó durante el enfriamiento del flujo. Finalmente se propone la edad promedio de 3.60 ± 0.06 Ma (2σ), es la mejor estimación del tiempo de emplazamiento de la secuencia Akhalkalaki inferior.

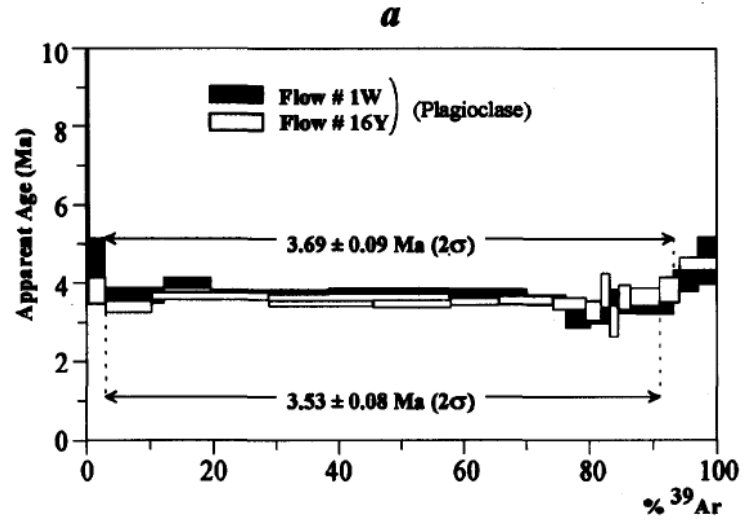


Figura 4.6. Muestras de Plagioclasas de los sitios THOKI 1W y THOKI 16Y. a) Espectro de edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (igual que figura anterior); Camps et al., 1996.

Capítulo 5: Principales Resultados y Discusión

5.1 Propiedades magnéticas de rocas.

Con el fin de identificar a los portadores responsables de la magnetización remanente y conseguir información acerca de su estabilidad paleomagnética, se llevaron a cabo experimentos de magnetismo en rocas. Estos experimentos consisten en: a) mediciones del índice de viscosidad, b) mediciones para obtener curvas termomagnéticas continuas (susceptibilidad vs temperatura), y c) experimentos de histéresis.

5.1.1 Índice de viscosidad

La determinación del índice de viscosidad (Thellier y Thellier, 1944; Prévot, 1983) permite estimar la capacidad de una muestra para adquirir magnetización remanente viscosa, y es por lo tanto útil para obtener información sobre su estabilidad magnética. Para este propósito, se colocaron las muestras alineando uno de sus ejes con el campo magnético de la Tierra durante 16 días. Posteriormente se les midió la magnetización (M_d) y se colocaron otros 16 días en un espacio libre de campo y se les midió de nueva cuenta su magnetización. Esto permite calcular el índice de viscosidad $V = [(Z_d - Z_0)/M_{nrm}] \times 100$, donde Z_d y Z_0 son respectivamente las componentes de magnetización M_d y M_0 paralelas al campo M_{nrm} es la intensidad de la magnetización remanente natural. Tres muestras de cada unidad fueron utilizadas para este experimento y aunque el índice de viscosidad varió entre 0 y 14.8, la mayoría de los valores son menores al 5% (3.2 es el valor promedio). A grandes rasgos se puede afirmar que las muestras estudiadas tienen una relativamente baja capacidad para adquirir magnetización remanente viscosa.

5.1.2 Curvas continuas de susceptibilidad.

Se realizaron mediciones de susceptibilidad (curvas k-T) utilizando un susceptibilímetro Highmoore equipado con horno, también se utilizó un sistema Bartington en pocas muestras. Una muestra de cada sitio fue calentada hasta temperaturas cercanas a los 600° C con un ritmo de calentamiento de 15° C/min y luego se enfriaron a la misma razón. La temperatura de Curie se determinó bajo el método propuesto por Prévot et al, 1983.

Durante los experimentos de susceptibilidad vs temperatura se observaron dos tipos de comportamiento (Figura 5.1); las curvas indican, en la mayoría de los casos, la presencia de titanomagnetitas pobres en Titanio (Figura 5.1A, muestra 05k136). Sin embargo, las curvas de enfriamiento y calentamiento no son perfectamente reversibles, probablemente a causa del bajo valor inicial de la susceptibilidad y las alteraciones debidas al calentamiento en aire. Unos cuantos sitios (Figura 5.1B, muestra 05K104) aparentemente presentan evidencia de dos fases ferrimagnéticas durante el calentamiento con intervalos de temperaturas de Curie entre 350-400°C las más bajas y cerca de 580° las más altas.

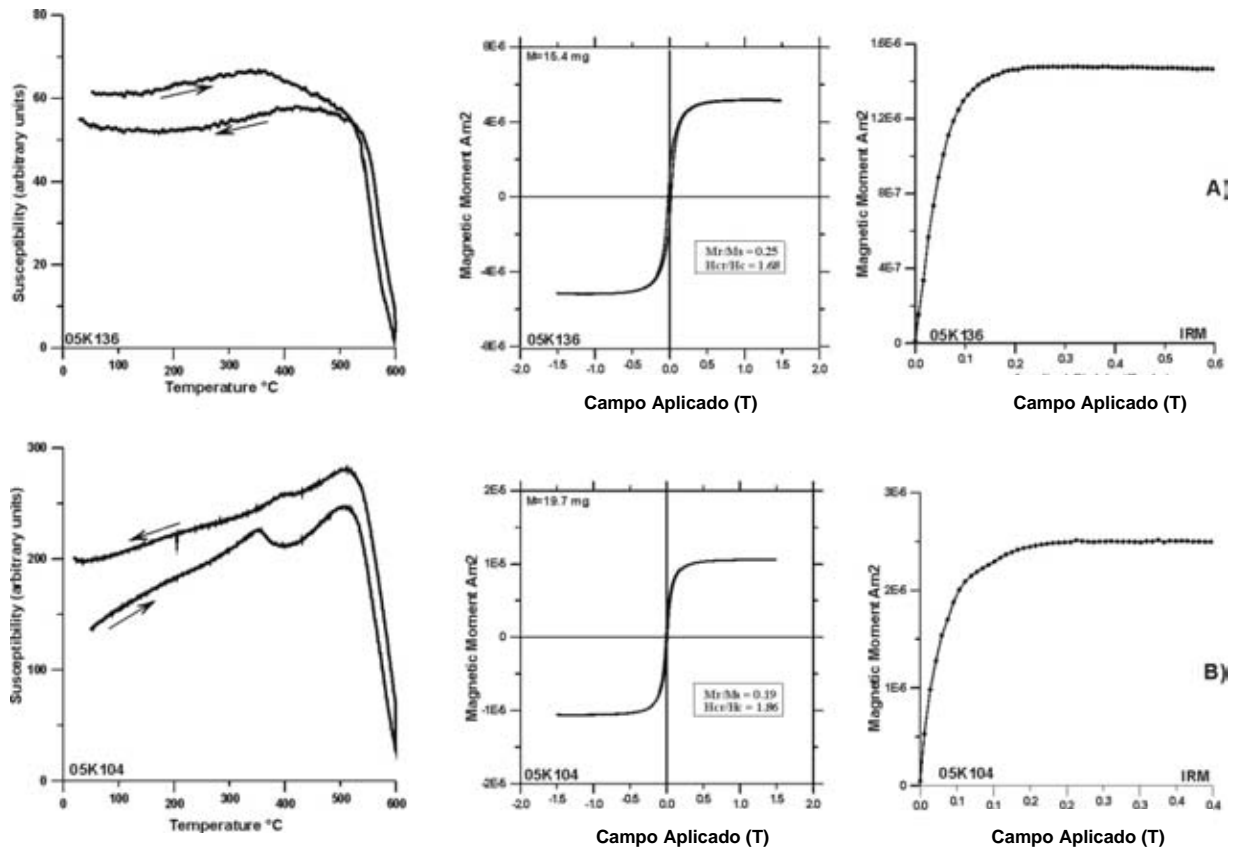


Figura 5.1. Resumen de los experimentos de magnetismo de rocas: Curvas representativas de Susceptibilidad vs temperatura (en aire, las flechas indican las curvas de enfriamiento y calentamiento) y ejemplos típicos de ciclos de histéresis con las curvas de adquisición de remanencia isotérmica remanente asociada, IRM de muestras de las unidades volcánicas estudiadas.

La curva de enfriamiento muestra solo una fase principal, con una temperatura de Curie cercana al de la magnetita. Dichas curvas irreversibles k-T pueden explicarse por la presencia de titanomaghemita, la cual probablemente se transformó en magnetita durante el calentamiento (Özdemir, 1987), la baja señal de susceptibilidad no permite establecer una curva k-T confiable.

5.1.3 Mediciones de IRM e histéresis.

Se desarrollaron mediciones de histéresis a temperatura ambiente sobre todas las muestras utilizando el AGFM 'Micromag' empleando campos por encima

de 1.55 Tesla. La saturación de magnetización remanente (J_{rs}), la saturación de magnetización (J_s) y la fuerza coercitiva (H_c) fueron calculadas después de la corrección de contribución paramagnética. La coercitividad de remanencia (H_{cr}) se determinó aplicando un incremento progresivo del campo después de la saturación, se reportan algunas curvas típicas de histéresis en la Figura 5.1. En todos los casos las curvas son simétricas. Cerca del origen no se detectó comportamiento de *cintura de avispa* (Tauxe et al., 1996), lo cual indica intervalos muy restringidos de las coercitividades en los minerales opacos.

A juzgar de los parámetros de histéresis, parece que todas las muestras se ubican dentro de la región del tamaño de grano de dominio pseudo sencillo (PSD) del diagrama de Day, (Day, 1977), esto probablemente indica una mezcla de multidominio (MD) y una cantidad significativa de granos de dominio sencillo (SD) Dunlop y Özdemir, 2002. Es de notar que aparecen algunos problemas cuando se utiliza el diagrama de Day para discriminar la verdadera estructura magnética (Goguitchaichvili et al., 2001a): 1) Las rocas naturales tienen sistemas magnéticos complejos, por lo cual tienen granos de tamaños variables e incluso distintas fases magnéticas. Así que probablemente las generalizaciones basadas en estudios de materiales sintéticos de composiciones químicas ya establecidas, son delicadas. 2) Las rocas naturales pueden contener otras soluciones sólidas como ilmenohematita (titanohematitas) o titanomaghemitas. En estos casos el diagrama de Day no puede ser utilizado y 3) cuando hay presencia de granos superparamagnéticos, pueden contribuir induciendo una magnetización que desvía artificialmente los parámetros de histéresis hacia la región de dominio pseudo sencillo o multidominio del diagrama de Day. Debido a esto, en general el diagrama de Day no refleja completamente la estructura magnética en rocas naturales. Respecto a las curvas de adquisición de remanencia isotérmica se encontró que son muy similares en todas las muestras. La saturación se alcanza con campos moderados del orden de 150-200 mT, lo que apunta a la *espinela* como la portadora de la remanencia.

5.2 Determinación de las paleodirecciones

La magnetización remanente fue medida con magnetómetros JR5-A y JR6 (sensibilidad nominal $\sim 10^{-9}$ Am²), las mediciones se registraron después de haber estabilizado la remanencia en los magnetómetros. Se desmagnetizó mediante campos alternos y desmagnetización térmica ascendente hasta 550-570°C empleando un horno Schonstedt. Durante la desmagnetización térmica, se midió la susceptibilidad más baja a temperatura ambiente después de cada incremento de temperatura con un susceptibilímetro Bartington.

En la mayoría de las unidades estudiadas, se obtuvo una componente paleomagnética estable (Figura 5.2, muestra 05K069). Las componentes secundarias se removieron fácilmente aplicando un campo de 10mT o 200-250°C. La mayor parte de la magnetización fue removida a temperaturas entre 500 y 550°C (Figura 5.2, muestra 05K069) lo cual de nueva cuenta nos indica que los portadores de la magnetización son titanomagnetitas. El valor del campo destructivo medio se encuentra en el intervalo de 45 a 55 mT, lo que sugiere la presencia de “pequeños” granos de dominio pseudo sencillo como los portadores de la magnetización remanente (Dunlop y Özdemir, 1997). Se detectó evidencia de una fuerte magnetización secundaria en unas cuantas muestras (Figura 5.2, muestra 05K106); sin embargo fue posible obtener la magnetización característica después de aplicar campos de 40mT máximo. Esta magnetización secundaria puede ser de origen viscoso (índice de viscosidad de 11.8) ya que no se tiene evidencia para considerar que sea de origen químico o de otro tipo.

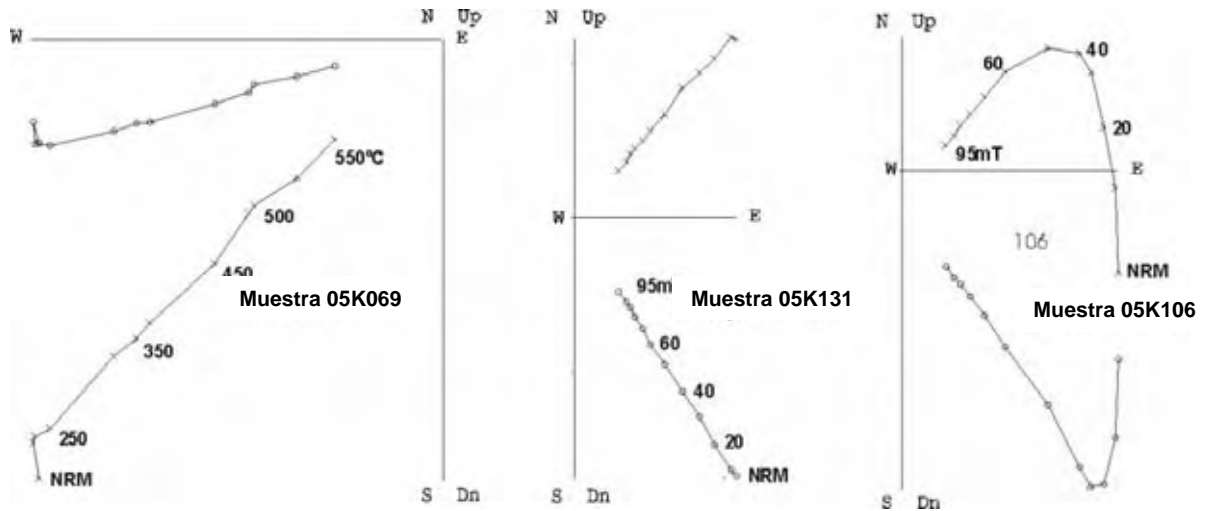


Figura 5.2. Curvas ortogonales de desmagnetización por campos alternos o calentamiento sucesivo. Los números se refieren a la temperatura en °C o el valor pico del campo en mT.

Se determinó una dirección magnetización utilizando el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980) utilizando de 5 a 10 puntos para el análisis de la componente principal. Finalmente se promediaron las direcciones por unidad estudiada y mediante la estadística de Fisher se obtuvieron los principales parámetros (Tabla 5.1).

Sitio	n/N	Inc	Dec	k	α_{95}	DG
Perfil Tchuntchka						
TH06	7/7	53.4	260.7	326	3.3	NR3
TH05	5/5	51.7	261.8	177	5.7	NR3
TH04	6/7	32.1	253.2	210	3.9	NR1
TH03	7/7	30.1	249.7	503	2.6	NR1
TH02	8/8	29.9	253.7	239	3.4	NR1
TH01	7/7	25.9	250.7	174	5.1	NR1
Perfil Khando						
XA16	8/8	-30.8	151.4	565	2.8	NR4
XA15	6/7	-31.6	154.2	296	3.8	NR4
XA14	6/8	-32.7	149.6	228	5.3	NR4
XA13	6/6	-29.1	153.4	660	2.3	NR4
XA12	6/6	-33.2	154.6	212	4.4	NR4
XA11	6/7	-31.8	159.7	262	4.2	NR4
XA10	6/6	-27.8	153.3	405	3.9	NR4
XA09	6/7	-28.2	150.4	465	3.3	NR4
XA08	6/7	53.2	261.6	163	5.6	NR3
XA07	6/7	51.4	259.2	251	4.8	NR3
XA06	8/8	47.7	249.1	342	3.6	NR2
XA05	5/6	51.2	250.8	96	5.8	NR2
XA04	6/6	48.8	249.2	612	2.7	NR2
XA03	7/7	49.2	251.7	212	4.1	NR2
XA02	7/8	51.4	250.8	166	3.8	NR2
XA01	7/8	49.9	248.5	319	3.4	NR2

Tabla 5.1. Direcciones promedio de la remanencia removida de cada flujo de los perfiles Tchuntchka y Khando: N es el número de muestras tratadas, n el número de especímenes utilizados en el cálculo; Dec, Declinación, Inc, Inclinación. k y α_{95} , parámetro de precisión y radio del cono de 95% confianza de la estadística de Fisher; DG, grupos direccionales (ver texto).

5.3 Determinación de paleointensidades

Los experimentos para determinación de paleointensidad utilizando un horno MDT80. Las mediciones de remanencia se realizaron en un ambiente de laboratorio libre de campo. La reproducibilidad entre dos calentamientos de igual temperatura en general fue de 3°C para temperaturas hasta 450°C y de 2°C para

temperaturas mayores. La intensidad del campo de laboratorio fue de $30\mu\text{T}$ con una precisión mejor a $0.15\mu\text{T}$.

Se realizó la versión de Coe (1967) del método de Thellier (1959) y con controles NRM-TRM (Prévot et al., 1985). En cada etapa de temperatura las muestras se calentaron dos veces: en campo cero en el primer calentamiento y en presencia de campo en el segundo; al final del segundo calentamiento se realizaron los controles de pTRM durante todo el experimento. Durante las mediciones, se incorporan frecuentemente la parte final de los controles pTRM (pTRM *tails*) para detectar la presencia de granos magnéticos multidominios (Riisager y Riisager, 2002), en este trabajo se evitó tal procedimiento ya que se requiere de calentamientos adicionales. Se asume que las contribuciones de granos con estructura magnética multidominio pueden detectarse antes de los experimentos de Thellier como parte de la adecuada selección de las mediciones de paleointensidad.

Los resultados de paleodireccionales y de magnetismo en rocas de las 71 muestras provenientes de 15 flujos de lava muestran esencialmente magnetizaciones de una sola componente con temperaturas de bloqueo compatibles con titanomagnetita pobre en titanio, un índice de viscosidad bajo, menor al 3%, y curvas k-T cerca de ser reversibles.

Los datos de paleointensidad se reportan en el diagrama de Arai-Nagata (Nagata et al., 1963) de la Figura 5.3a y b y los resultados en la Tabla 5.2. Solo se aceptaron determinaciones que cumplan completamente los siguientes criterios: (1) la determinación se haya obtenido de por lo menos 6 puntos NRM-TRM que correspondan a una fracción de NRM mayor a $1/3$, (2) el factor de calidad k (Coe et al., 1978) mayor o igual a 5 y (3) controles pTRM positivos, es decir, la desviación de pTRM menor a 15%. Las direcciones de pTRM obtenidas en cada etapa son bastante lineales y apuntan hacia el origen y no se observó que las direcciones NRM se desviaran hacia la dirección del campo aplicado en el laboratorio, Figura 5.3a y b.

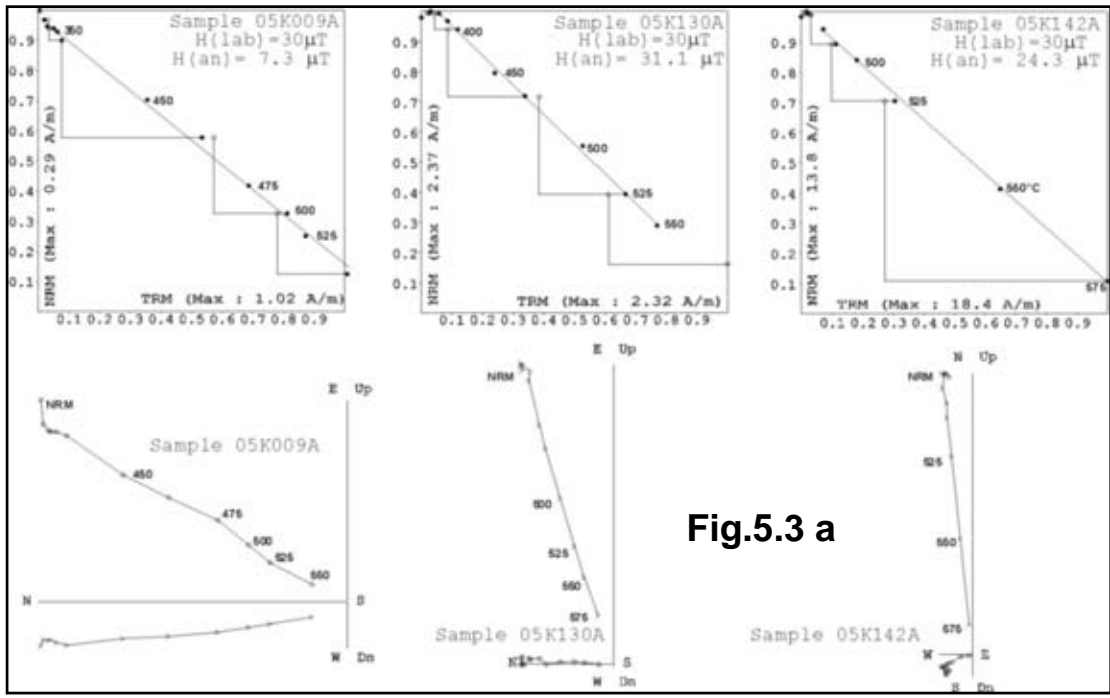


Fig.5.3 a

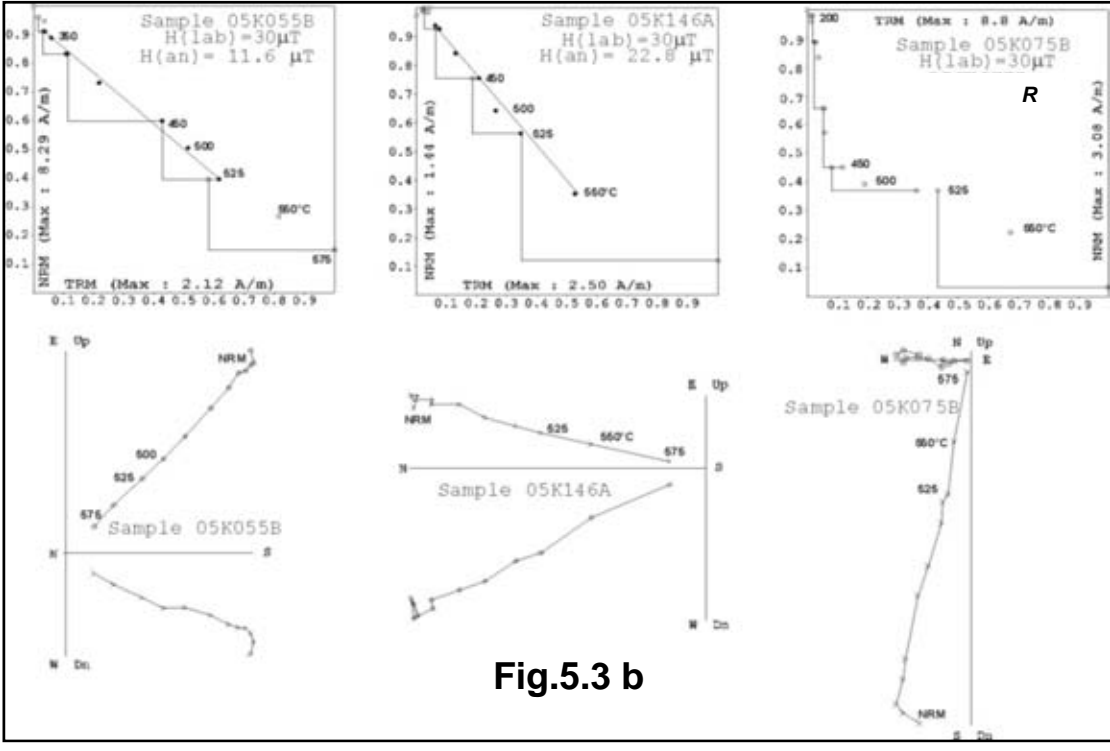


Fig.5.3 b

Figura 5.3. a y b. Gráfico NRM-TRM representativos y los diagramas ortogonales asociados de las muestras de Akhalkalaki. En los diagramas ortogonales se utilizan las mismas notaciones que en la figura 4.6. Se muestra también un ejemplo de una muestra desechada.

<i>Sitio</i>	<i>Muestra</i>	<i>N</i>	<i>Tmin-Tmax</i>	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	$F_E \pm \sigma(F_E)$	<i>VDM</i>	$F_E \pm \text{s.d.}$	<i>VDMe</i>
TH01	05K001B	7	250-500	0.64	0.79	10.2	12.5 ± 0.6	3.99	10.2 ± 2.3	2.4 ± 0.6
	05K002B	8	250-525	0.75	0.76	8.9	8.7 ± 0.4	2.68		
	05K006A	7	250-500	0.57	0.77	8.6	12.6 ± 0.6	3.02		
	05K008A	7	350-550	0.76	0.73	9.1	9.8 ± 0.5	2.35		
	05K009A	10	250-575	0.86	0.77	26.6	7.3 ± 0.2	1.75		
TH02	05K011A	9	250-550	0.73	0.84	27.1	8.4 ± 0.2	1.96	9.8 ± 2.3	2.3 ± 0.5
	05K013A	9	300-550	0.51	0.87	14.7	13.1 ± 0.5	3.06		
	05K015A	11	20-575	0.79	0.85	39.2	6.8 ± 0.1	1.59		
	05K016A	6	250-475	0.79	0.68	4.7	10.6 ± 0.5	2.47		
	05K017A	7	300-525	0.63	0.79	23.9	10.1 ± 0.2	2.36		
TH04	05K026A	7	250-500	0.59	0.79	12.6	6.4 ± 0.2	1.47	7.0 ± 0.5	1.6 ± 0.1
	05K030A	8	250-525	0.64	0.83	9.3	7.2 ± 0.4	1.65		
	05K028D	8	300-550	0.72	0.84	15.6	7.4 ± 0.2	1.7		
TH06	05K039A	7	250-500	0.53	0.81	9.2	11.1 ± 0.5	2.06	12.3 ± 1.7	2.3 ± 0.3
	05K040A	8	300-525	0.84	0.77	4.4	13.5 ± 1.8	2.51		
XA02	05K055B	7	300-525	0.82	0.84	12.9	10.3 ± 0.5	1.96	11.6 ± 1.4	2.2 ± 0.2
	05K056B	7	250-500	0.55	0.81	5.8	10.5 ± 0.9	2.0		
	05K057B	8	250-525	0.57	0.78	6.5	12.7 ± 0.8	2.33		
	05K059B	9	200-550	0.49	0.86	10.8	12.9 ± 0.4	2.37		
XA03	05K063A	10	20-550	0.53	0.81	16.3	13.3 ± 0.3	2.6	13.6 ± 1.3	2.7 ± 0.3
	05K064A	8	200-550	0.48	0.86	6.3	15.3 ± 1.1	2.99		
	05K066A	7	250-500	0.46	0.79	6.2	12.1 ± 0.7	2.36		
	05K067A	8	200-550	0.65	0.75	9.4	13.7 ± 0.7	2.68		
XA07	05K091A	10	200-550	0.51	0.85	7.2	13.8 ± 0.8	2.63	12.8 ± 1.1	2.4 ± 0.2
	05K093A	9	250-550	0.51	0.86	10.9	13.1 ± 0.5	2.49		
	05K094A	8	200-525	0.46	0.83	5.7	11.6 ± 0.6	2.21		
XA12	05K129A	7	250-500	0.55	0.77	11.2	34.3 ± 1.3	7.81	32.4 ± 1.7	7.4 ± 0.4
	05K130A	8	300-550	0.67	0.78	26.7	31.1 ± 0.6	7.08		
	05K131C	7	400-550	0.71	0.77	11.6	31.8 ± 1.2	7.24		
XA14	05K143A	6	400-575	0.82	0.81	59.6	22.7 ± 0.2	5.19	22.8 ± 1.4	5.2 ± 0.3
	05K144A	8	300-575	0.88	0.79	33.1	21.5 ± 0.4	4.91		
	05K142A	7	400-550	0.71	0.77	11.6	24.3 ± 1.1	5.55		
XA15	05K146A	7	300-550	0.57	0.81	6.7	21.1 ± 1.3	4.86	22.8 ± 1.8	5.3 ± 0.4
	05K147A	8	250-550	0.61	0.83	9.9	24.2 ± 1.2	5.58		
	05K149A	7	300-550	0.62	0.79	6.2	22.8 ± 1.5	5.25		
	05K151A	7	300-550	0.66	0.79	6.4	25.1 ± 1.3	5.78		
	05K152A	8	250-550	0.63	0.83	17.4	21.2 ± 0.6	4.89		

Tabla 5.2. Resultados de de la secuencia volcánica inferior Akhalkalaki (Tchuntchka y Khando perfiles), n es el número de puntos NRM-TRM utilizados para la determinación de la paleointensidad. Tmin y Tmax es el intervalo de temperaturas empleado, f, g y q son respectivamente la fracción de NRM extrapolada, el factor de gap y el factor de calidad (Coe et al., 1978), F_E es la paleointensidad promedio de cada flujo individual de lava y $\sigma(F_E)$ es su desviación estándar. VDM y VDMe son los valores del momento dipolar individual y promedio.

Mientras que los procedimientos para determinar la dirección del campo paleomagnético están más o menos estandarizados, aún existen diferencias significativas entre los distintos laboratorios sobre cómo obtener las mejores estimaciones de la intensidad del campo. Valet y Herrero-Bervera (2000) obtuvieron algunas evidencias experimentales la desmagnetización en campo cero que se hace previa a la TRM en la versión de Coe impide ver la posible adquisición de CRM (magnetización remanente química). Para monitorear la posible producción de CRM, en este caso, se calcula la relación de potencial CRM(T) con la magnitud de NRM(T) en cada etapa de doble calentamiento en la dirección del campo del laboratorio durante el calentamiento a temperatura T (Gogutchachvili et al., 1999). Los valores del ángulo γ , (el ángulo entre la dirección de la magnetización remanente característica ChRM obtenida durante la desmagnetización en campo cero y la magnetización compuesta) son todos menores a 8° lo cual muestra que no se adquirió CRM de forma significativa durante los calentamientos en el laboratorio.

Finalmente, solo 37 muestras de 10 flujos de lava arrojan estimaciones de paleointensidad aceptables. Para dichas muestras la fracción de NRM f utilizada para la determinación se encuentra entre 0.46 a 0.88 (Tabla 5.2) y el factor de calidad q varía de 4.4 a 59.6 siendo generalmente mayor a 5. Para el resto de las muestras, la causa principal de fallar para los experimentos de Thellier fue el típico comportamiento relativo a la presencia de granos multidominio (Levi 1977, Dunlop y Özdemir, 1997). Se observó también una pérdida importante de NRM sin una adquisición apreciable de TRM. Este fenómeno puede atribuirse a variaciones irreversibles de la fuerza coercitiva en bajas temperaturas (Kosterov y Prévot, 1998) y se interpreta como una transformación de un estado de dominio sencillo “meta-estable” a un estado de multi-dominio el cual trae como resultado una pérdida grande de NRM sin la respectiva adquisición TRM durante el enfriado.

5.4 Principales resultados y Discusión

En todos los casos fue posible determinar las paleodirecciones promedio de cada flujo (Tabla 5.1). Todos los valores de α_{95} son menores a 5.7° y los del parámetro k son siempre mayores a 96 lo que nos indica una pequeña dispersión dentro de los sitios así como a datos direccionales de muy alta calidad (Figura 5.4). En todos los flujos provenientes de la sección Tchuntchka se obtuvo polaridad intermedia. Las paleodirecciones encontradas son bastante similares a las obtenidas de la sección Thoki original. La secuencia Khando se caracteriza por tener casi las mismas paleodirecciones de polaridad intermedia (Figura 5.5 y 5.6) en su parte más baja (ocho flujos de lava). Las lavas superiores se caracterizan por inusuales inclinaciones superficiales (Tabla 5.1).

Es evidente que en cada flujo no hay un registro independiente del campo geomagnético, por tal motivo las muestras de algunos flujos con el mismo registro de dirección del campo se promediaron juntas, y la dirección resultante esta dada como un “grupo direccional” utilizando los códigos originales del trabajo de Sologashvili (1986), (NR para flujos intermedios y R o N para polaridades inversas o normales respectivamente). Estos grupos direccionales se definieron siguiendo los criterios de Mankinen et al, (Mankinen 1985; ver también Prevôt et al; 1985 y Camps et al., 1996). En general, si las direcciones promedio de dos o más flujos muestran tendencias similares y sus óvalos de 95% confianza se traslapan, se considera que tienen el mismo registro de direcciones de campo.

En este trabajo se presenta también una sección compuesta como resultado de las observaciones de campo, las mediciones preliminares de NRM desarrolladas a principios de los 80's y la correlación magnética tentativa entre los sitios (Figura 5.5). El registro paleomagnético comienza por el grupo direccional NR1 definido por 4 flujos de lava de la secuencia inferior Tchuntchka (Figura 5.5 y 5.6).

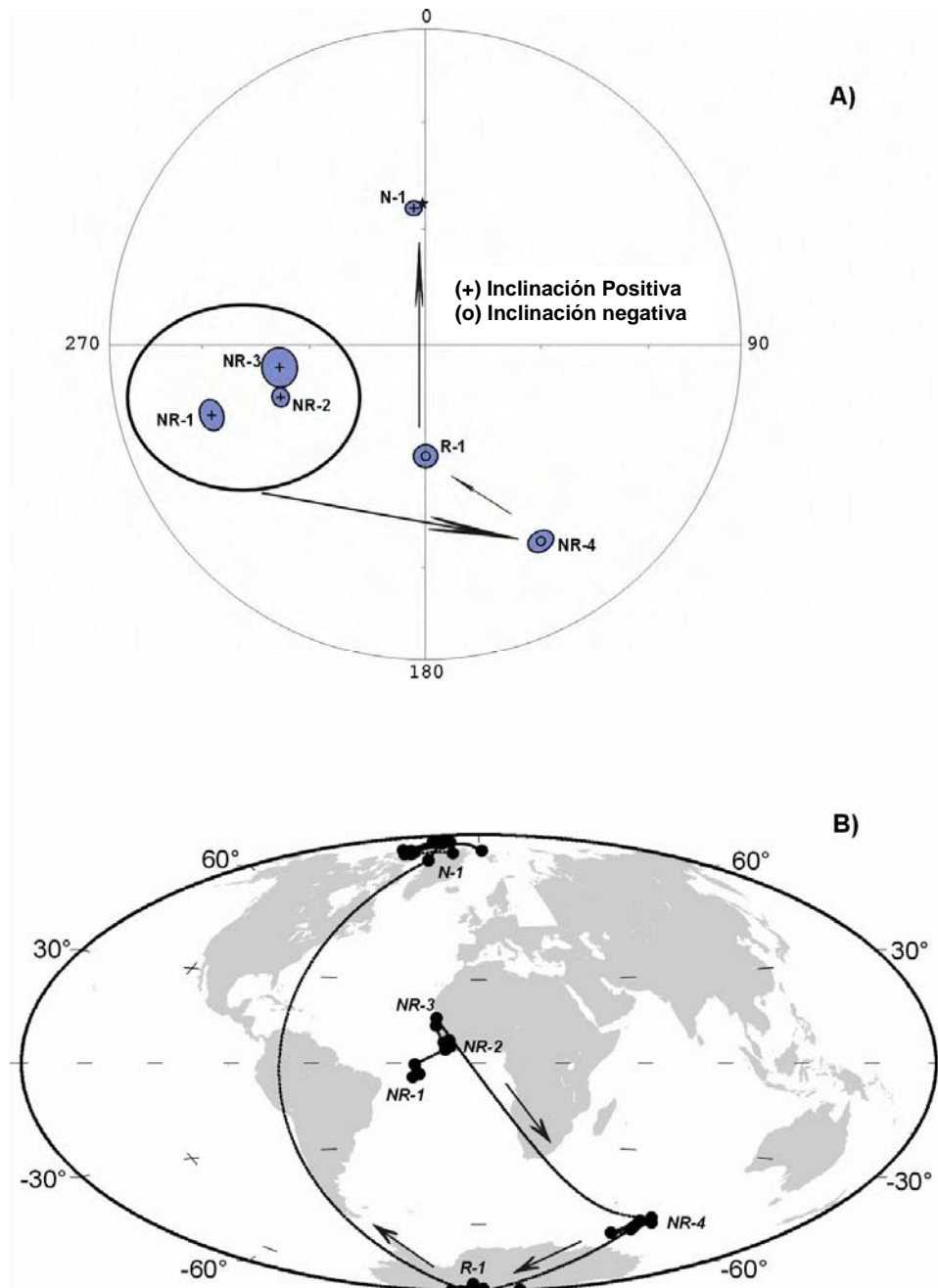


Figura 5.4. Proyecciones de igual área de las paleodirecciones promedio de cada flujo obtenidas en este estudio. Los círculos y cruces denotan las posiciones de inclinación positiva y negativa respectivamente.

En los grupos direccionales NR2 (6 flujos) y NR3 (3 flujos) se observan paleodirecciones bastante similares están representados en los sitios Khando y Thoki mientras que NR2 está ausente en Tchuntchka. Sucede lo mismo para la

delgada zona de NR4 (8 flujos). En contraste, la zona de polaridad invertida R1 (11 flujos de lava) es una característica en común en las tres secciones. Adicionalmente se nota que las lavas de NR1 se desvían fuertemente (casi 40°) de las paleodirecciones esperadas para el Plioceno (Inc = 57.7° y Dec = 6°, Sologashvili, 1986) y se les considera distintas a las de la zona R1. La zona delgada de polaridad normal (N1, 8 flujos) solo está presente en la sección Tchuntchka. Parece que esta sección se formó de distinta fuentes durante la formación del edificio volcánico actual. Esta característica es muy común del vulcanismo de la placa Akhalkalaki donde algunas fuentes volcánicas actúan (y coexisten) casi simultáneamente (Maissuradeze, 1989).

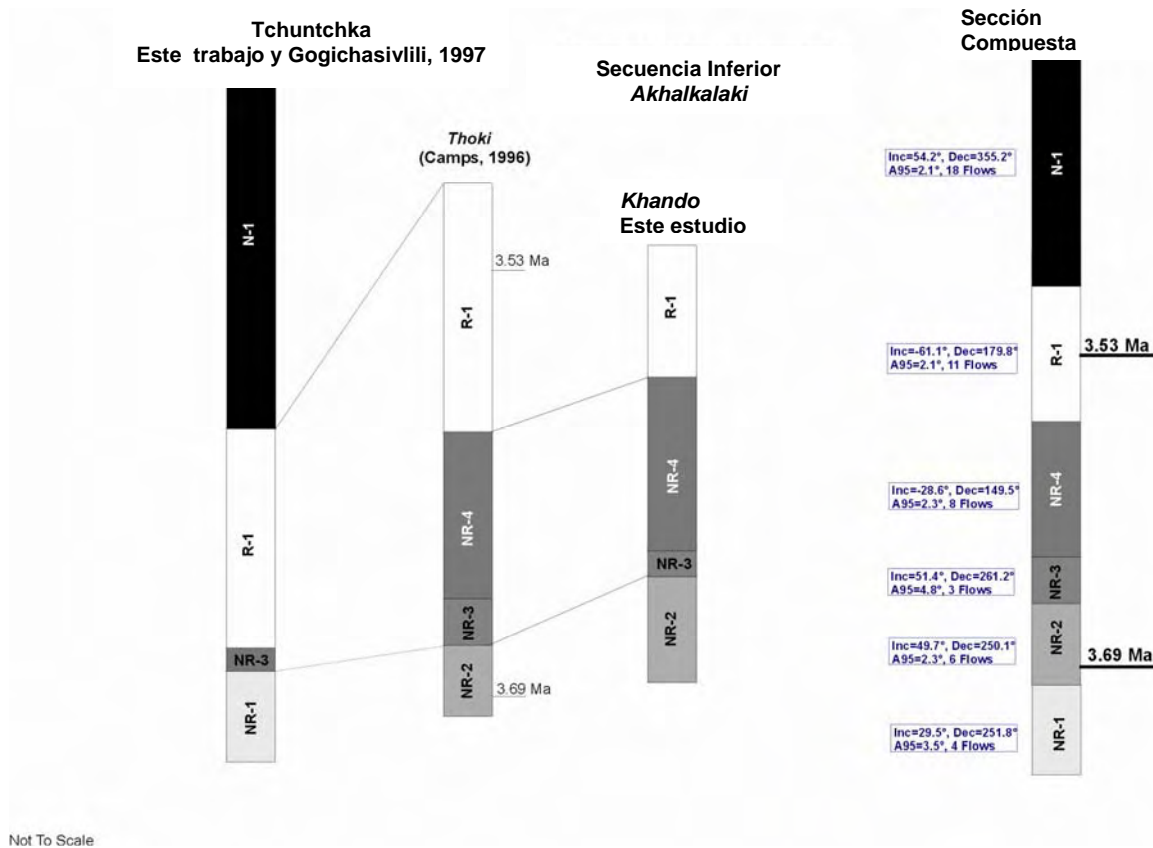


Figura 5.5. Correlación magnetoestratigráfica entre los perfiles estudiados.

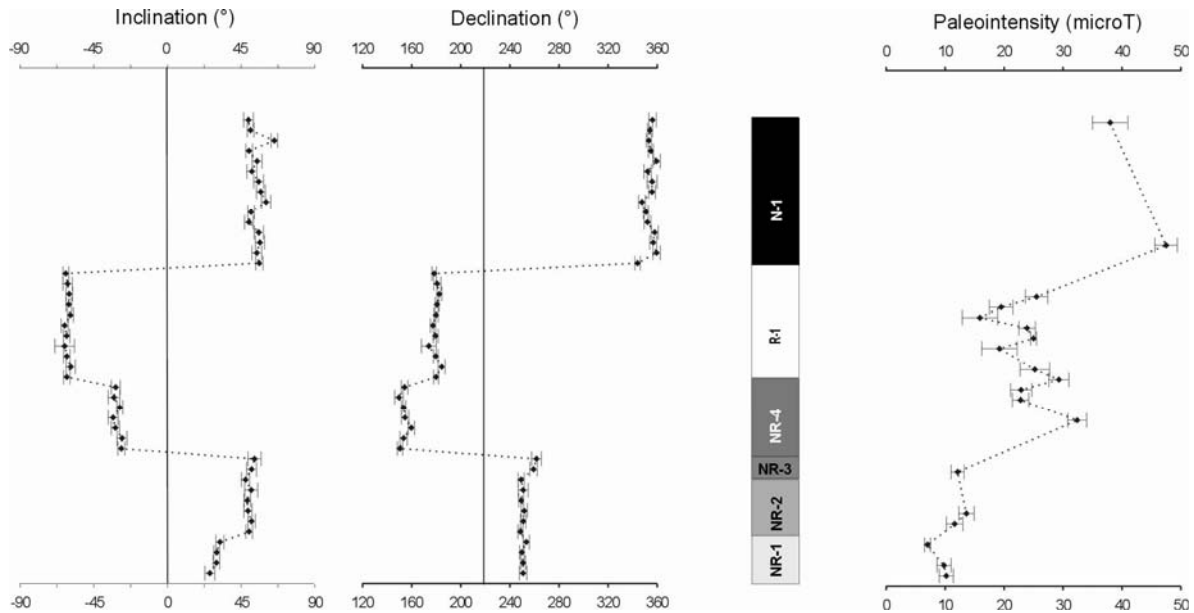


Figura 5.6. Inclinación promedio, inclinación, declinación y desviación angular de las paleodirecciones esperadas y la paleointensidad absoluta para cada flujo de la sección Akhalkalaki compuesta.

Considerando todas las edades radiométricas disponibles (Camps et al., 1996, Figuras 4.9 y 4.10) y los nuevos datos paleomagnéticos hay evidencia para afirmar que hay una inversión en Gilbert-Gauss registrada en la parte superior de la secuencia. Las polaridades intermedias inferiores posiblemente representan un tipo de precursor de la inversión similar a la de la transición geomagnética Matuyama-Brunhes (Quideleur et al., 2002; Petronille et al., 2005; Gratton y Shaw, 2007). La existencia de dicho precursor fue también documentada por Valet y Herrero-Bervera (2003) para otras transiciones más antiguas. Hay mayores evidencias de un evento geomagnético justo antes a la inversión M-B y se encontraron en sedimentos (Kent y Schneider, 1995; Hartl y Tauxe, 1996; Carcaillet et al., 2004). Estos autores observan ligeras desviaciones junto con un salto en la paleointensidad relativa de cerca de 15 Ky previos a la transición, Considerando sus resultados, se puede especular que el precursor puede ser una característica general de los regímenes geomagnéticos pre transicionales.

Las trayectorias del polo geomagnético virtual (VGP) (Figura 4.8) no parecen ajustarse a los sectores longitudinales preferenciales de que muestran los registros en sedimentos (Laj et al., 1991). Sin embargo se observan algunas

similitudes con el registro paleomagnético obtenido de una inversión cercana a 3.6 Ma (presumiblemente una transición Gilbert-Gauss, Herrero-Bervera y Valet, 2005) que aparece en la secuencia Waianae (Oahu, Hawaii). La paleointensidad se reduce drásticamente durante el evento magnético transicional como se ha observado mundialmente en todas las excursiones e inversiones. Un rasgo interesante en el registro de la paleointensidad en Thoki es una evolución casi lineal del régimen geomagnético transicional al normal y una rápida restauración de la intensidad dipolar. Esto también se observa en Waianae (Herrero-Bervera et al., 2005), La palma (Quideleur et al., 2002), Islandia (Goguitchaichvili et al., 1999), y Steens Mountain (Prevot et al., 1985). Los datos de paleointensidad que aquí se reportan no confirman la presencia de una inusual paleointensidad post-intermedia como se detectó en Kauai (Bogue y Paul, 1993) y en Groenlandia (Riisager y Abrahamsen, 2000). Adicionalmente, en dos registros detallados post-intermedios de la transición Gauss-Matuyama estudiados por Tanaka et al., (1995) y Reunion-Matuyama, Goguitchaichvili et al. (1999) llegan a valores similares (bajos) de la intensidad el campo post-transicional. Los resultados sugieren que el régimen en el Geodínamo subsecuente a las inversiones o inversiones puede variar significativamente de un evento al siguiente sin mostrar aparentemente rasgos sistemáticos como se sugiere en Goguitchaichvili et al., (2001).

Conclusiones

- ✓ Los nuevos datos que se presentan en este trabajo proporcionan una mejor descripción de la naturaleza y morfología del registro del campo geomagnético, en particular en el periodo de transición entre Gilbert-Gauss
- ✓ Los experimentos de magnetismo en rocas muestran que el principal portador de el magnetismo remanente es Titanomagnetita pobre en titanio, la proporción de granos con estructuras multidominio no es significativa y fue posible determinar la magnetización remanente característica en todas las muestras.
- ✓ La correlación con la secuencia original (Thoki) permite establecer una nueva estratigrafía magnética, direcciones intermedias en la parte inferior de la secuencia, seguida por una zona de polaridad reversa y una zona de polaridad normal en la parte superior.
- ✓ La paleo intensidad promedio del campo intermedio es **$12.8 \pm 2.7 \mu T$** (10 flujos). La paleointensidad de la inversión es mayor y en promedio de **$27.3 \pm 9.3 \mu T$** (22 flujos) mientras que la polaridad normal presentó un promedio de **$34.2 \pm 6.8 \mu T$** .
- ✓ Considerando todas las edades radiométricas disponibles y los nuevos datos paleomagnéticos es posible decir que la inversión Gilbert–Gauss (R-N) se encuentra registrada en la parte superior de la secuencia. La polaridad intermedia de los flujos inferiores posiblemente representa una clase de precursor de esta inversión similar a la transición geomagnética de Matuyama-Brunhes

Bibliografía

- Bogue, S.W. and Paul, H.A., Distinctive field behaviour following geomagnetic reversals. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 2399-2402, 1993.
- Camps P., Ruffet, G., Scherbakov, V.P., Scherbakova, V.V., Prévot, M., Moussine-Pouchkin, A., L., Sholpo, Goguitchaichvili, A.T. and Asanidze, B., Paleomagnetic and geocronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in Pliocene volcanic rocks from Georgia (lesser Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.*, **96**, 41-59, 1996.
- Carcaillet J.T., D. Bourles and N. Thouveny, Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, d. 1029/2003GC000641, 2004.
- Coe, R. S., S. Grommé, and E. A. Mankinen, Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1740-1756, 1978.
- Coe, R., Paleointensity of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks, *J. Geophys. Res.*, **83**, 1740-1756, 1967.
- Cox, A., Lengths of geomagnetic polarity intervals, *J. Geophys. Res.*, **73**, 3247-3260, 1968.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **13**, 260-267, 1977.
- Dunlop, D., and Ö. Özdemir, Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers, *Cambridge University Press*, 573pp. 1997.

- Dunlop D. J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi : 10.1029/2001JB000486, 2002.
- Glatzmaier, G. A., and P. H. Roberts, A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **91**, 63–75, 1995.
- Glatzmaier, G. A., and P. H. Roberts, A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal, *Nature*, **377**, 203–209, 1995.
- Goguitchaichvili A., Sologachvili, D.Z., Prévot, M., Calvo, M., Pavlenichvili, E.SH., Maissuradze, G.M. and Schnepf, E., Paleomagnetic and rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in south Georgia (Caucasus). *Geology in Mijnbouw*, **76**, 135-143, 1997.
- Goguitchaichvili, A., Prévot, M., Dautria J.M. and Bacia, M. Thermo-detrital and crystalline magnetizations in an Icelandic hyaloclastite, *J. Geophys. Res.* **104**, 29219-29239, 1999a.
- Goguitchaichvili, A., M. Prévot, N. Roberts and J. Thompson, An attempt to determine the absolute geomagnetic field intensity in Southwestern Iceland during the Gauss-Matuyama reversal. *Phys. Earth Planet. Lett.*, **115**, 53-66, 1999b.
- Goguitchaichvili, A., Prévot, M. and Camps, P., No evidence for strong fields during the R3-N3 Icelandic geomagnetic reversals. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **167**, 15-34, 1999c.
- Goguitchaichvili, A., J. Morales, and J. Urrutia-Fucugauchi, On the use of thermomagnetic curves in paleomagnetism, *C.R. Acad. Sci., Earth Planet. Sci.*, **333**, 699-704, 2001a.

- Goguitchaichvili, A., Camps, P. and Urrutia-Fucugauchi, J., On the features of the geodynamo following reversals or excursions, *Phys. Earth Planet. Int.*, **124**, 81-93, 2001b.
- Gratton, M., and Shaw, J., Absolute palaeointensity variation during a precursor to the Matuyama-Brunhes transition recorded in Chilean lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **162**, no. 1-2, 61-72, 2007.
- Gubbins, D., The distinction between geomagnetic excursions and reversals, *Geophys. J. Int.*, **137**, F1-F3, 1999.
- Hartl, P., and Tauxe, L., A precursor to the Matuyama/Brunhes transition – field instability as recorded in pelagic sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **138**, 121-135, 1996.
- Herrero-Bervera E. and Valet J.P., Absolute paleointensity and reversal records from the Wainanae sequence (Oahu, Hawaii, USA). *Earth Planet.Sci. Lett.*, doi: **10.1016/j.epsl.2005**, 2005.
- Kirschvink, J. L., The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **62**, 699-718, 1980.
- Kent, D. V., and Schneider, D. A., Correlation of paleointensity variation records in the Brunhes/Matuyama polarity transition interval, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **129**, 135-142, 1995.
- Kosterov, A., M. Perrin, J. M. Glen, and R. S. Coe, Paleointensity of the Earth's magnetic field in early Cretaceous time: The Paraná Basalt, Brazil, *J. Geophys. Res.*, **103**, 9739-9753, 1998.
- Knudsen M. F., N. Abrahamsen and P. Riisager, Paleomagnetic evidence from Cape Verde Islands basalts for fully reversed excursions in the Brunhes Chron. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **206**, 199-214, 2003.

- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R. and Herrero-Bervera, E., Geomagnetic reversal paths. *Nature*, **351**, 347-350, 1991.
- Levi, S., The effect of magnetite particle size in paleointensity determination of the geomagnetic field, *Phys. Earth Planet. Int.*, **13**, 245-258, 1977.
- Maissuradze, G., Antropogene of Anti-Caucasus, *Paleogr. Paleoclim. Paleoecol.*, **72**, 53-61, 1989.
- Maissuradze, G.M., C.B. Smelov and M.G. Tvalchrelidze, New results from Samll Caucasus Volcanic Provinces (en Ruso), *Soob. AN GSSR*, **98**(1980)605-608.
- Mankinen, E.A., M. Prévot, C.S. Grommé, and R. Coe, The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 1, Directional history, duration of episodes and rock-magnetism. *J. Geophys. Res.*, **90**, 10393-10416, 1985.
- Merrill, R. T. and McFadden, P. L., Geomagnetic field stability: Reversal events and excursions, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 57-69, 1994.
- Merrill, R. T., M. W. McElhinny, and P. L. McFadden, The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle, 531 pp., *Academic*, San Diego, 1996.
- Mochizuki, N., and Tsunakawa, H. Palaeointensities of the Auckland geomagnetic excursions by the LTD-DHT Shaw method, *Phys. Earth Planet. Int.*, **154**, 168-179, 2006.
- Mochizuki, N., Tsunakawa, H., Shibuya, H., Tagami, T., Ozawa, A. and Smith, I.E.M, Further K-Ar dating and paleomagnetic study of the Auckland geomagnetic excursions, *Earth, Planets, Space*, **59**, 755-761, 2007.
- Nagata, T., R.M. Fisher, and K. Momose, Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years, *J. Geophys. Res.*, **68**, 5277-5281, 1963.

- Özdemir, Ö., Inversion of titanomaghemitites, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **65**, 125-136, 1987.
- Olson, P. L., Geomagnetic polarity reversals in a turbulent core, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 260–274, 1983.
- Petronille M., A. Goguitchaichvili, B. Henry, L. Alva-Valdivia, J. Rosas-Elguera, M. Rodríguez Ceja and M. Calvo-Rathert, Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron, *Journal of Geophys. Res.* , **110**, b08101, doi:10.1029/2004jb003321, 2005.
- Prévot, M., R.S. Maininen, R.S. Coe, and S. Grommé, The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.*, **90**, 10417-10448, 1985.
- Prévot, M., R.S. Maininen, S. Grommé, and A. Lecaille, High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, **88**, 2316-2326, 1983.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Gillot, P. Y., and Soler, V., Evolution of the geomagnetic field prior to the Matuyama-Brunhes transition : radiometric dating of a 820 ka excursion at La Palma, *Geophys. J. Int.*, **151**, F6-F10, 2002.
- Rebaï, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissof, B., Haesler, H. and Cisternas, A., Active tectonics in the Lesser Caucasus: Coexistence of compressive and extensional structures, *Tectonics*, **12**, No. 5(1993)1089-1114.
- Riisager, P., J. Riisager, N. Abrahamsen, and R. Waagstein, Thellier paleointensity experiments on Faroes Flood Basalts: Technical aspects and Geomagnetic Implications, *Phys. Earth Planet. Inter.* **131**, 91-100, 2002.

- Riisager, P. and Abrahamsen, N., Palaeointensity of West Greenland Palaeocene basalts: asymmetric intensity around the C27n-C26r transition. *Phys. Earth Planet. Int.*, **118**, 53-64, 2000.
- Roberts, P. H., Dynamo theory, in *Mathematical Problems in the Geophysical Sciences*, edited by W. H. Reid, p. 129–206, *Am. Math. Soc.*, Providence, R. I., 1971.
- Rubinshtein, M., S. Adamia, D. Devnozashvili, B. Dobrinin and L. Pozentup, Dating of some Neogene and Quaternary volcanics from Transcaucasus by geologic, radiometric and paleomagnetic data. In: *International conference on the problems of Neogene/Quaternary boundary* (en Ruso), (1972)162-167.
- Singer B. S., M. K., Relle, K. A. Hoffman, A. Battle, C. Laj, H. Guillou, and J. Carracedo, Ar/Ar ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Island, and the geomagnetic instability timescale, *J. Geophys. Res.*, vol. **107** (B11), 10.1029/2001JB001613, 2002.
- Sologashvili, J., Paleomagnetism of Neogene volcanic units of Georgia, Phd Thesis, Tbilisi State University, 168 pp., 1986.
- Tanaka, H., Kono, M. and Kaneko, S., Paleosecular variation of direction and intensity from two Pliocene-Pleistocene lava sections in Southwestern Iceland, *J. Geomag. Geoelectr.*, **47**, 89-102. 1995.
- Tauxe, L., Sedimentary records of relative paleointensity: Theory and practice, *Rev. Geophys.*, **31**, 319-354, 1993.
- Tauxe, L., T. A. T., Mullender, and T. Pick, Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, **95**, 12337-12350, 1996.
- Thellier, E. and O. Thellier, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophysique*, **15**, 285-376, 1959.

Thellier, E. and Thellier, O. Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d'Auvergne, *Ann. Geophys.*, 1, 37-52, 1944.

V. A. Lebedev, S. N. Dubnov, I. V. Chernyshev, A. V. Chugaev, O. Z. Dudaury, y G. T. Vashakidze, Geochronology and Genesis of Subalkaline Basaltic Lava Rivers at the Dzhavakheti Highland, lesser Caucasus: K-Ar and Sr-Nd isotopic data; *Geochemistry Int.*, 45, 211-225, 2007.

Valet, J.P., and E. Herrero-Bervera, Some characteristics of geomagnetic reversals inferred from detailed volcanic records, *C.R. Geoscience*, **335**, 79–90, 2003.

Valet, J.P., and E. Herrero-Bervera, Paleointensity experiments using alternating field demagnetization, *Earth Planet. Sci. Letters*, **177**, 43-58, 2000.