



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

Reevaluación de las excursiones
geomagnéticas registradas en flujos de
lava de los campos volcánicos Ceboruco
y Tequila, Oeste de México

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

Jorge Homero García Gómez

DIRECTOR INTERNO DE TESIS: Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano

DIRECTOR EXTERNO DE TESIS: Dr. Avtandil Gogichaishvili

MORELIA, MICHOACÁN

Agosto de 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES**

LIC. IVONNE RAMÍREZ WENCES

DIRECTORA

DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR

P R E S E N T E

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 05** del **H. Consejo Técnico** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **03 de mayo del 2017**, acordó poner a su consideración el siguiente jurado para el Examen Profesional del alumno **Jorge Homero García Gómez** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **413079136**, con la tesis titulada: "Reevaluación de las excursiones Geomagnéticas registradas en flujos de lava de los Campos Volcánicos Ceboruco y Tequila, Oeste de México" bajo la dirección como **tutor** del Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano y como **co-tutor** al Dr. Avtandil Gogichaishvili.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente: Dr. José Luis Macías Vázquez

Vocal: Dr. Gabriel Vázquez Castro

Secretario: Dr. Avtandil Gogichaishvili

Suplente: Dr. Miguel ángel Cervantes Solano

Suplente: Mtro. Gerardo Cifuentes Nava

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Morelia, Michoacán a, 23 de junio del 2017.



DR. VÍCTOR HUGO ANAYA MUÑOZ
SECRETARIO GENERAL

CAMPUS MORELIA

Apartado Postal 27-3 (Santa Ma. De Guido), 58090, Morelia, Michoacán
Antigua Carretera a Pátzcuaro N° 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta
58190, Morelia, Michoacán, México. Tel: (443)689.3502 y (55)56.23.73.02, Extensión Red UNAM: 80503
www.enesmorelia.unam.mx

Agradecimientos

Agradezco la beca otorgada mediante el proyecto PAPIIT IA104215, así como el apoyo financiero para la investigación por parte del CONACYT, proyecto 252149, otorgado por UNAM-PAPIIT IN101717.

A mis tutores Dr. Miguel Cervantes Solano y Dr. Avto Gogichaishvili, quienes creyeron en mí para la realización de esta tesis e incondicionalmente brindaron su apoyo.

A la Dra. Sol Hernández Bernal, primera y mejor coordinadora que se haya tenido, siempre resolviendo pequeños y grandes problemas con eficiencia y sin dramatizar (cosa rara en la actualidad), al igual que su disposición para escuchar y brindar consejo.

A servicios escolares: Lic. Alejandro Rebollar Villagómez y todo el equipo; es cierto Alejandro, se nota el esfuerzo por brindar un servicio amigable y de óptima calidad.

Mtra. Araceli Noguez Ortiz por facilitarme los artículos necesarios para la realización de esta tesis y otros trabajos.

A los profesores e investigadores que supieron impartir los conocimientos con el rigor que se espera en una formación profesional: Dr. Gabriel Vázquez Castro, Dr. Daniele Colosi, Dra. Aída López Hernández, Dr. Giovanni Sosa Ceballos, Dr. Ernesto Aguilar Rodríguez, Dra. Julieta Arisbe López, Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, Dr. Miguel Ángel Santoyo García, Dr. Víctor Manuel Hernández Madrigal, Mtro. Gerardo Cifuentes Nava; personas ejemplares, a quienes manifiesto mi admiración y respeto.

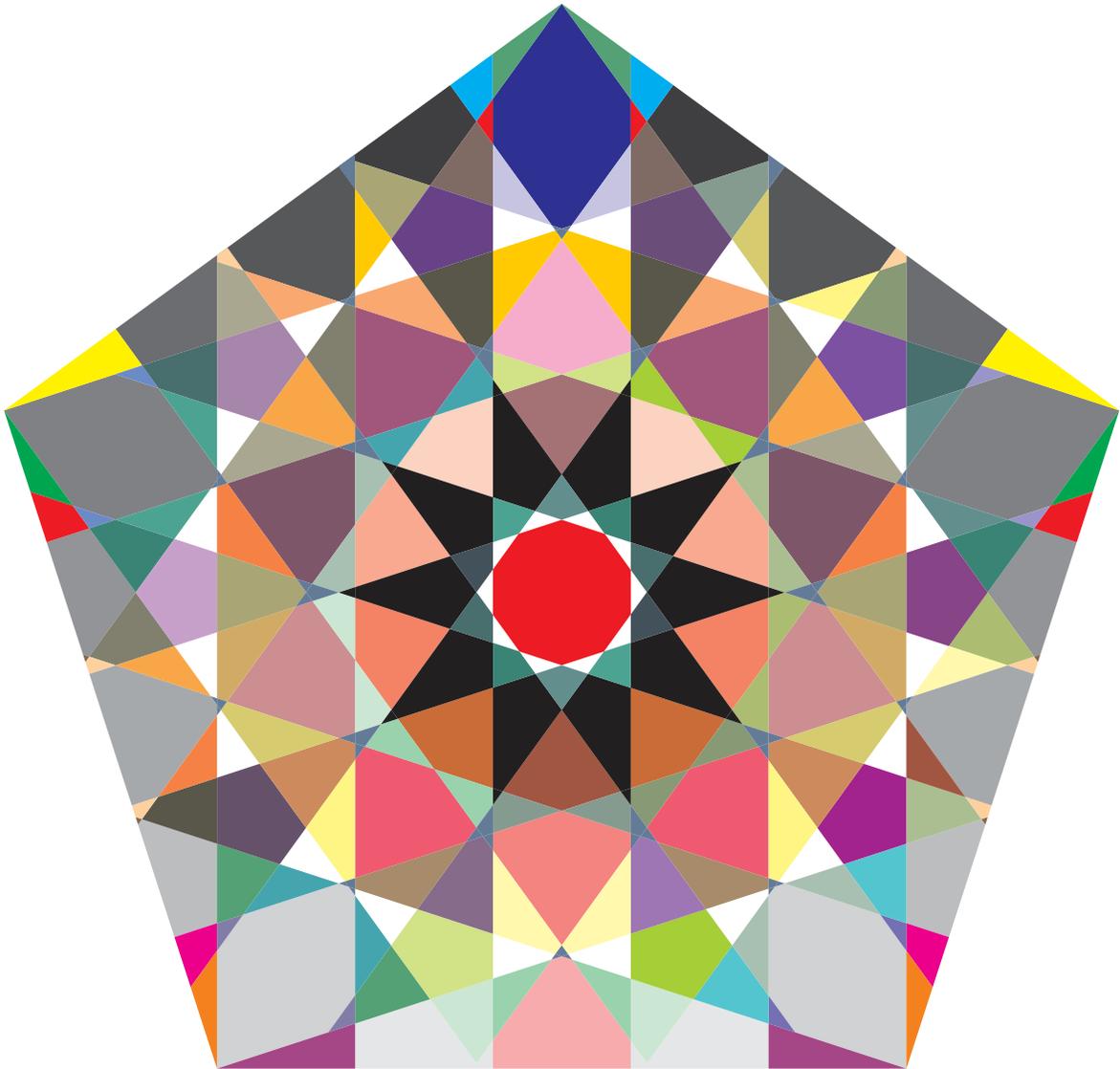
A los amigos: Alejandra Hurtado Cardiel, Vanessa Arriaga Contreras, Lizbeth Solís Oseguera, Guadalupe Correa Gómez, Eva Pérez Izazaga, Luz Ma. Cerda-Andrés Espino, Roberto Cabrera Torres, Anyelo Cazares Barboza, Daniela Martínez Silva, Tania Gaspar Patarroyo en los que encuentro de diversas formas, inspiración, confianza e incluso competencia. Espero contar siempre con su amistad.

A todos los mencionados, quienes sin duda alguna, fueron una parte importante que apoyó de cierta manera y a su forma particular a la consolidación de mi formación profesional, pues todos y cada uno de ustedes me obsequiaron parte de su tiempo, el cual considero es invaluable.

¡ GRACIAS !

Dedicatoria

A mi Madre.



Resumen

Se realizó un estudio en seis sitios pertenecientes a la parte oeste de la faja volcánica Transmexicana, dos de los sitios se encuentran en el campo volcánico Ceboruco-San Pedro y cuatro en el campo volcánico Tequila. Estos sitios cuentan con estudios paleomagnéticos previos realizados por Ceja et al., (2006) y Michalk et al., (2013), ambos autores no coinciden en sus resultados para estos sitios en particular, por lo que en este trabajo se pretende aportar certidumbre respecto a los datos discordantes de los autores.

La investigación se centró en dos partes principales, por una parte, se analizó las propiedades magnéticas de las rocas, llevando a cabo experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura, por otra parte, se hizo un análisis paleomagnético de las muestras con el fin de obtener las paleodirecciones y hacer una comparación con los resultados publicados anteriormente.

Los resultados de magnetismo en rocas muestran que tres sitios presentaron una sola fase ferromagnética con una temperatura de Curie entre los 520 y 580° C compatible con la titanomagnetita pobre en titanio, un sitio presentó dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento y una sola durante el enfriamiento, el comportamiento se debe posiblemente a la coexistencia de titanomagnetitas ricas en titanio para la primera fase y titanomagnetita pobre en titanio para la segunda. Otro sitio presentó dos fases durante el calentamiento y dos durante el enfriamiento, sus puntos de Curie más bajo están en el intervalo de 360 y 420° C, mientras que el mayor es cercano a los 560° C.

Los resultados paleomagnéticos no permitieron obtener direcciones promedio para dos sitios pertenecientes al campo volcánico Ceboruco-San Pedro debido a que los datos individuales de las muestras no se agruparon de manera significativa. Para los sitios pertenecientes al campo volcánico Tequila fue posible obtener las direcciones y compararlas con las previamente obtenidas pudiéndose en dos de ellos aportar información relevante; uno descarta que se trate de un registro de la excursión conocida como Levantine mientras que en otro sitio se confirma que los registros pertenecen a la excursión Big Lost. En los otros dos sitios se obtienen direcciones significativamente distintas cuyos resultados requieren de una mayor discusión.

Contenido

Agradecimiento	<i>I</i>
Dedicatoria	<i>II</i>
Resumen	<i>III</i>
Contenido	<i>IV</i>
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	2
1.2 Objetivo	2
1.3 Justificación	2
Capítulo 2. Fundamentos de magnetismo terrestre	3
2.1 Hipótesis del campo geomagnético (hipótesis del GAD)	3
2.2 Origen del campo magnético terrestre (modelo del geodínamo)	4
2.3 Componentes del campo magnético terrestre (CMT)	6
2.4 Geometría y representación del campo geomagnético	6
2.5 Variaciones del CMT	9
2.6 Tratamientos magnéticos	11
2.7 Métodos estadísticos (estadística de Fisher)	12
Capítulo 3. Fundamentos de magnetismo en rocas	14
3.1 Campo magnético y parámetros magnéticos	14
3.2 Estados magnéticos (comportamiento magnético de la materia)	16
3.3 Susceptibilidad y permeabilidad magnética	19
3.4 Dominios magnéticos (importancia del tamaño de grano)	19

3.5 Ciclo de histéresis (identificación de minerales magnéticos)	21
3.6 Minerales magnéticos (diagrama ternario óxidos hierro-titanio)	22
3.7 Adquisición de remanencia magnética	23
Capítulo 4. Inversiones y excursiones geomagnéticas	24
4.1 Inversiones geomagnéticas	25
4.2 Excursiones geomagnéticas	26
4.3 Evidencia del campo transicional en México	27
4.4 Escala magnetoestratigráfica	28
Capítulo 5. Contexto geológico del área de estudio	30
5.1 Faja volcánica transmexicana	30
5.2 Campo volcánico Ceboruco	33
5.3 Campo volcánico Tequila	34
5.4 Geocronología	34
5.5 Localización de los sitios estudiados y detalles de muestreo	36
Capítulo 6. Metodología	40
6.1 Preparación de las muestras	40
6.2 Medición de NRM	41
6.3 Desmagnetización mediante campos alternos	43
6.4 Propiedades magnéticas de rocas	43
Capítulo 7. Resultados	45
7.1 Direcciones paleomagnéticas	45
7.1.1 Sitio CEB_01	45
7.1.2 Sitio CEB_02	46

7.1.3 Sitio TEQ_01	47
7.1.4 Sitio TEQ_02	48
7.1.5 Sitio TEQ_03	50
7.1.6 Sitio TEQ_04	51
7.2 Susceptibilidad en función de la temperatura (curvas K-T)	52
Capítulo 8. Discusión	54
8.1 Sitio TEQ_01	54
8.2 Sitio TEQ_02	55
8.3 Sitio TEQ_03	56
8.4 Sitio TEQ_04	57
Conclusiones	59
Referencias	61

Capítulo 1. Introducción

El paleomagnetismo, el geomagnetismo y la sismología son hasta ahora los únicos campos de estudio geofísicos que permiten estudiar de manera indirecta el interior terrestre, sin embargo, el paleomagnetismo a diferencia del geomagnetismo y la sismología, permite conocer parte de la dinámica interna en diferentes escalas de tiempo geológico. Por lo que el paleomagnetismo es esencial para entender las condiciones pasadas y actuales (evolución geodinámica) del núcleo líquido de la Tierra y el contacto núcleo-manto.

Los estudios paleomagnéticos consisten en el estudio de las rocas sedimentarias, así como ígneas, las cuales registran al momento de su formación la dirección y en algunos casos la intensidad del campo geomagnético, esto debido a la presencia de minerales ferrimagnéticos los cuales son conocidos como “minerales con memoria magnética” (Tauxe, 2016a).

La variación paleosecular (PSV), las excursiones e inversiones geomagnéticas son tres de las características principales del campo magnético terrestre (CMT). La PSV se manifiesta lentamente a través de los años y se conoce a partir de mediciones instrumentales directas desde el siglo XVI, cuando los registros de observatorios iniciaron, mientras que los estudios propiamente paleomagnéticos iniciaron con los estudios realizados por Brunhes (1906).

Las inversiones como las excursiones geomagnéticas son las variaciones de mayor amplitud y duración que presenta el CMT, se sabe que estos eventos están fuertemente influenciados por la naturaleza y variaciones laterales del límite entre el manto interno y el núcleo externo (Glatzmaier y Roberts, 1997).

Actualmente los registros de excursiones geomagnéticas son escasos, de hecho, dentro del paleomagnetismo, el estudio de las excursiones es un campo de investigación vanguardista que tiene por objetivo comprender el origen, la frecuencia, la amplitud, la duración y el comportamiento de este tipo de eventos.

Este trabajo de investigación pretende aumentar la resolución de estudios paleomagnéticos previos realizados en la parte oeste de la faja volcánica Transmexicana. En otras palabras, se quiere aumentar la calidad de datos paleodireccionales concretos con el objetivo general de que sean incorporados como registros de alta fiabilidad y con ello aumentar el peso de estos registros al momento de ser considerados al realizar modelaciones sobre la dinámica interna terrestre.

1.1 Antecedentes

Posterior a los estudios geocronológicos realizados por Lewis-Kenedi et al. (2005) y Frey et al. (2004) para los campos volcánicos Tequila y Ceboruco-San Pedro respectivamente, Ceja et al. (2006) y Michalk et al. (2013) realizaron estudios paleomagnéticos en ambos campos volcánicos con el objetivo de acrecentar la información paleomagnética, sin embargo, algunos de los datos presentados por los autores son discordantes y específicamente en seis de estos sitios se tiene un interés primordial, ya que los datos podrían haber registrado un momento puntual del campo transicional.

1.2 Objetivo

Con el fin de poder dar certidumbre a los resultados discordantes obtenidos por Ceja et al. (2006) y Michalk et al. (2013), se optó por realizar un estudio paleomagnético sobre flujos de lava de los campos volcánicos Ceboruco (Nayarit) y Tequila (Jalisco), utilizando la información sobre las edades radiométricas disponibles de los eventos eruptivos, así como un amplio muestreo que permita reconocer el comportamiento del campo magnético presente en el momento de los emplazamientos.

1.3 Justificación

Las excursiones geomagnéticas son episodios que difícilmente son registrados en las rocas ya que son episodios de corta duración. Los registros de excursiones con los que se cuenta en el mundo son escasos y solo la excursión Lamchamp ha sido demostrada sin dejar lugar a duda (Laj y Channell, 2007), por lo que aumentar el número de observaciones de las excursiones resulta esencial.

Este trabajo aportará nuevos datos paleomagnéticos que permitan establecer el comportamiento del CMT, los cuales podrían tener repercusiones tectónicas, en aplicaciones estratigráficas, en la geocronología y en la investigación sobre la propia variación secular, por ejemplo:

- Debido a las características de las excursiones, la obtención de registros, combinado con geocronología de alta precisión, facilita la realización de pruebas de hipótesis sobre la dinámica de la tierra profunda que genera excursiones geomagnéticas (Valet & Plenier, 2008).

Capítulo 2. Fundamentos de magnetismo terrestre

2.1 Hipótesis del campo geomagnético (hipótesis del GAD)

Una de las dificultades iniciales con las que tuvo que enfrentarse los estudios paleomagnéticos para un análisis ordenado y sistematizado, fue confrontarse al hecho de que estudios realizados en diferentes sectores de la Tierra, son puntos únicos en el tiempo con incertidumbres notables entre las muestras de secuencias estratigráficas, donde la relación temporal que guardan las muestras obtenidas es desconocida. Con el fin de sortear la dificultad que implica la variabilidad espacial y temporal de los datos, se hace más fácil trabajar con el campo paleomagnético promediado en el tiempo.

La hipótesis del dipolo axial geocéntrico (GAD) fue propuesta por Hospers (1954) como un mecanismo que permite describir el campo promedio en un intervalo de tiempo y como método de análisis de datos paleomagnéticos. La hipótesis supone que el promedio en los registros del campo paleomagnético, en un intervalo de tiempo "idóneo", será equivalente al esperado; un dipolo axial geocéntrico (McElhinny, 2007).

La geometría del modelo GAD (figura 2.1) es aquella donde los polos geográficos y geomagnéticos coinciden ($D=0^\circ$), al igual que los ejes ecuatoriales. Por tanto, es de esperarse que la latitud paleomagnética λ promediada en el tiempo concuerde con la latitud geográfica.

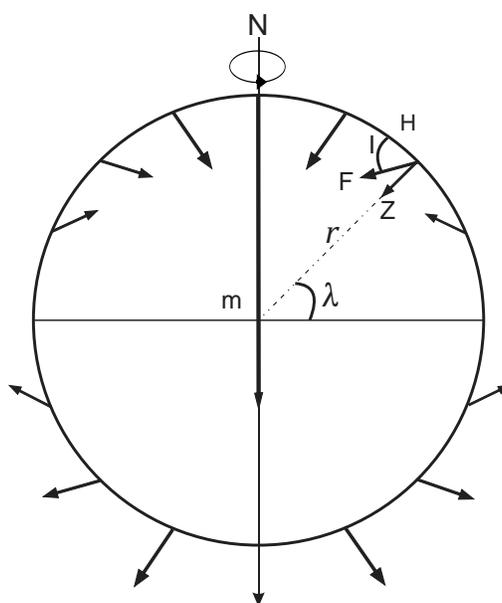


Figura 2.1 Modelo GAD. El dipolo magnético m está colocado en el centro de la Tierra, alineado con el eje de rotación; λ es la latitud geográfica; r es el radio medio; I es la inclinación para un sitio dado; N es el polo norte geográfico. (Modificado de McElhinny, 2007)

Para una latitud dada es posible conocer su componente horizontal (H) y vertical (Z), por medio de las siguientes expresiones:

$$H = \frac{\mu_0 m \cos \lambda}{4\pi r^2}, \quad Z = \frac{2\mu_0 m \sin \lambda}{4\pi r^2}$$

Donde m es el momento magnético para el GAD promediado en el tiempo y r es el radio de la Tierra. Mientras que la intensidad del campo F esta dada por:

$$F = (H^2 + Z^2)^{1/2} \text{ igual a } \frac{\mu_0 m}{4\pi r^2} (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{1/2}$$

Y dado que la tangente de la inclinación magnética I es Z/H , se deduce que:

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

Esta última ecuación es imprescindible en el paleomagnetismo y es una consecuencia inmediata de la hipótesis del GAD (McElhinny, 2007), ya que permite que la latitud paleomagnética se derive de la inclinación media.

2.2 Origen del campo magnético terrestre (modelo del geodínamo)

Desde que se conoce la existencia del campo magnético terrestre, han existido diferentes hipótesis que explican el fenómeno, sin embargo, con el pasar de los años varias de ellas han sido descartadas, gracias a los conocimientos que se fueron adquiriendo y que han servido en la generación de nuevas hipótesis.

Hoy día la hipótesis más aceptada es la llamada “Modelo del dinamo auto-sustentado”, antes de explicar la misma se enumeran algunas de las principales evidencias que sirvieron en la concepción de la misma y que refutaron anteriores:

- Temperatura de Curie **T_c**, es la temperatura a la cual los materiales pierden sus propiedades magnéticas, resultado de la orientación azarosa de los momentos magnéticos de las partículas ferromagnéticas.
- Gradiente geotérmico, establece que la temperatura aumenta con la profundidad.
- Inversiones geomagnéticas, se ha observado que los polos geomagnéticos no son estables, llegando incluso a cambiar su polaridad.
- Estructura interna de la Tierra, se ha inferido a partir de estudios sísmicos (tiempo de viaje, refracción y separación de las ondas compresionales **P** y cortantes **S**) que la Tierra esta compuestas por diferentes capas. Entre otras cosas establece que entre los 2890 y 5150 km se encuentra el núcleo externo, el cual se encuentra en estado líquido y está compuesto

principalmente de hierro (*Fe*) y níquel (*Ni*), siendo el *Fe* el más abundante (Nava, A. 1993).

- Coincidencia de polos, los polos geomagnéticos se encuentran muy próximos a los geográficos, lo cual sugiere la relación entre la rotación de la Tierra y el origen del campo magnético.

La hipótesis del dínamo autosustentado propone que el campo geomagnético es generado por la convección en el núcleo externo líquido eléctricamente conductor y por la rotación de la Tierra (Merrill et al., 1996) (figura 2.2). La teoría del efecto dínamo que se produce en el núcleo fue desarrollada por Elsasser (1946) y Bullard y Gellman (1954). Los autores mencionan que en sus inicios la Tierra no contaba con campo magnético, sin embargo, la interacción de campos magnéticos externos con el fluido en el núcleo externo dio origen al campo magnético interno de la Tierra.

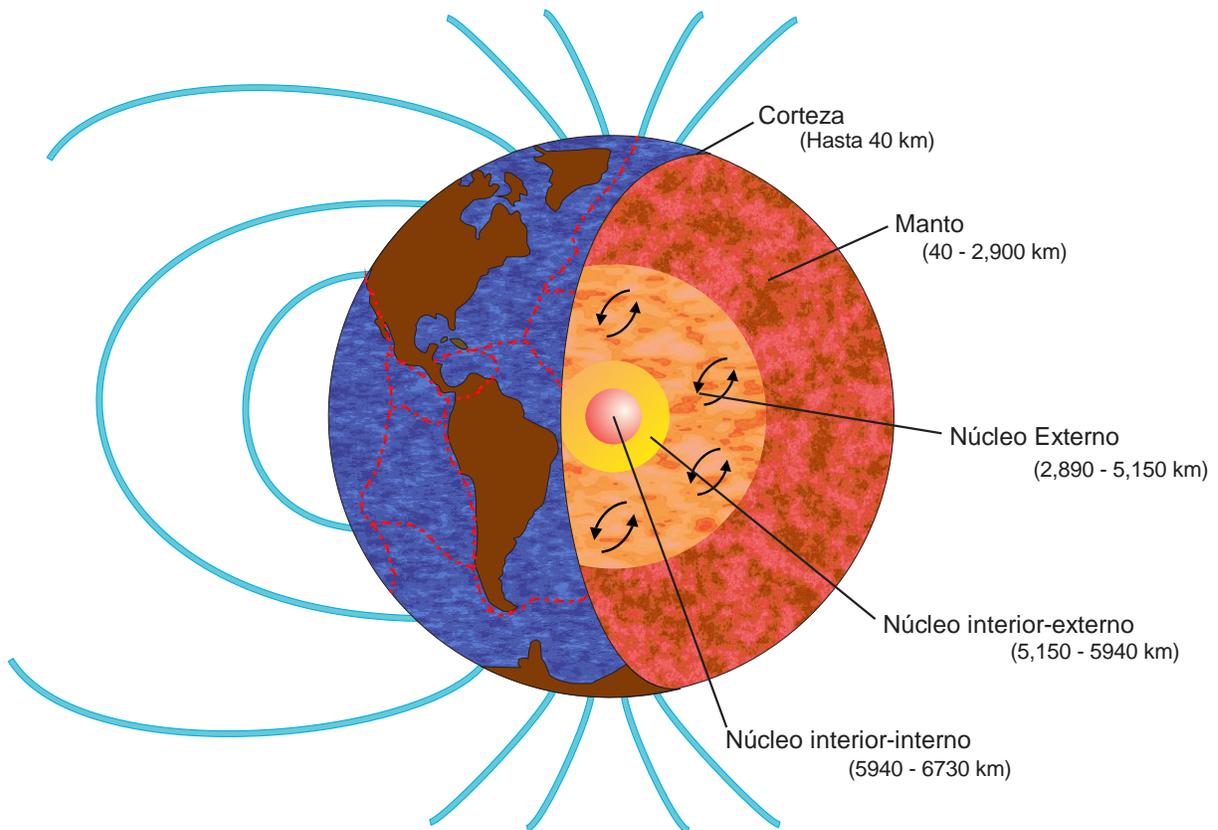


Figura 2.2 Interior seccionado de la Tierra con sus cuatro capas. La división del núcleo interno en interior-externo e interior-interno, está basada en información de Wang et al. (2015).

Recientemente Buffett (2000) a partir de simulaciones numéricas del campo geomagnético ha obtenido que la viscosidad del núcleo externo es similar a la del agua y sugiere velocidades del fluido de ~10 km/año, con lo cual la hipótesis del geodínamo continúa consolidándose.

2.3 Componentes del campo magnético terrestre

El campo geomagnético es la suma de varios campos magnéticos generados por diferentes fuentes, donde el 90% del campo sobre la superficie de la Tierra es de origen interno y es conocido como “campo principal” que es la suma del campo dipolar \mathbf{B}_o con el campo residual \mathbf{B}_r ; mientras que el resto corresponde al campo cortical \mathbf{B}_c , y al campo magnético externo \mathbf{B}_t (Muñiz, 1997). A continuación, se mencionan las diferentes procedencias de las componentes:

- Campo dipolar \mathbf{B}_o , es el producido por el núcleo externo líquido de la Tierra.
- Campo residual \mathbf{B}_r , es el producido por pequeños dipolos que se encuentran en diferentes partes del manto.
- Campo cortical \mathbf{B}_c , es el producido en la corteza terrestre y es conocido como el campo de anomalías.
- Campo externo \mathbf{B}_t , de origen externo a la Tierra, proveniente principalmente del Sol.

En la hipótesis más precisa del geodínamo se considera que el campo $\vec{\mathbf{B}}$ no tiene su origen en el centro de la Tierra, sin embargo, el campo principal ($B_o + B_r$) es predominantemente dipolar y considerarlo como un dipolo es una buena primera aproximación (Blakely, 1996).

2.4 Geometría y representación del campo geomagnético

El flujo magnético $\vec{\mathbf{B}}$ es un vector y como todo vector se especifica totalmente por una magnitud, dirección y sentido, $\vec{\mathbf{B}}$ se suele representar en cualquiera de los sistemas cartesiano, cilíndrico o esférico dependiendo del que resulte más práctico, lo cual produce un total de siete componentes con las que se puede representar $\vec{\mathbf{B}}$ (figura 2.3). Las componentes de cada sistema son:

- Sistema cartesiano, la vertical Z, dirigida hacia abajo, y las horizontales X dirigida al norte geográfico, e Y dirigida hacia el este.

- Sistema cilíndrico, la vertical Z , la horizontal H y la declinación D , que es el ángulo que forma su componente horizontal con el norte geográfico.
- Sistema esférico, el modulo F , su declinación D e inclinación I .

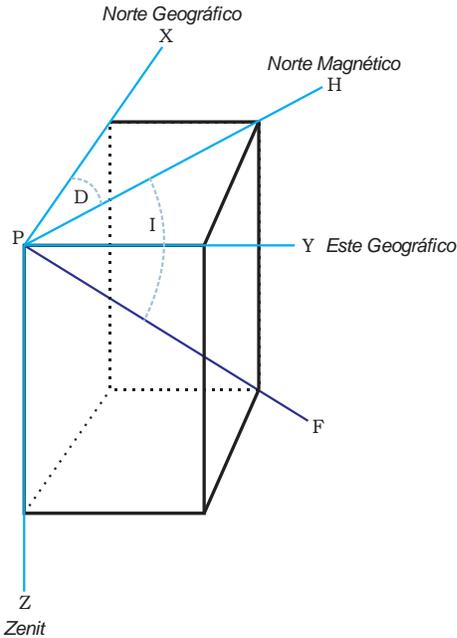


Figura 2.3 Componentes del vector inducción magnética o vector de campo geomagnético, referido a un punto sobre la superficie terrestre.

Las ecuaciones que relacionan las componentes de los diferentes sistemas, son las siguientes:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = \sqrt{H^2 + Z^2}$$

$$D = \cot \frac{Y}{X} = \csc \frac{Y}{H} = \sec \frac{X}{H}$$

$$D = \cot \frac{Z}{H} = \csc \frac{Z}{F}$$

Las diferentes componentes de \vec{B} se representan en mapas con curvas de isovalores. Los mapas con curvas de igual valor de declinación se denominan “isógonas” y las de igual valor de inclinación se denominan “isóclinas” y las de igual intensidad de campo “isodinámicas” (figura 2.4). La línea donde $I = 0^\circ$ forma el ecuador magnético, en tanto que los dos puntos en los que $I = 90^\circ$ e $I = -90^\circ$ son los llamados “polos magnéticos reales”. Finalmente, la intersección del plano vertical

que contiene F con la superficie terrestre se designa como meridiano magnético (figura 2.5).

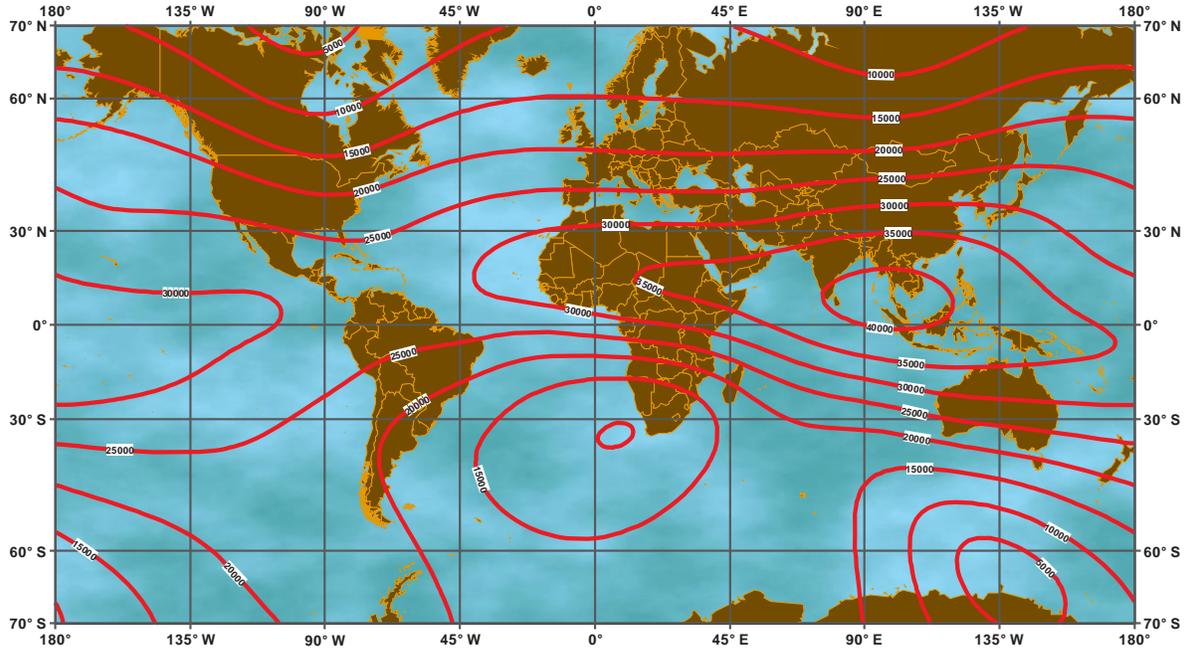


Figura 2.4 Mapa de isódinámicas magnéticas (adaptado de NOAA, 2010). El intervalo entre curvas es de 5000 nT y la proyección del mapa es mercator.

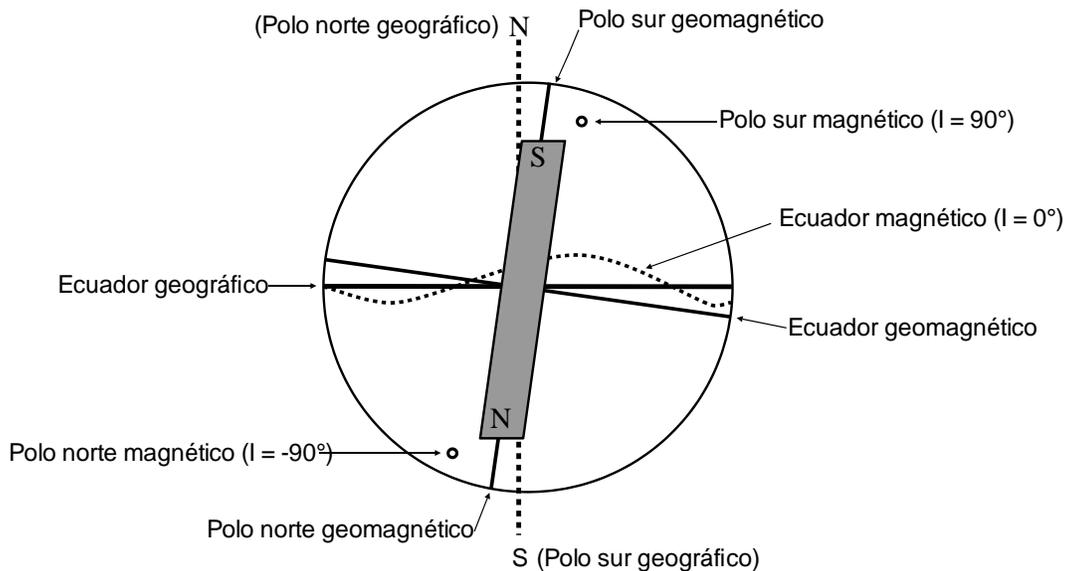


Figura 2.5 Esquema donde se muestran la diferencia entre polos geográficos, polos magnéticos y polos geomagnéticos (Adaptado de McElhinny, 1973).

2.5 Variaciones del CMT

El CMT exhibe variaciones temporales de diferentes tipos. Dichas variaciones suelen clasificarse por sus orígenes en dos grupos; origen extraterrestre, externo a la superficie terrestre, comprende a la componente B_t con variaciones de periodo corto; y origen interno, comprende las componentes B_o , B_r y B_c que presentan variaciones de largo plazo y constituyen la denominada “Tierra sólida”.

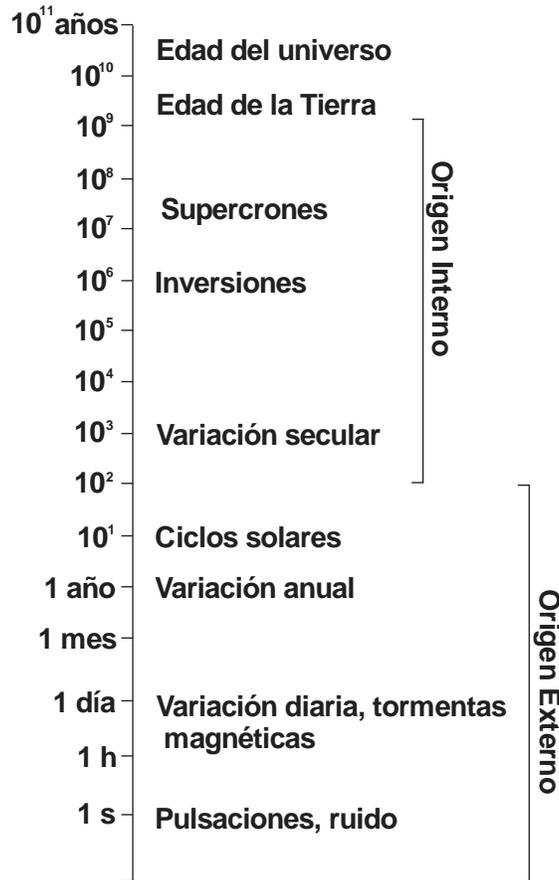


Figura 2.6 Esquema donde se muestra las variaciones temporales del campo magnético terrestre (Basado en Caccavari, 2014).

Las variaciones de origen externo son producidas principalmente por el Sol, que es responsable de las variaciones diurnas (periódicas) como de las tormentas magnéticas (no periódicas). El Sol en todo momento se encuentra emitiendo partículas con carga eléctrica, lo cual da lugar a los llamados “vientos solares” que, al interactuar con el campo interno, lo deforma y adquiere una geometría asimétrica en forma de gota. Las emisiones esporádicas que tienen lugar en las erupciones solares son las que dan lugar a las tormentas magnéticas (Bastida, 2005).

La dirección e intensidad del campo interno cambian con el tiempo, la variación observada en intervalos mayores a un año se le conoce como variación secular, Merrill (1996) señala como en los últimos 200 años la intensidad del campo dipolar a estado decreciendo a una tasa de 6.3% por siglo. Para ejemplificar se muestra en la figura 2.7 la variación de la declinación contra inclinación registrada en un observatorio en Londres, desde el año 1600 al año 1950. Existen otras variaciones para el campo interno como son las excursiones e inversiones geomagnéticas, sin embargo, de estas se habla a profundidad en el capítulo 4.

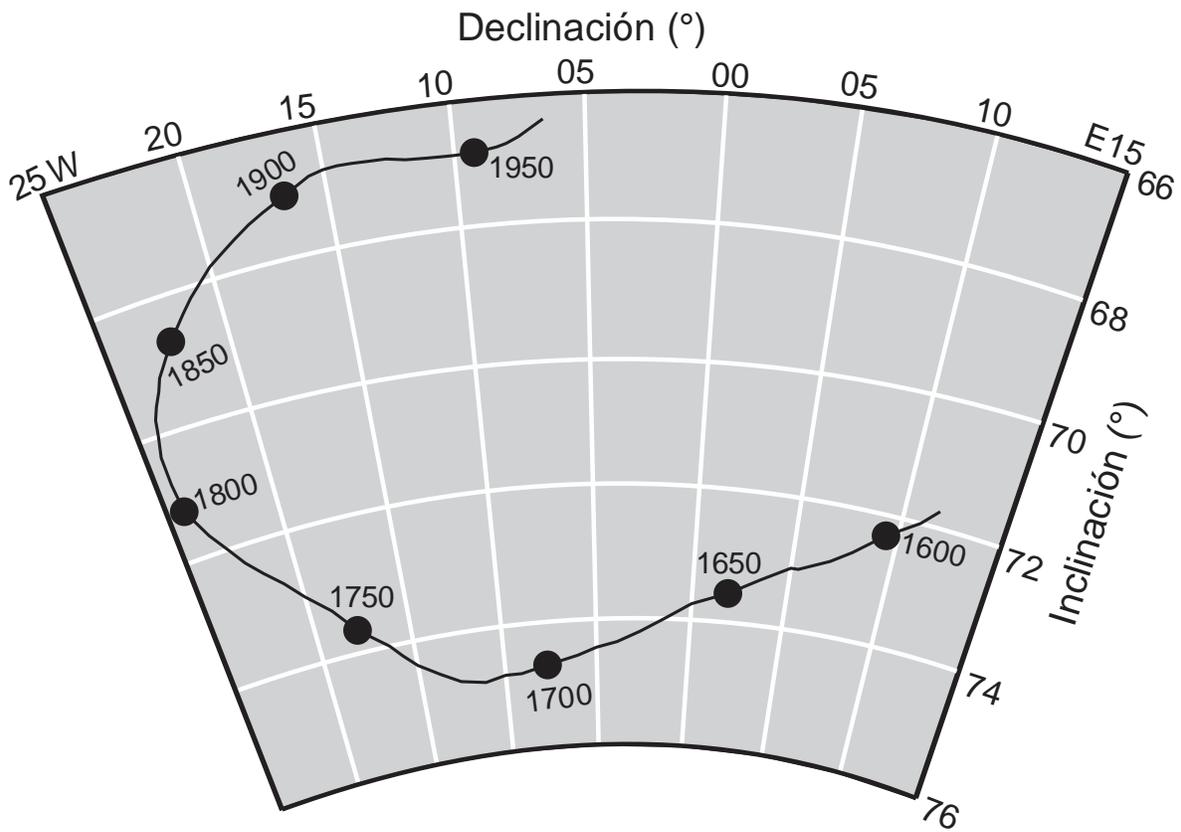


Figura 2.7 Grafica donde se muestran los registros de la variación secular de la declinación contra inclinación del campo geomagnético en el observatorio de Londres (Basado en Buttler, 1998).

2.6 Tratamientos magnéticos

Una roca volcánica desde su establecimiento presenta diferentes minerales (granos) de diferentes tamaños con capacidad de preservar magnetización remanente, dichos granos por tanto presentan diferentes coercitvidades lo que da lugar a que, a lo largo del tiempo la roca adquiera remanencias (MRV) con direcciones distintas a la MTR. Ya que el objetivo es obtener la MTR, es necesario aislar las diferentes componentes de remanencia con el propósito de atribuir origen, edad y fiabilidad de las componentes (Tauxe, 2016c).

Uno de los fundamentos para la desmagnetización de especímenes se apoya en la comprensión de que a menor tiempo de relajación (menor coercitividad), mayor probabilidad tiene un grano de presentar una magnetización secundaria, esto manifiesta que las magnetizaciones viscosas se presentan en los granos con energías de anisotropía bajas, por lo que su contribución es fácil de llevar a la aleatoriedad en comparación con los granos de alta coercitividad (Tauxe, 2016c).

La desmagnetización por campos alternos (CA), apoyada en los fundamentos descritos, consiste en la aplicación de un campo magnético oscilatorio a un espécimen mientras este gira en dos direcciones perpendiculares, buscando que la contribución neta de los granos con coercitvidades por debajo del campo aplicado sea cero. A medida que el campo aplicado disminuye gradualmente hasta quedar justo por debajo de la coercitividad del grano, fija el momento de dicho grano (Tauxe, 2016c). En la figura 2.8 se ilustra uno de los pasos del método por CA.

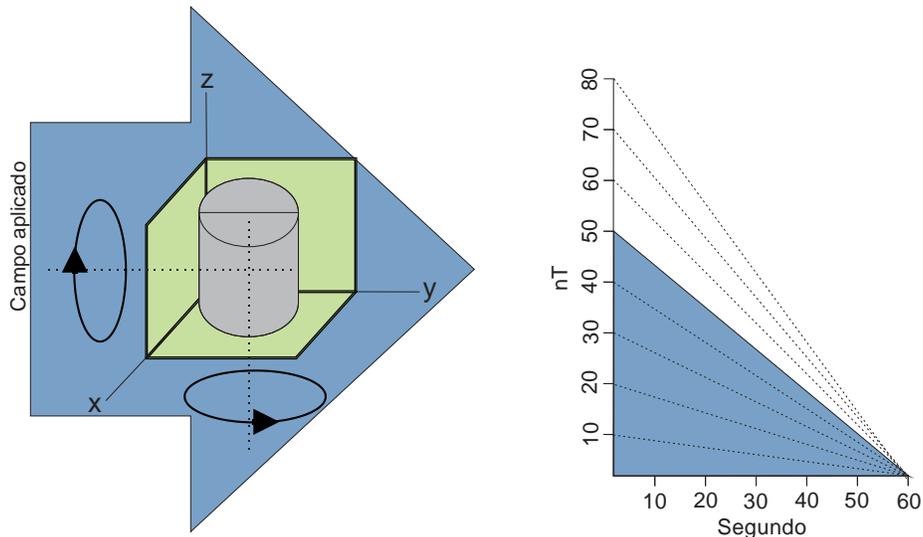


Figura 2.8 Aplicación de un campo magnético oscilatorio a una muestra mientras esta gira en dos planos perpendiculares (en este caso los planos XY y XZ). A la derecha se muestra como disminuye el campo aplicado en el lapso de un minuto.

2.7 Métodos estadísticos (estadística de Fisher)

La conocida estadística de Fisher (1953) resulta actualmente indispensable para el análisis de datos paleomagnéticos, esta permite calcular las direcciones medias con sus respectivos límites de confianza (densidad de distribución). Fue desarrollada análoga a la distribución Gaussiana (distribución normal) con la diferencia de que esta evalúa la dispersión de vectores unitarios con origen en el centro de una esfera.

La hipótesis de partida de la estadística de Fisher, considera que los datos direccionales se dispersan de manera simétrica en torno a la dirección verdadera. Esta primera suposición resulta acertada y oportuna, ya que, los datos están sujetos a una sucesión de agentes y procesos que inevitablemente producen dispersión, estos son según Tauxe (2016b):

- Incertidumbre en las mediciones causada por el ruido de los instrumentos.
- Incertidumbres en la orientación de las muestras.
- Incertidumbre en la orientación de la unidad de roca muestreada.
- Variaciones entre muestras en el grado de eliminación de un componente secundario.
- Incertidumbre causada por el proceso de magnetización.
- Variación secular del campo magnético de la Tierra.
- Caída de rayos.

La función de distribución de Fisher $PdA(\alpha)$ da la probabilidad de encontrar una dirección dentro de un área angular dA , centrada en un ángulo α de la media verdadera. Por tanto, los vectores se distribuyen de acuerdo a la densidad de probabilidad de Fisher, dada por:

$$PdA(\alpha) = \frac{k}{4\pi \sinh k} e^{k \cos \alpha}$$

Donde dA se expresa en estereorradianes con un área total de 4π , α es el ángulo entre el vector unitario y la dirección verdadera, y k es una medida de concentración de la distribución respecto al vector verdadero, tal que si la distribución de direcciones sobre la esfera es uniforme: $k = 0$, mientras que si $k \rightarrow \infty$ (dispersión tendiente a cero) las direcciones deberán de concentrarse en un punto.

Para la determinación de la dirección media a partir de los N vectores unitarios, se utilizan las componentes de los vectores en el sistema cartesiano (x_1, x_2, x_3) , utilizando el método de adición vectorial, la longitud del vector resultante R , está dado por:

$$R^2 = \left(\sum_i x_{1i} \right)^2 + \left(\sum_i x_{2i} \right)^2 + \left(\sum_i x_{3i} \right)^2$$

Donde R es siempre $< N$ y se aproxima a N cuando los vectores están muy agrupados. Las componentes de la dirección media están dadas por:

$$\bar{x}_1 = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_{1i} \right)^2 ; \quad \bar{x}_2 = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_{2i} \right)^2 ; \quad \bar{x}_3 = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_{3i} \right)^2$$

Una vez calculada la dirección media, es necesario dar un valor medio de la dispersión de los datos direccionales, esta media de dispersión la obtenemos por medio del parámetro k . De un conjunto finito de muestras, se estima k por medio de:

$$k = \frac{N - 1}{N - R}$$

Finalmente se utiliza el parámetro k para la estimación aproximada del círculo de confianza al 95% sobre la media α_{95} , dada por:

$$\alpha_{95} \approx \frac{140}{\sqrt{kN}}$$

Capítulo 3. Fundamentos de magnetismo en rocas

3.1 Campo magnético y parámetros magnéticos

Al igual que el campo gravitatorio o eléctrico, el campo magnético \vec{H} [A/m] es un concepto que explica la fuerza de acción a distancia experimentada por una “carga puntual”, es decir, una fuerza que actúa a través del espacio vacío sin necesidad de materia. Este concepto afirma que la sola presencia de una carga (magnética, eléctrica, etc.) altera el espacio que le rodea, y de este modo produce una fuerza a su alrededor (Tippens, 2001).

En la figura 3.1 a) un cuerpo **M** crea un campo magnético \vec{H} en el espacio que le rodea, al poner un imán “puntual” de prueba **m**, este experimenta una fuerza de atracción, en cambio se observa el mismo fenómeno en la figura 3.1 b), sin embargo, la fuerza experimentada por **m** es una fuerza de repulsión. El fenómeno observado se debe a que los polos magnéticos iguales se repelen y polos magnéticos diferentes se atraen. También se observa que las líneas de flujo magnético salen del polo norte (N) del imán y entran en el polo sur (S).

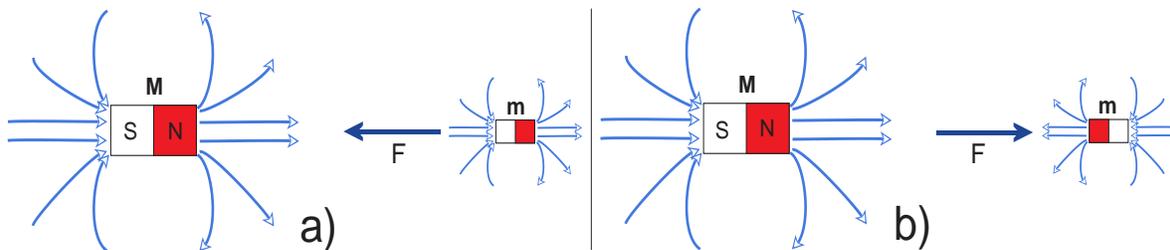


Figura 3.1 a) un cuerpo **M** crea un campo magnético \vec{H} en el espacio que le rodea, al poner un imán de prueba **m**, este experimenta una fuerza de atracción; se observa el mismo fenómeno en b), sin embargo, la fuerza experimentada por **m** es una fuerza de repulsión.

La fuerza de atracción entre dos polos está dada por la ecuación $F = m_1 m_2 / \mu r^2$, donde m_1 y m_2 son las intensidades de los polos, r es la distancia que los separa y μ es la permeabilidad magnética de la sustancia que se haya entre los polos ($\mu_0 = 1$ en el vacío).

Al establecer la fuerza magnética (\vec{F}) igual a $m_2 H$, obtenemos $m_2 H = m_1 m_2 / \mu r^2$ despejando \vec{H} , obtenemos: $H = m_1 / \mu r^2$ aquí \vec{H} es el campo magnético debido a m_1 , se define como la fuerza ejercida por unidad de intensidad del polo.

El campo magnético \vec{H} también se define como el campo que aparece al hacer circular en una bobina de longitud infinita una corriente I de un Ampere, en un círculo de un metro de radio (Yong, 2009), figura 3.2.

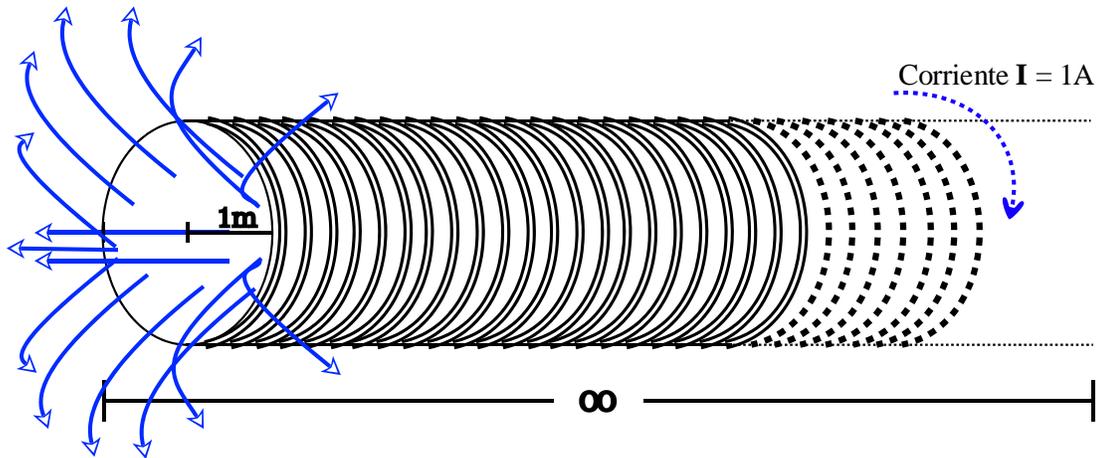


Figura 3.2 Se muestra una bobina de un metro de radio y longitud infinita, con una corriente de un ampere y sin resistencia. Produce un $\vec{H} = 1$ [A/m].

El campo de fuerza asociado a \vec{H} es la densidad de flujo magnético \vec{B} [T], se relacionan por la ecuación $B = \mu_0 H$, esta solo es válida para el caso del vacío.

En una región de un campo magnético \vec{H} , \vec{B} es el número de líneas de flujo que pasan a través de una unidad de área perpendicular en esa región (figura 3.3), se expresa como $B = \Phi / A \text{ Sen } \theta$ (Resnick, 1994). La unidad de flujo magnético Φ es el weber [Wb], por lo que la unidad de densidad de flujo magnético \vec{B} es webers por metro cuadrado [Wb/m²], que es igual al tesla [T].

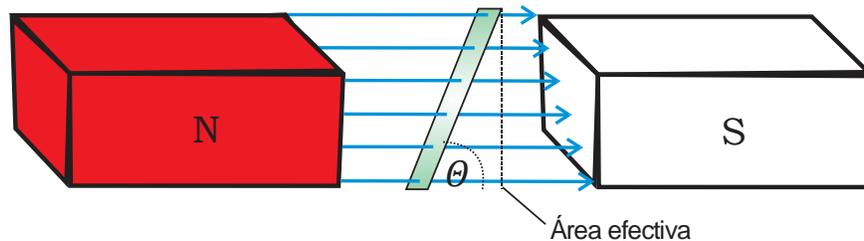


Figura 3.3 Cálculo del flujo magnético a través de una espira rectangular.

Otro parámetro importante es la magnetización \vec{J} , se define como la suma de los momentos magnéticos \vec{M} de un material por unidad de volumen: $J = M/V$ donde \vec{M} , es: $M = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} (\sum_{r=0}^n m_r / \Delta V)$, \vec{J} se expresa en ampere por metro [A/m].

La relación entre el campo magnético \vec{H} y la magnetización \vec{J} está dada por $J = \chi H$ donde χ es la susceptibilidad magnética, se define como la capacidad de un material de magnetizarse en presencia de un campo magnético \vec{H} externo, esta constante es adimensional.

La relación entre el campo magnético \vec{H} , la inducción magnética \vec{B} y la magnetización \vec{J} está dada por la ecuación: $B = \mu_0(J + H)$ aquí podemos observar que la inducción magnética \vec{B} depende del medio, mientras que el campo magnético \vec{H} depende solo de las cargas y es independiente del medio.

3.2 Estados magnéticos (comportamiento magnético de la materia)

No todos los minerales se comportan de la misma manera al exponerse a un campo magnético externo \vec{H} , su comportamiento dependerá de los elementos que los constituyen. En la mayoría de los elementos, el momento magnético \vec{m} que producen al ser expuestos a un campo externo se pierde rápidamente al ser retirado el campo (tienen susceptibilidades bajas) y solo unos pocos (aquellos con susceptibilidades altas) son capaces de conservar una magnetización remanente.

Los materiales que no conservan magnetización remanente se subdividen en dos categorías: Diamagnéticos y paramagnéticos. Los diamagnéticos son aquellos materiales cuyos espines de sus átomos se orientan paralelos pero contrarios al campo magnético \vec{H} externo (figura 3.4) (Schaffer et. al, 2004); su magnetización es débil y en sentido opuesto a \vec{H} , por tanto, su susceptibilidad χ es negativa y de valores bajos.

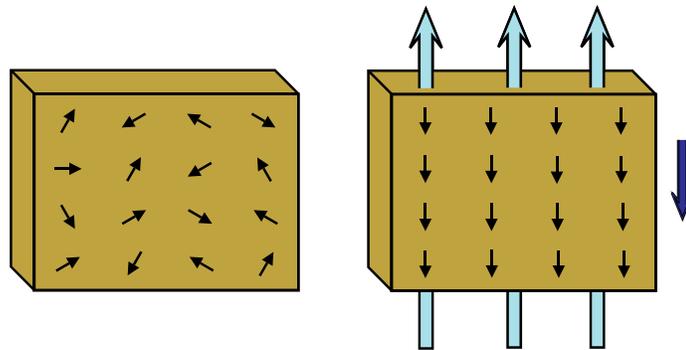


Figura 3.4 Comportamiento magnético de un material diamagnético; a la izquierda el material presenta una magnetización nula, a la derecha el material al exponerse a un campo externo, presenta una magnetización pequeña, paralela y contraria al campo aplicado.

Los materiales paramagnéticos se caracterizan porque al exponerlos a un campo \vec{H} externo los espines de sus átomos se orientan paralelos y en el mismo

sentido que el campo aplicado, su magnetización es débil y en el mismo sentido que el campo (figura 3.5) (Schaffer et. al, 2004). Su susceptibilidad χ es positiva y de magnitud baja, aunque mayor que en los diamagnéticos.

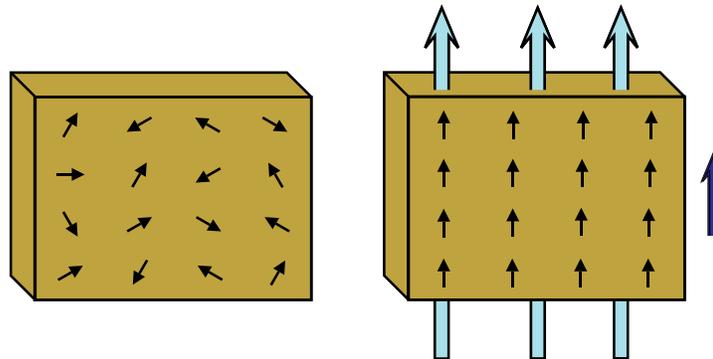


Figura 3.5 Comportamiento magnético de un material paramagnético; a la izquierda el material presenta una magnetización nula, a la derecha el material al exponerse a un campo externo, presenta una magnetización pequeña, paralela y en el mismo sentido al campo aplicado.

Los materiales que conservan la magnetización remanente se subdividen en cuatro categorías: Ferromagnéticos, antiferromagnéticos, ferrimagnéticos y superparamagnéticos. Los materiales ferromagnéticos son aquellos donde los momentos de los espines de los elementos (cationes) adyacentes se acoplan directamente en la misma dirección (Figura 3.6), esto sin necesidad de un campo \vec{H} aplicado, ya que entre ellos opera una “fuerza de intercambio” (Schaffer et. al, 2004), que ocurre debido a que la energía entre los dipolos es menor cuando los dipolos están alineados, a diferencia de si estuvieran en cualquier otra posición.

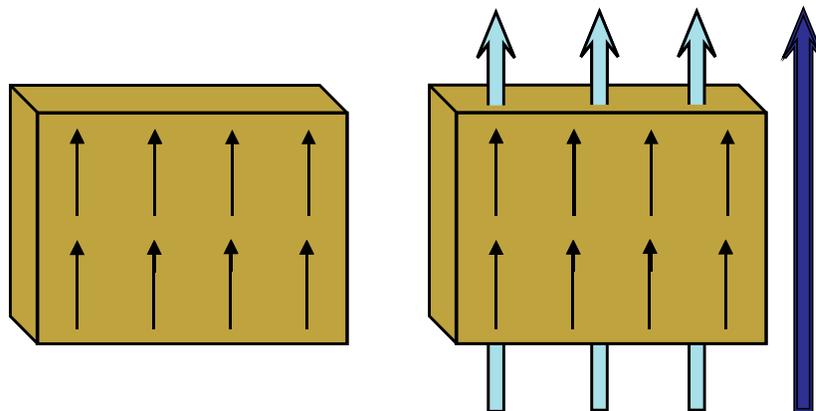


Figura 3.6 Comportamiento magnético de un material ferromagnético; a la izquierda el material presenta magnetización sin un campo externo que lo induzca, a la derecha el material al exponerse a un campo externo, se alinea paralelo a este y presenta una magnetización “máxima”, ya que se alinean por completo todos los momentos magnéticos al campo externo.

Los materiales antiferromagnéticos se caracterizan porque la dirección del momento del espín de los cationes queda invertida, creándose fuerzas inversas de magnetización, por lo que, si la mezcla de ambas fuerzas resulta en el equilibrio, no habrá una magnetización neta resultante (figura 3.7) (Schaffer et. al, 2004). No obstante, el antiferromagnetismo perfecto no se observa en la naturaleza, ya que cualquier imperfección produce un desbalance en las redes cristalinas que resulta en una magnetización parásita.

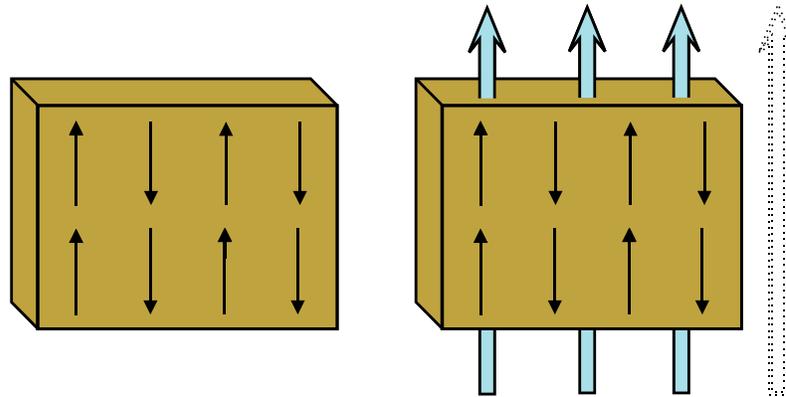


Figura 3.7 Comportamiento magnético de un material antiferromagnético; a la izquierda el material no presenta magnetización debido a que los campos internos se anulan, a la derecha el material al exponerse a un campo externo, prácticamente no presenta magnetización neta.

Los materiales ferrimagnéticos son muy similares a los antiferromagnéticos, sin embargo, hay una falta de balance entre los latices y uno resulta mayor que el otro, por lo que se tiene una magnetización neta resultante (Schaffer et. al, 2004), figura 3.8.

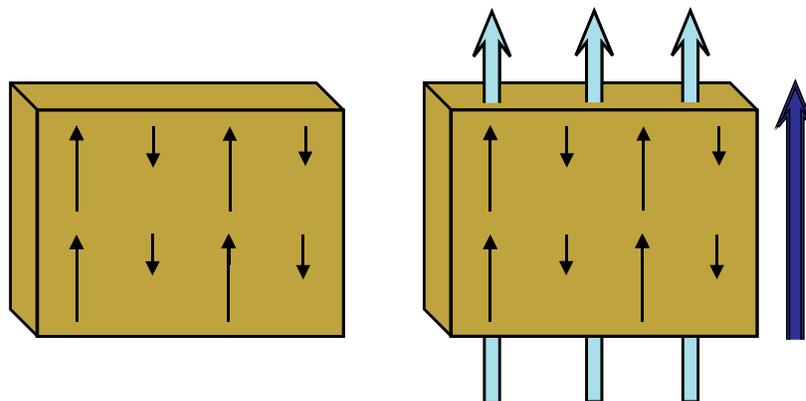


Figura 3.8 Comportamiento magnético de un material ferrimagnético; a la izquierda el material presenta una magnetización debido a que los campos internos al sumarse no se anulan completamente, a la derecha el material al exponerse a un campo externo, presenta una magnetización neta paralela y en el mismo sentido que el campo aplicado.

El comportamiento superparamagnético se presenta en minerales extremadamente pequeños (0.001 – 0.01 micrómetros de diámetro), se caracteriza por una magnetización inducida bajo un campo \vec{H} que es capaz de retener una vez retirado \vec{H} a una temperatura ambiente.

3.3 Susceptibilidad y permeabilidad magnética

En el capítulo previo se mencionaba que los materiales expuestos a un campo magnético externo \vec{H} podrían comportarse de diferentes maneras, así, por ejemplo, se decía que los materiales diamagnéticos tienen susceptibilidades χ pequeñas y negativas mientras que los ferromagnéticos tienen susceptibilidades grandes y positivas. De esta manera puede entenderse la susceptibilidad de la materia como una medida de la facilidad que presenta un material a ser magnetizado en presencia de un campo magnético \vec{H} externo.

Por medio de la ecuación que relaciona la inducción magnética \vec{B} en la materia y la intensidad del campo magnético \vec{H} donde se consideran todas las fuentes posibles de \vec{B} , es decir la magnetización \vec{M} [A/m] y polarización \vec{J} [T] magnética total inducidas en el material, a saber $B = \mu_0(H + M) = \mu_0 H + J$ se deducen dos tipos de susceptibilidades, la susceptibilidad magnética relativa $M = \chi H \rightarrow \chi = M/H$ [sin dimensiones] y la susceptibilidad magnética absoluta $J = \chi H \rightarrow \chi = J/H$ [henry/m].

La susceptibilidad magnética es un parámetro característico de todo material y se define como la razón entre la magnetización inducida o polarización magnética y la intensidad del campo magnético al cual está sujeto el material (Resnick, 1994). Sustituyendo ahora la expresión para \vec{M} dada en la ecuación para la inducción magnética total, se obtiene $B = \mu_0(H + M) = \mu_0(1 + \chi)H \rightarrow B = \mu H$ de donde $\mu = \mu_0(1 + \chi)$ [V.s/A.m], llamada permeabilidad magnética absoluta y $\mu / \mu_0 = (1 + \chi) = \mu_r$ [sin dimensiones] llamada la permeabilidad magnética relativa.

3.4 Dominios magnéticos (importancia del tamaño de grano)

Los minerales formadores de rocas más importantes son diamagnéticos (cuarzo, feldespato, carbonato de calcio y magnesio) o paramagnéticos (píroxeno, anfíboles, biotita, granate, olivino, muscovita, clorita) en el caso de rocas máficas y ultramáficas, mientras que los minerales ferromagnéticos se presentan generalmente en cantidades menores al 1% (Stacey & Banerjee, 1974). Por lo tanto, la contribución de los diferentes minerales a la susceptibilidad total de una roca es inequitativa y la contribución principal es dada por los minerales ferromagnéticos.

Se hace necesario conocer las propiedades magnéticas de los minerales (granos) portadores de la susceptibilidad en la roca, para lo cual es necesario entender el concepto de dominio magnético y su dependencia con el tamaño de grano.

Los materiales ferromagnéticos están constituidos por pequeñas regiones conocidas como dominios magnéticos. Cada dominio corresponde a un sector (volumen) de grano en el que existe una dirección de magnetización predominante. Cada dominio tiene su polo norte y polo sur magnéticos en puntos opuestos de su superficie y están separados de los dominios vecinos por la llamada pared de Bloch (figura 3.9) (Caballero, 2011), región dentro de la cual la orientación de los espines cambia de dirección de un dominio a otro. La pared tiene una energía finita y una anchura finita que para la magnetita es de 0.1 μm .

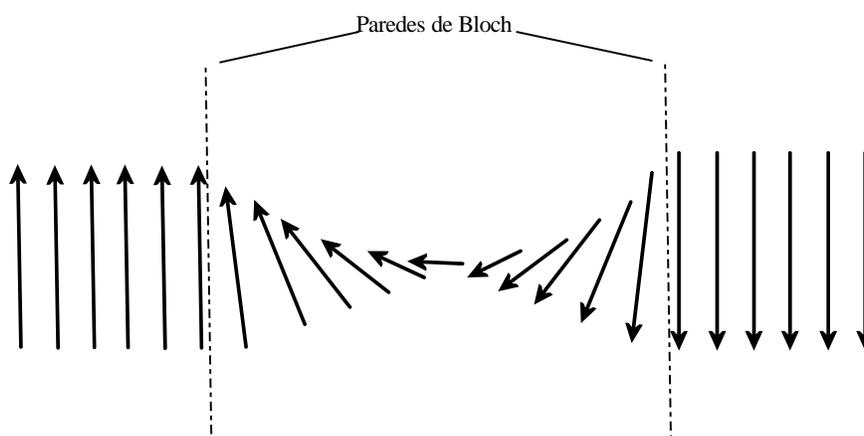


Figura 3.9 Esquema de la pared de Bloch.

Granos ferromagnéticos menores a 1 μm de diámetro (para magnetita) están constituidos por un solo dominio **SD** (single domain) (figura 3.10a) donde la magnetización es uniforme y está alineada con los ejes cristalográficos. En granos mayores a 100 μm de diámetro se tienen varios dominios **MD** (multi-domain), cada uno con su magnetización alineada a lo largo de sus ejes “fáciles”. Cuando se tienen dos dominios estos “ajustan” sus magnetizaciones internas de forma antiparalela (figura 3.10b), en cambio, si se tienen más de tres dominios estos tratan de formar dominios cerrados (figura 3.10c) (Caballero, 2011).

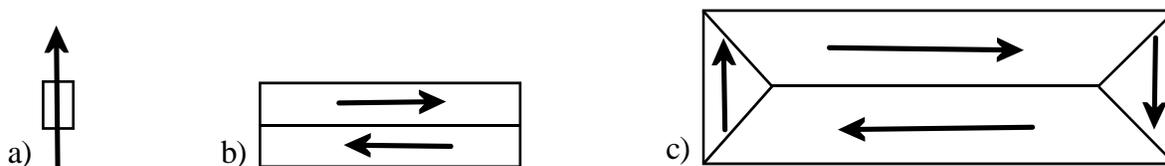


Figura 3.10 a) Un grano pequeño que presenta un solo dominio SD. b) y c) Se muestra como al aumentar el tamaño de grano el número de dominios aumenta, esto sin presencia de un campo externo. (Basado en Caballero, 2011).

3.5 Ciclo de histéresis (identificación de minerales magnéticos)

El ciclo de histéresis es una propiedad de los materiales ferromagnéticos donde se grafica el comportamiento de los materiales al aplicar un campo en incrementos sucesivos en un mismo sentido hasta alcanzar la magnetización de saturación (\vec{M}_s) del material, después se va disminuyendo el campo hasta llegar a cero donde el material conserva una magnetización remanente (\vec{M}_r), a partir de aquí se aplica un campo en incrementos sucesivos en sentido contrario hasta llegar a $M=0$ (el H aplicado para obtener $M=0$, se conoce como campo coercitivo $-\vec{H}_c$) y se continua hasta llegar a $-\vec{M}_s$, finalmente si se aplica nuevamente \vec{H} en el sentido original hasta llegar a $H=0$ se obtiene una $-\vec{M}_r$. El ciclo completo se muestra en la figura 3.11.

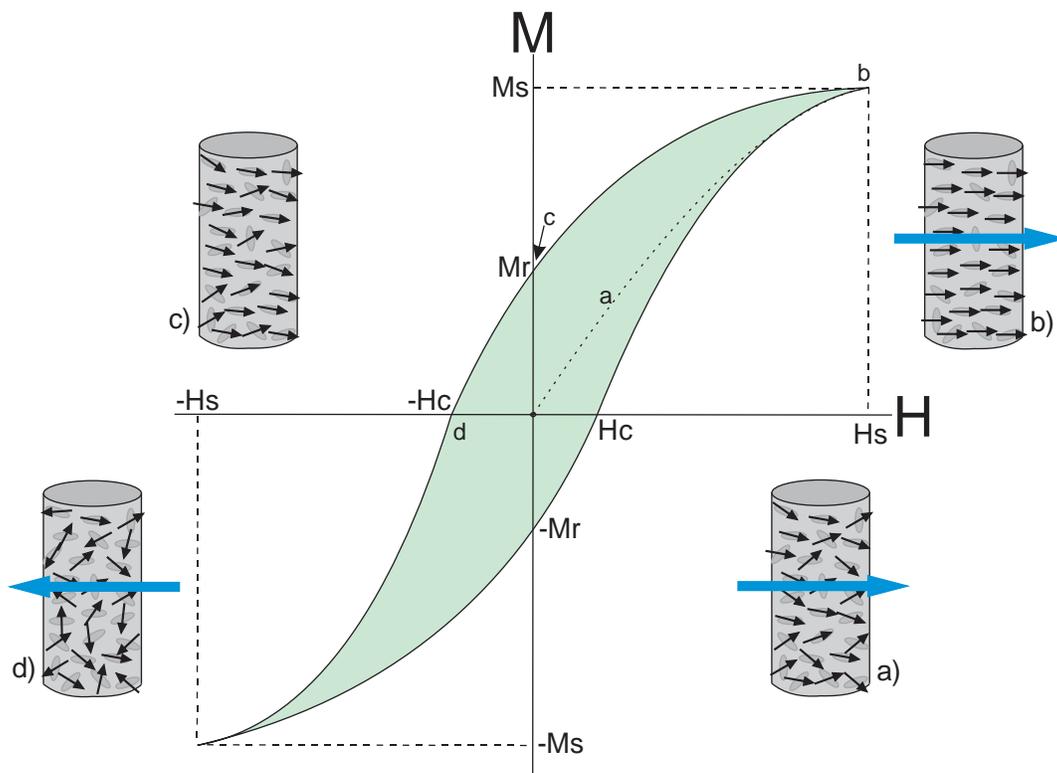


Figura 3.11 Se muestra cómo se obtiene el ciclo de histéresis para una muestra que se supone contiene únicamente minerales SD alargados. a) La muestra es sometida a un campo H que va en aumento con cada medición de la remanencia respuesta obtenida. b) Aquí la muestra alcanza la M_s , esto quiere decir que sin importar se continúe aumentando H , la M_s se mantiene constante, se dice que todos los momentos se han alineado completamente. c) Posterior a la M_s , se aplica un campo contrario a H ($-H$), hasta que $-H=0$, la muestra en este punto presenta una M_r (también conocida como “memoria magnética”). d) Se continua con la aplicación $-H$ hasta que la $M=0$ en la muestra, al H necesario para que esto suceda se le conoce como campo coercitivo (H_c) (Basado en Butler, 1998).

La obtención de los ciclos permite la identificación de la mineralogía magnética mediante los valores \vec{M}_s con su respectivo \vec{H}_s y \vec{H}_c .

3.6 Minerales magnéticos (diagrama ternario óxidos hierro-titanio)

El diagrama ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂ representa a los principales portadores de Magnetización remanente en las rocas, las líneas que atraviesan el diagrama (figura 3.12) representan a las tres familias principales de las cuales las series titanomagnetitas y titanohematitas son las más importantes para la investigación paleomagnética (Tauxe, 2014a).

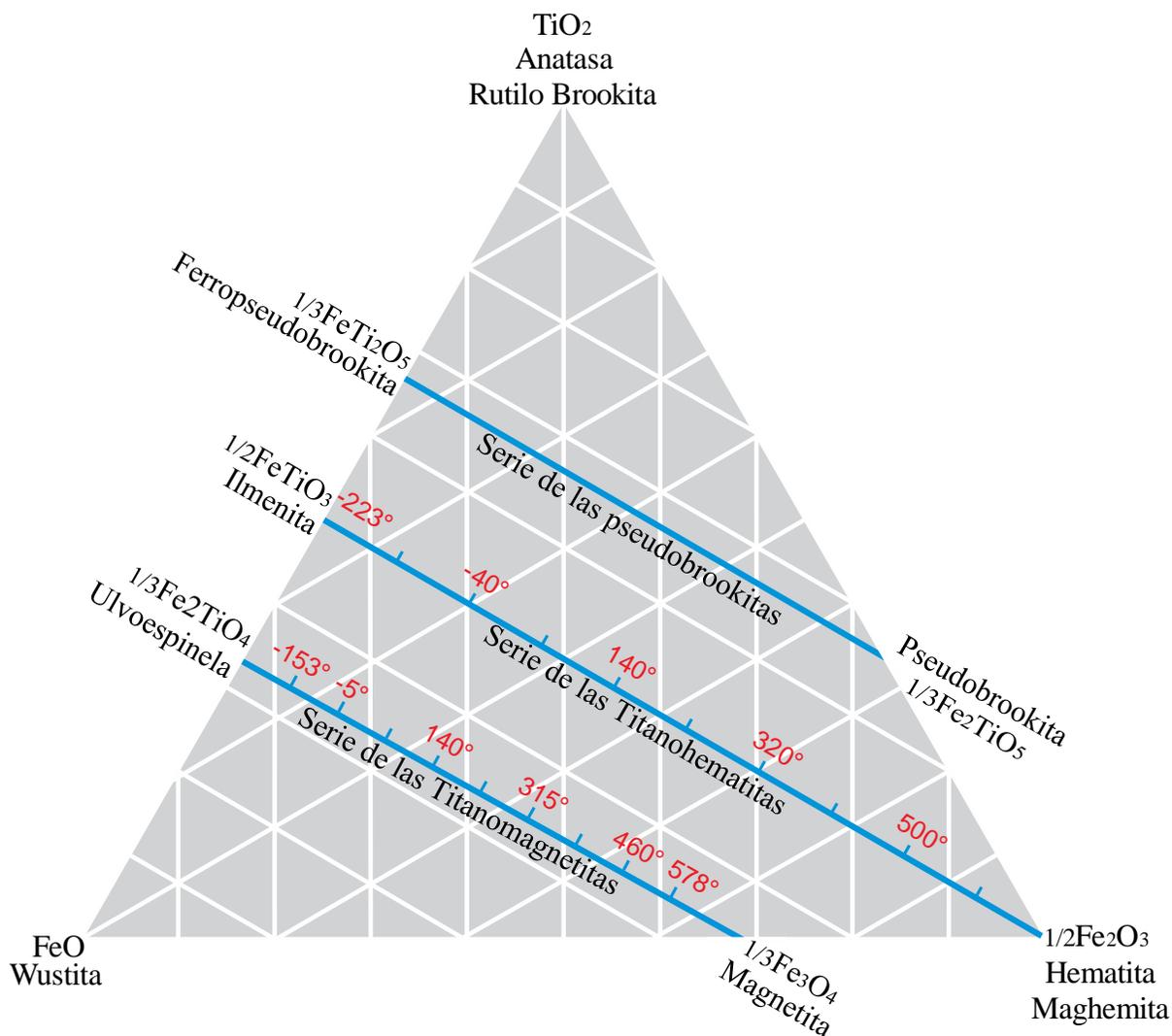


Figura 3.12 Diagrama ternario TiO₂-FeO-Fe₂O₃ (Basado en McElhinny, 1973).

- La serie de las titanomagnetitas presentan estructura de espinela invertida, su T_c disminuye linealmente dependiendo la composición química de ~578° C para la magnetita hasta los -153° C para la ulvoespinela (O'Reilly, 1984).

- La serie de las titanohematitas tiene una estructura cristalina romboédrica, ciertas composiciones presentan un acoplamiento negativo entre los iones de Fe por lo que esta serie tiene propiedades antiferromagnéticas, razón por la cual algunas hematitas aportan magnetización remanente. Su T_c varía de $\sim 600^\circ\text{C}$ a -223°C y por tanto es paramagnética a temperatura ambiente (Stacey y Banerjee, 1974).

3.7 Adquisición de remanencia magnética

Las rocas están constituidas principalmente por minerales paramagnéticos y/o diamagnéticos, y solo se haya una pequeña fracción de minerales ferrimagnéticos, estos últimos, son de interés al estudio paleomagnético, ya que tienen la capacidad de adquirir una magnetización remanente con altas coercitvidades (especialmente en granos finos), lo que asegura la preservación de la señal magnética registrada al momento de su formación, durante largos periodos geológicos (hasta miles de millones de años) (Lowrie, 2007).

La adquisición de remanencia magnética se clasifica en dos categorías; primaria, es la adquirida prácticamente al momento de la formación de la roca, puede ser de dos tipos: termorremanente, aplicable a rocas ígneas, y detrítica, aplicable a rocas sedimentarias; la remanencia secundaria es adquirida posterior a la formación de la roca, puede ser de cuatro tipos: viscosa, química, isotérmica y piezorremanente. A continuación, se describen de manera resumida la magnetización termorremanente y viscosa, por ser de interés a los fines de esta tesis:

- Magnetización termorremanente (MTR), es adquirida en rocas ígneas o de alto grado de metamorfismo. En rocas ígneas, que solidifican a temperaturas superiores de los 1000°C (Bastida, 2005), los granos ferrimagnéticos se encuentran por encima de su temperatura de Curie (TC), que en la magnetita es de 578°C y en la hematita es de 675°C (Lowrie, 2007), por lo que, la remanencia en estas rocas es adquirida a medida que estas se enfrían por debajo de su TC hasta llegar a su temperatura de bloqueo, que es la temperatura a la cual se fija la magnetización.
- Magnetización viscosa (MRV), todas las rocas, que posteriormente a su formación se encuentran sometidas a un campo magnético externo, durante un periodo de tiempo largo, adquieren una magnetización secundaria cuya intensidad y dureza aumenta con el tiempo (Udias y Mezcua, 1997). Ya que esta es una magnetización adquirida posterior a la formación de la roca, esta debe ser removida con el fin de obtener la MTR (en el caso de rocas ígneas).

Capítulo 4. Inversiones y excursiones geomagnéticas

Desde los estudios iniciales llevados a cabo por Brunhes (1906) donde registró direcciones de magnetización inversa, se han sucedido una acumulación de registros que han sido asociados con edades absolutas, lo que ha derivado en la definición de diferentes conceptos, concebidos a partir de las observaciones del comportamiento del CMT en su historia geológica.

Los diferentes conceptos paleomagnéticos son fácilmente reconocibles gracias a las gráficas creadas a partir de los datos acumulados. La figura 4.1 es un gráfico ilustrativo que permite observar los diferentes conceptos paleomagnéticos, a saber; inversiones geomagnéticas, excursiones geomagnéticas, campo transicional y variación paleosecular. En los subcapítulos siguientes se explican los conceptos de inversión y excursión geomagnética, también se trata de manera general el campo transicional registrado en México y finalmente se atiende brevemente la escala magnetoestratigráfica.

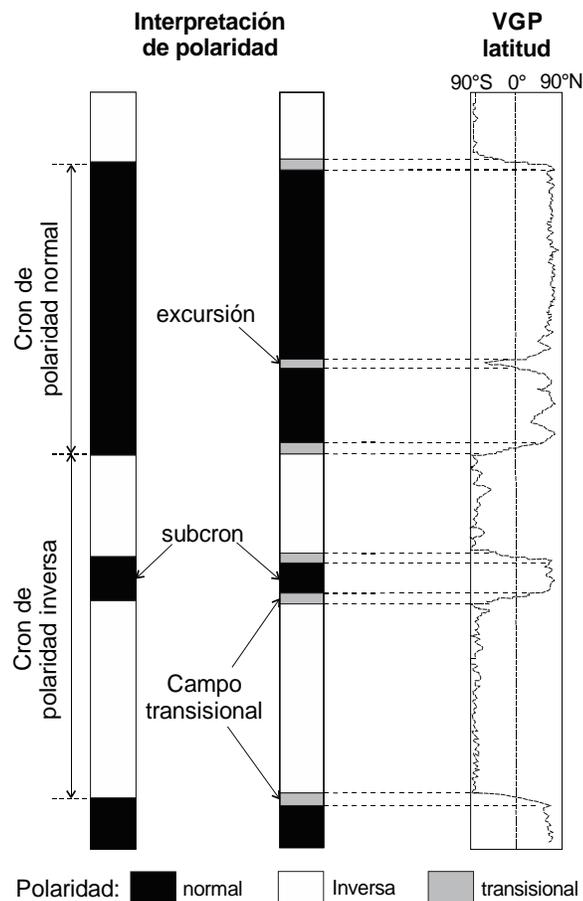


Figura 4.1 Gráfico ilustrativo, escala de polaridades magnéticas (modificado de Lowrie, 2007).

4.1 Inversiones geomagnéticas

La existencia de las inversiones geomagnéticas se estableció definitivamente cuando la datación K-Ar demostró que todas las lavas de la misma edad tienen una polaridad similar, sin importar cuál sea su posición geográfica en la superficie de la Tierra (Mazaud, 2007). La comunidad científica especializada, hoy da por sentado que las inversiones son un fenómeno que ha ocurrido miles de veces a lo largo de la historia geológica y que las mismas se asocian al campo dipolar, esto ya que las anomalías magnéticas registradas en el fondo marino revelaron que las inversiones de polaridad eran comunes en la historia de la Tierra.

Las inversiones geomagnéticas se definen como un cambio de 180° dipolar del CMT promediado en un intervalo de tiempo de miles de años, de manera simple se puede definir como el cambio del signo del dipolo axial geocéntrico observado (Mazaud, 2007). En la figura 4.1 se observa como al cambiar una polaridad el polo geomagnético virtual pasa de estar de una latitud promedio de 90°S a 90°N o viceversa, por lo que la definición se cumple pues la magnitud del cambio es de 180° .

Se ha observado en la periodicidad de los cambios de polaridad, que estos ocurren con una constante de tiempo mayor o igual a decenas de millones de años, similar al orden de magnitud temporal implicado en el vuelco del manto (Schubert et al. 2001). Por lo que se ha sugerido que la frecuencia de inversión estaría relacionada a los procesos geodinámicos ocurridos en el manto (Glatzmaier et al., 1995).

En cuanto a la intensidad de campo magnético pre y post inversión, Valet y Herrero-Bervera (2003) señalan que este disminuye progresivamente durante periodos de polaridad estable y recupera valores altos inmediatamente después de una transición, esto significa que mientras el paleovector se encuentra migrando la paleointensidad se encuentra disminuyendo, para cuando la transición ha terminado el campo aumenta su intensidad.

Finalmente es importante mencionar que a los periodos largos de polaridad se les denomina crones, mientras que a los pequeños intervalos de interrupción de los mismos se les denomina subcrones, en la figura 4.1 se señalan también las transiciones de los crones a los subcrones.

4.2 Excursiones geomagnéticas

Las excursiones al igual que las inversiones, se observan en los flujos de lava de diferentes edades en diferentes partes del mundo y en sedimentos de aguas profundas y lagos. Sin embargo, su estudio es mucho más complicado y aun suscita varias interrogantes, esto debido a la corta duración de las mismas, por lo que hasta la fecha y a pesar de los varios estudios que se realizan, solo ha sido probada una sin dejar dudas, la excursión Laschamp (Laj y Channell, 2007).

Las excursiones geomagnéticas a diferencia de las inversiones son periodos de corta duración, menor de 10^4 años, se especifican arbitrariamente como casos en que la colatitud del polo geomagnético virtual es mayor de 45° . Dicho de manera más sencilla, se dice que una excursión geomagnética es tal, si el polo geomagnético virtual (PGV) vuelve a su posición promedio original en un intervalo de tiempo menor a 1 Ma y si el ángulo que forma respecto a su posición original hasta el punto que más se aleja antes de volver es mayor a los 45° (Jacobs, 2007).

Como se menciona es difícil encontrar registros fiables de excursiones debido a su corta duración en comparación de tiempos geológicos. Los registros debidos a la sedimentación aportan registros continuos de estos eventos, sin embargo, los datos obtenidos son suavizados y en muchas ocasiones son poco fiables debido a diferentes factores, mientras que rocas ígneas registran puntualmente datos direccionales y en ocasiones es posible obtener paleointensidades, sin embargo, son registros instantáneos del evento (Laj y Channell, 2007), por lo que, las excursiones son dentro del paleomagnetismo un fenómeno aun con muchas interrogantes por resolver. Una de estas interrogantes se centra en explicar a que se deben las mismas, y actualmente existen tres hipótesis que intentan explicar estas, las hipótesis propuestas son según Jacobs (2007):

- Grandes cambios de amplitud en la variación secular
- Intentos abortados de inversión
- Resultado del comportamiento caótico en el sistema no lineal de ecuaciones que gobiernan el campo magnético

Por el momento parece ser más plausible la que menciona que son intentos abortados de una inversión, esto debido a que se ha observado que en algunos casos una o más excursiones se han producido antes de un cambio de polaridad mayor. Por ejemplo, Singer et al. (1999) identificó nuevos eventos de polaridad de corta duración entre 1.18 y 0.78 Ma y sugirió que durante este período del cron Matuyama hubo al menos 7, y tal vez más de once intentos del geodínamo para

invertirse, lo que implica que el geodínamo era igualmente inestable en esta parte del Cron Matuyama como lo ha sido en el cron Brunhes.

En la figura 4.2 se muestran las excursiones registradas en los últimos 0.74 ka, que corresponde al cron Brunhes, según Laj y Channell (2007).

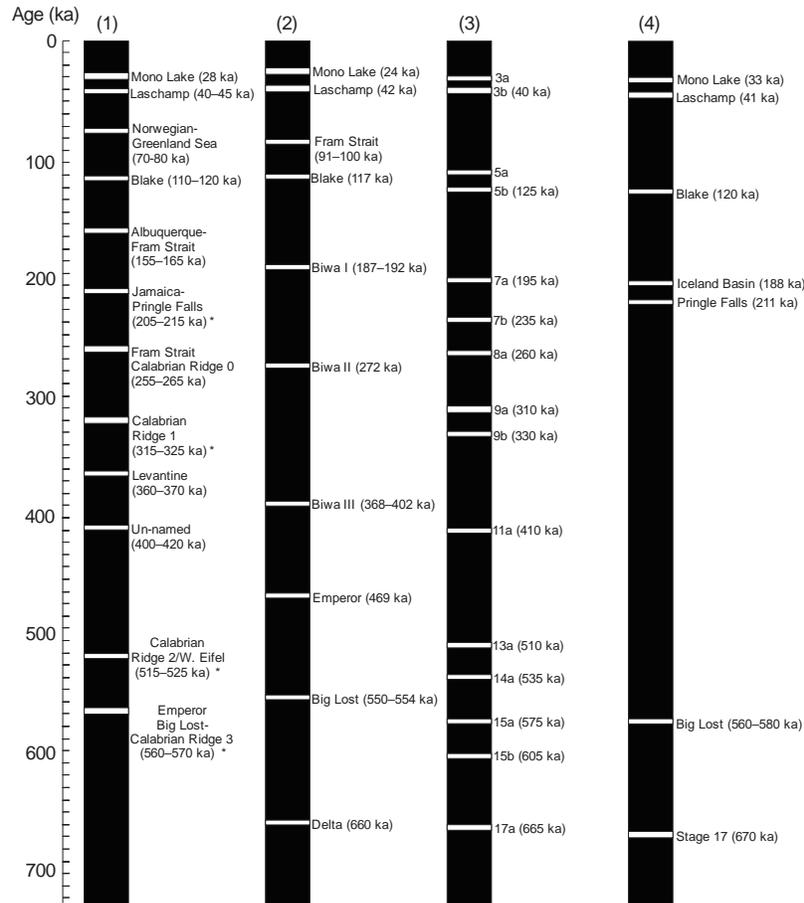


Figura 4.2 Excursiones geomagnéticas para el cron Brunhes (Laj y Channell, 2007).

4.3 Evidencia del campo transicional en México

El campo transicional a diferencia de la variación secular, se presenta cuando los polos geomagnéticos no se mantienen cerca de los polos geográficos, y se dice se alejan más de 45° de su posición original estable. El campo transicional es la migración que manifiestan los PGV al pasar de un estado promedio cerca de los polos geográficos y se alejan ya sea para volver a su posición original o para cambiar la polaridad de los mismos. Así pues, el concepto de campo transicional incluye al conjunto de excursiones geomagnéticas y los transeptos cuando se está disponiendo una inversión de polaridad.

En México los estudios paleomagnéticos llevados a cabo no son la excepción, en cuanto a la dificultad de obtener registros detallados y de alta resolución de campo transicional, por lo que, a pesar de existir varios estudios, son pocos los que observan una polaridad intermedia, esto se dificulta si se toma en cuenta que siempre es necesario la existencia de estudios geocronológicos previos.

4.4 Escala magnetoestratigráfica

La magnetoestratigrafía tiene el propósito de organizar los estratos rocosos en unidades identificables basadas en intervalos estratigráficos con características magnéticas similares. La propiedad geomagnética más importante para propósitos magnetoestratigráficos es la inversión de polaridad aperiódica del campo dipolar geomagnético (Opdyke y Channell, 1996).

La terminología de la estratigrafía de polaridad magnética ha sido codificada por la IUGS subcomisión en la escala temporal de polaridad magnética. Este organismo introduce las siguientes definiciones:

- Magnetoestratigrafía: elemento de la estratigrafía que trata de las características magnéticas de las unidades de roca.
- Clasificación magnetoestratigráfica: organización de los estratos rocosos en unidades basadas en variaciones en el carácter magnético.
- Magnetozona: cuerpo de estratos rocosos unidos por características magnéticas similares que les permiten diferenciarse de estratos adyacentes.
- Clasificación de polaridad magnetoestratigráfica: organización de estratos rocosos en unidades basados en cambios en la orientación del magnetismo remanente en estratos rocosos, relacionados con cambios en la polaridad del campo magnético terrestre.
- Horizonte de inversión de polaridad magnetoestratigráfica: superficie o intervalos de transición muy finos en la sucesión de estratos rocosos, marcados por cambios en la polaridad magnética.
- Las unidades (o zonas) de polaridad magnetoestratigráfica: cuerpos de estratos rocosos, en secuencia original, caracterizados por su polaridad magnética, lo que les permite diferenciarse de estratos adyacentes.

En cuanto a la nomenclatura para excursiones e Intervalos de polaridad, la comisión estratigráfico Internacional (ISC por sus siglas en inglés) es quien guía el uso de unidades magnetoestratigráficos y sus equivalentes de tiempo.

El nombre formal de una unidad de polaridad magnetoestratigráfica está formado por el nombre de un rasgo geográfico “apropiado” combinado con un término que indique el rango y la dirección de polaridad. Por ejemplo: Zona de polaridad normal Jaramillo. No deben reemplazarse los nombres bien establecidos derivados de nombres de ilustres expertos en la ciencia del geomagnetismo (por ejemplo, Brunhes, Gauss, Matuyama). Las unidades expresadas por números y letras pueden ser usadas informalmente, pero no es recomendable como práctica usual. Sin embargo, son una excepción las clásicas anomalías magnéticas lineales del fondo oceánico dada la importancia histórica que tienen y su uso predominante en la literatura.

La unión internacional de ciencias geológicas recomienda reemplazar los términos época por crono de polaridad, evento por subcrono de polaridad y añade el termino supercrono para largos intervalos de polaridad, por ejemplo, la zona tranquila cretácica.

Tabla 4.1 Nomenclatura para intervalos de polaridad y excursiones (Opdyke y Channell, 1996).

Unidades de polaridad Magnetoestratigrafica	Equivalente Geocronologico	Equivalente Cronoestratigrafico	Duración aproximada (años)
Polaridad megazona	Megacron	Megacronozona	10^8 - 10^9
Polaridad superzona	Supercron	Supercronozona	10^7 - 10^8
Polaridad zona	Cron	Cronozona	10^6 - 10^7
Polaridad subzona	Subcron	Subcronozona	10^5 - 10^6
Polaridad microzona	Microcron	Microcronozona	$<10^5$
Excursión zona	Excursión		Brief departure from normal secular
Polaridad cryptocron	Cryptocron	Cryptocronozona	Existencia incierta

Capítulo 5. Contexto geológico del área de estudio y detalles de muestreo

5.1 Faja volcánica transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) o Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) es un arco volcánico continental conformado por más de 8,000 cuerpos volcánicos, se extiende 1,000 km de largo con un ancho variable de 80 a 230 km (Ferrari, 2000), con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, y una dirección WNW-ESE en su parte occidental, se encuentra ubicado entre las latitudes 18°30' N y 21°30' N, y las longitudes 106° W y 96° 45' W (figura 5.1).

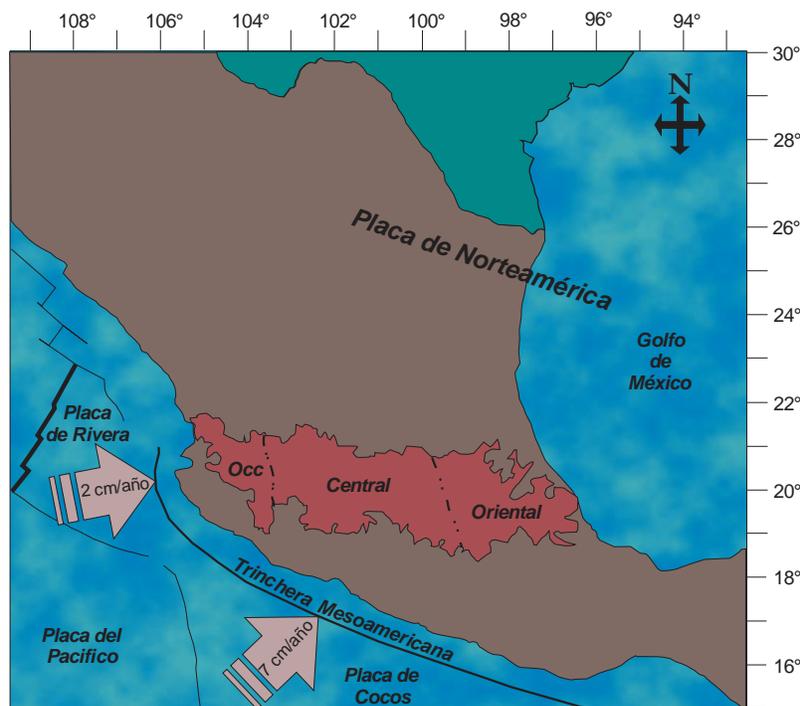


Figura 5.1 Ubicación de la FVTM dentro de la república mexicana. La FVTM se divide en tres partes (occidental, central y oriental) de acuerdo a su edad y composición promedio, según Gómez-Tuena (2005).

El origen de la FVTM es debido al proceso de subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa norteamericana, la placa Rivera subduce aproximadamente a una tasa de 2 cm/año con un ángulo de 50° y tiene una edad de 10 millones de años (Ma), mientras que Cocos lo hace a una tasa de 7 cm/año con un ángulo de 30° y una edad comprendida entre los 11 y 23 Ma para Cocos (Pardo y Suarez, 1995).

En la figura 5.2 se muestra el modelo obtenido por Ferrari et. al (2011) para el espesor de la corteza por debajo de la FVTM utilizando información sísmica y gravimétrica. Se observa que el máximo espesor se encuentra entre la zona central y oriental con un máximo de 50 km mientras que la parte occidental tiene en promedio 40 km.

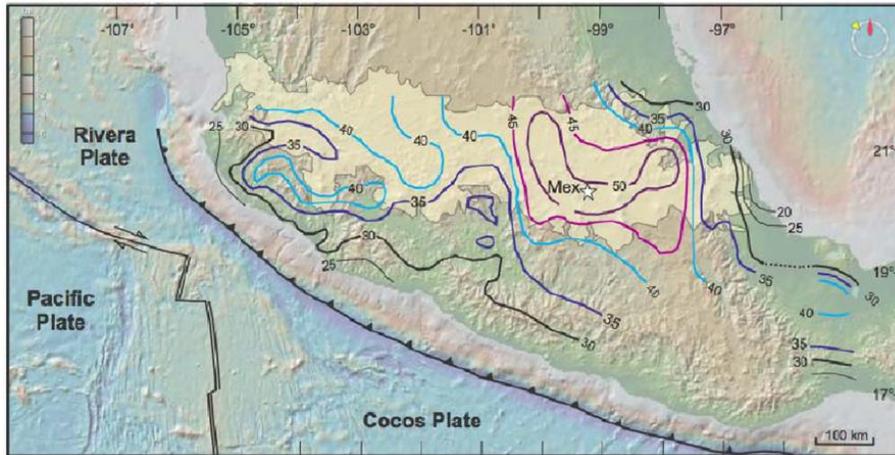


Figura 5.2 Espesor de la corteza por debajo de la FVTM de acuerdo con Ferrari (2011).

En la figura 5.3 Ferrari et. al (2011) se muestra la profundidad a la que se encuentran las placas Rivera y Cocos bajo la placa norteamericana, la línea punteada roja representa el borde truncado de las placas. Es de descartar la presencia de una rasgadura entre las placas de Rivera y Cocos, al NNW del volcán Colima, a partir de los 150 km de profundidad.

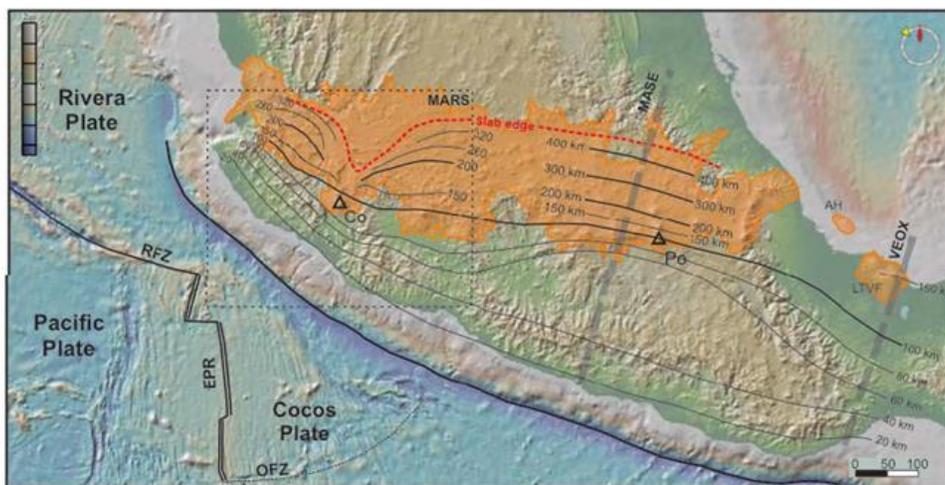


Figura 5.3 Profundidad de las placas de Rivera y Cocos en subducción bajo México de acuerdo con Ferrari et. al, (2011).

La FVTM presenta una gran variabilidad en cuanto su litología (figura 5.4) y tipo de vulcanismo y su historia geológica se subdivide en cuatro trances de acuerdo a la distribución espacial y composicional (Gómez-Tuena, 2005):

- Del Mioceno temprano al tardío hacia el este de 101° W, se asienta el arco con composición intermedia.
- A partir del Mioceno tardío al norte del episodio anterior, se inicia episodio máfico que va migrando hacia el este.
- Episodio silícico a finales del Mioceno que se convierte en bimodal en el Plioceno temprano y se inicia el vulcanismo hacia el sur. A finales del Mioceno se inicia vulcanismo hacia el sur con episodio silícico que gradualmente pasa a ser bimodal en el Plioceno temprano.
- A partir del Plioceno empieza la reinstauración del arco mostrando una importante variabilidad composicional.

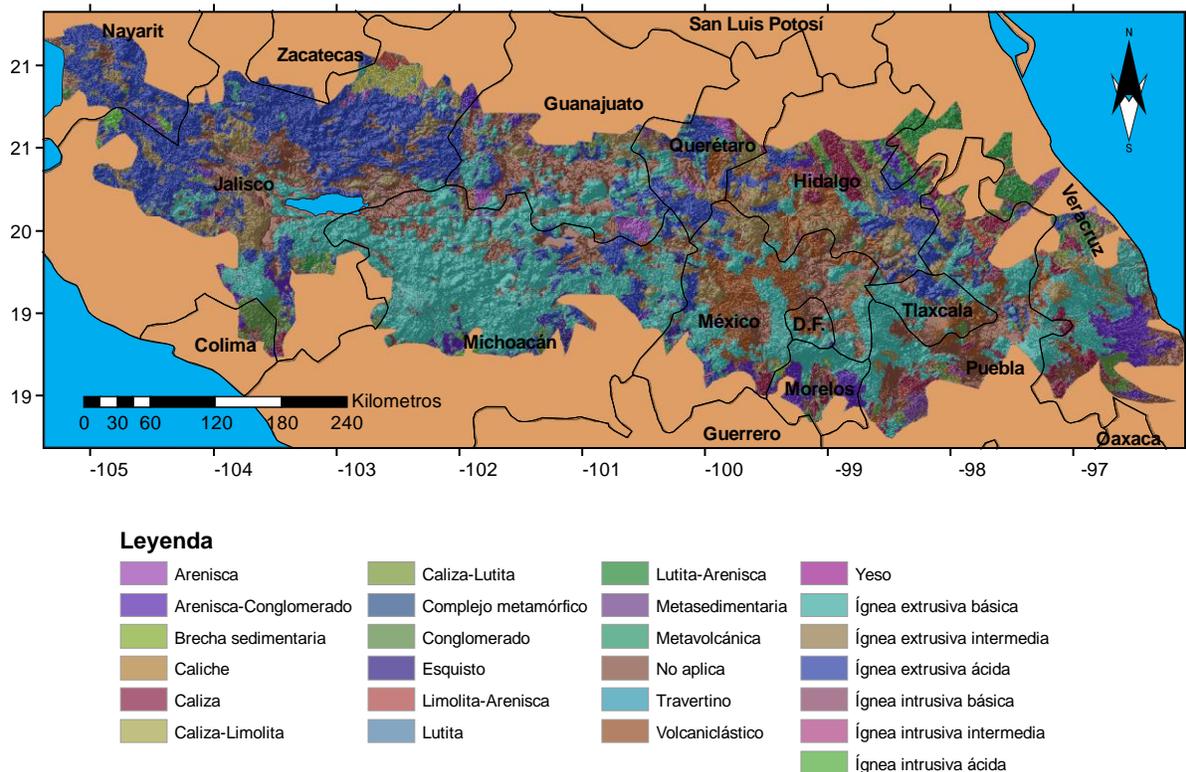


Figura 5.4 Litología de la FVTM. El shapefile de la litología fue proporcionada por el INEGI (2002).

Finalmente se subscriben los señalamientos puntuales que hace Ferrari et. al (2011) respecto a las peculiaridades de la FVTM sobre la norma esperada en los arcos volcánicos continentales, estos son:

- La parte central y occidental no son paralelas a la zona de subducción (trinchera mesoamericana)
- Sus principales estratovolcanes están alineados transversalmente (N-S) con respecto a la orientación del arco.
- Presenta una gran variabilidad geoquímica al tener no sólo productos típicos de ambientes de subducción como también productos de tipo intraplaca.
- Las placas en subducción son relativamente jóvenes, hechos que en otros casos dan lugar a un escaso volcanismo.
- Hay ausencia de sismicidad por debajo de la zona volcánica.

5.2 Campo volcánico Ceboruco

El campo volcánico Ceboruco-San Pedro (CVCSP), forma parte de la FVTM y se encuentra en su parte occidental. El CVCSP se ubica al noroeste de Guadalajara (figura 5.5). El campo cuenta con más de 70 chimeneas volcánicas y 16 conos de ceniza monogenéticos en un área de 1600 km² (Nelson, 1980).

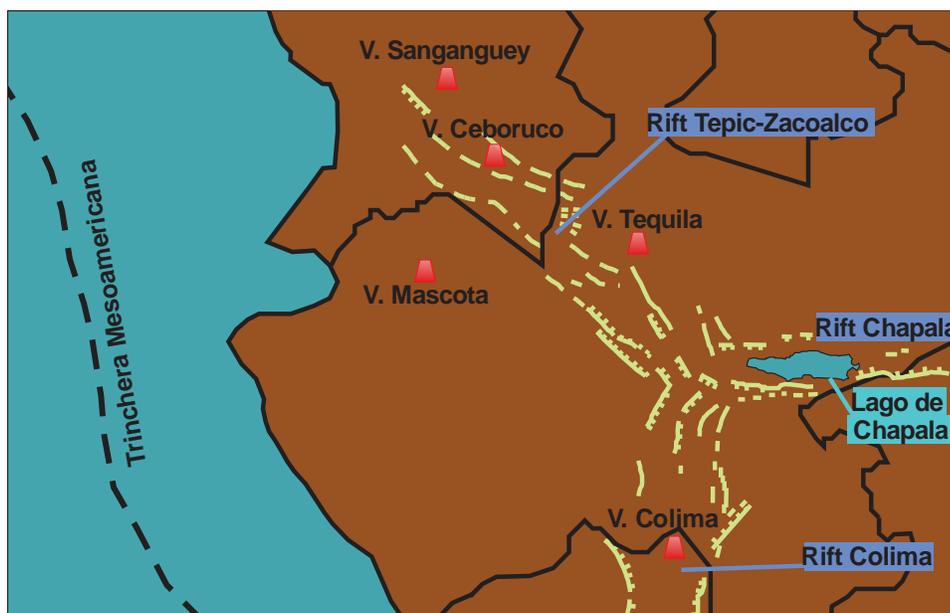


Figura 5.5 Se muestra la ubicación del volcán Ceboruco respecto a los volcanes Tequila, Sanganguey y Mascota.

El volcán predominante en este campo es el Ceboruco, un estratovolcán del Cuaternario compuesto mayoritariamente por andesitas y dacitas, cuenta con dos calderas concéntricas anidadas, resultado de una erupción Pliniana hace 1000 años y posterior colapso de una cúpula interior (Frey et. al., 2004).

5.3 Campo volcánico Tequila

El campo volcánico Tequila (CVT), al igual que el CVCSP, se encuentra en la parte occidental de la FVTM y se extiende 1600 km², se sitúa en el graven Tepic-Zocoalco y a 20 km al sur de la ciudad Tequila (Jalisco) (Figura 5.6). El CVT se caracteriza por flujos de composición basáltica a dacítica, domos riolíticos y algunos estratovolcanes andesíticos; siendo el volcán Tequila el más importante (Lewis-Kenedi et al., 2005).

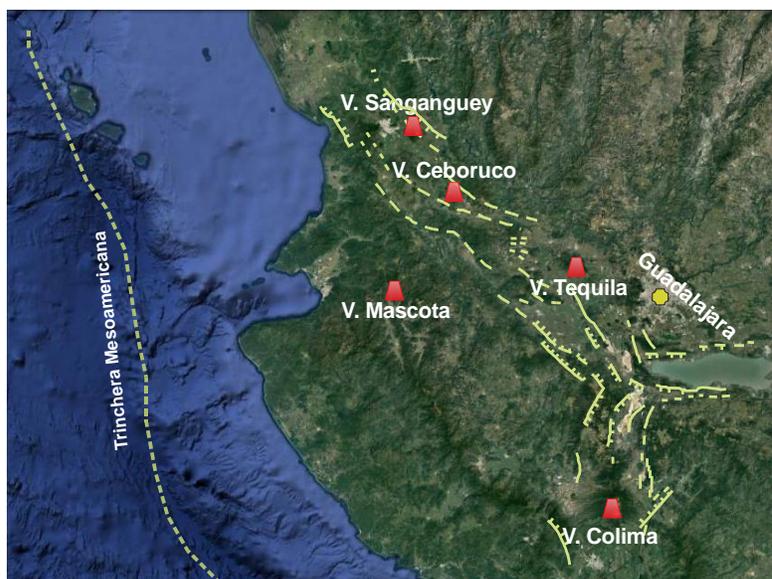


Figura 5.5 Ubicación del volcán Tequila respecto a los volcanes Ceboruco, Sanganguey, Mascota y Colima. (Google Maps, 2017)

El volcán Tequila es el volcán predominante del CVT, es un estratovolcán constituido por flujos andesíticos y se encuentra rodeado por domos riolíticos y conos de ceniza (Wallace y Carmichael, 1994). Su cima alcanza los 2990 msnm y se estima tiene un volumen de $31 \pm 2.1 \text{ km}^3$ (Lewis-Kenedi et al., 2005)

5.4 Geocronología

Uno de los objetivos del paleomagnetismo consiste en la descripción del CMT y su variación en el pasado geológico, lo que implica situar cronológicamente los paleovectores obtenidos de las diferentes muestras de los sitios estudiados. Se

tiene por tanto que determinar el periodo transcurrido desde la fijación de la MTR en las muestras hasta la actualidad. Por lo que, para la determinación de la edad absoluta de las muestras, se requiere de métodos de datación absoluta, de los cuales los más utilizados en geología son los basados en la desintegración de los elementos radiactivos, conocidos como métodos de datación radiométrica.

Entre los diferentes métodos de datación radiométrica, se encuentra el método argón-argón (^{40}Ar - ^{39}Ar), el cual ha posibilitado la reconstrucción de la historia eruptiva de campos y arcos volcánicos, con precisiones de hasta 5 kilo años (ka). En el caso particular de CVCSP y CVT sus historias eruptivas han sido reconstruidas utilizando este método.

La reconstrucción de la historia eruptiva del CVCSP fue llevada a cabo por Frey et al. (2004) empleando el método ^{40}Ar - ^{39}Ar en cuarenta muestras (conos de lava, domos y flujos volcánicos), haciendo comparación de fechamientos por el método K-Ar previamente realizados por Petrone et al. (2001) y finalmente considerando la relación estratigráfica observada en campo. En la tabla 5.1 que se muestra a continuación se presenta de forma abreviada parte de los resultados obtenidos por Frey.

Tabla 5.1 Reconstrucción de la historia eruptiva del campo volcánico Ceboruco-San Pedro, según Frey et al. (2004).

Fecha [Ma]	Descripción de evento
12	Inicio de vulcanismo con emplazamiento en el paleo-graben San Pedro-Ceboruco. Emplazamiento de lavas máficas de espesor estimado en 850 m y volumen de 800 km ³ .
5 - 4.2	Coladas piroclásticas silíceas se emplazan al norte del CVCSP.
3.8	Actividad en los sistemas de fallas entre los emplazamientos de rocas máficas.
3.8 - 1	Cese del vulcanismo, debido a la disminución en la tasa de subducción de la placa Rivera bajo la placa Norteamericana.
1	Reinicio de actividad volcánica con dirección norte-sur del graben San Pedro-Ceboruco.
0.82 - 0.44	Cinco domos y coladas de lava se emplazan en las partes ESE y ONO de los flancos de San Pedro.
0.48	Formación de domos dacíticos a andecíticos y emplazamiento de estratocono andesítico explosivo conocido como "Tepetitlic". Se constituye el cono dacítico "San Pedro".
0.22	Se constituye el volcán-escudo Amado Nervo al suroeste de San Pedro por coladas de lava basáltico-andesíticas.
0.045	Inicia construcción del volcán Ceboruco (estratocono activo).

Como se mencionó la reconstrucción de la historia eruptiva del CVT fue realizada por Lewis-Kenedi et al. (2004), al igual que Frey, la historia eruptiva fue reconstruida aprovechando el método radiométrico ^{40}Ar - ^{39}Ar y llevando a cabo correlaciones estratigráficas, con la diferencia de que para el CVT no existían estudios previos. A continuación, se muestra en la tabla 5.2 parte de los resultados presentados por Lewis-Kenedi.

Tabla 5.2 Reconstrucción de la historia eruptiva del campo volcánico Tequila, según Lewis-Kenedi et al. (2005)

Fecha [Ma]	Descripción de evento
1 - 0.85	Primeras erupciones de composición basáltica, se crea superficie primaria de la meseta Santa Rosa.
0.95 - 0.19	Seis erupciones basálticas en cráteres aislados en la cima de la meseta santa rosa.
0.685 - 0.225	Quince cráteres eruptan al menos 5 km ³ de lavas andecíticas y dacíticas.
0.63	Primera erupción dacítica que forma varios conos de ceniza al oeste del volcán Tequila.
0.2	Inicia origen del volcán Tequila y volcán Tomasillo con volúmenes estimados a la fecha de 31 km ³ y 2 km ³ respectivamente.
0.112 - 0.02	El CVT dominado por distribución bimodal de riolita y basalto, con alto contenido de Ti. Erupciones esporádicas con la creación de domos riolíticos.

5.5 Localización de los sitios estudiados y detalles de muestreo

La estrategia de muestreo estuvo determinada por dos condiciones: 1) se recolectaron muestras de sitios con edades radiométricas publicadas por Frey et al. (2001) para el campo volcánico Ceboruco y por Lewis-Kenedi et al. (2005) para el campo volcánico Tequila; 2) se recolectaron muestras de los sitios cuyas direcciones paleomagnéticas previamente publicadas presentaban polaridades discordantes o bien la determinación de sus direcciones se realizó con una cantidad insuficiente de datos como para establecer mayores conclusiones, en particular aquellas mencionadas por Michalk et al., (2013), en todos los casos se utilizaron las coordenadas GPS incluidas en las respectivas publicaciones.

Las coordenadas de los sitios paleomagnéticos difieren ligeramente del sitio exacto señalado en la geocronología, ya que para los estudios paleomagnéticos solo se pueden tomar muestras de las rocas que se cree que se encuentran *in situ*, mientras que para los muestreos de estudios geocronológicos en bloques de lava, este no es un requisito estricto. En tres casos, se pudo confirmar la ubicación de los muestreos mediante la identificación de las perforaciones anteriores y en los otros casos esto no fue posible utilizando las coordenadas publicadas, sin embargo y con la finalidad de reducir la posibilidad de que las muestras se tomaran de unidades distintas a las que se indican en la geocronología, se revisó la extensión de los flujos con ayuda de mapas de elevación digital e imágenes de Google Earth para comprobar si nuestros sitios correspondían a las unidades de roca que estaban fechadas, además de comprobar en campo que los sitios muestreados correspondían con los rasgos litológicos descritos por los autores que realizaron la geocronología.

Tabla 5.3 Resumen de la localización, edades y tipo de roca de las unidades estudiadas.

Sitio	Latitud (°N)	Long (°O)	Tipo de roca	Edad (Ka)
CEB_01	21°08.285'	104°41.810'	Dacita	623±91
				Frey et al. 2004
CEB_02	21°04.317'	104°38.739'	Andesita Basáltica	614±16
				Frey et al. 2004
TEQ_01	20°49.669'	103°59.610'	Andesita Basáltica	362±13
				Lewis-Kenedi et al. 2005
TEQ_02	20°41.377'	103°55.297'	Andesita	354±15
				Lewis-Kenedi et al. 2005
TEQ_03	20°53.988'	103°43.757'	Basalto	592±20
				Lewis-Kenedi et al. 2005
TEQ_04	20°53.966'	103°44.095'	Basalto	671±12
				Lewis-Kenedi et al. 2005

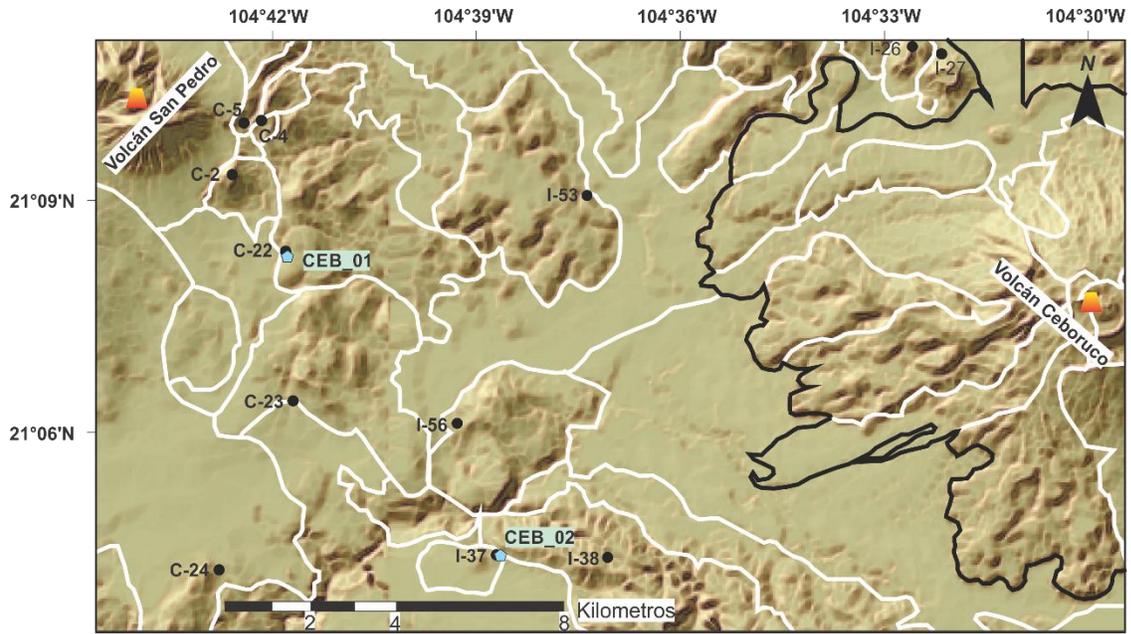


Figura 5.6 Ubicación de los sitios de estudio del CVCSF indicados por pentágonos azules. Los puntos negros son las localizaciones donde se obtuvieron las muestras para datación y las líneas blancas delimitan las unidades individuales de lavas de acuerdo con Frey et al. (2001).

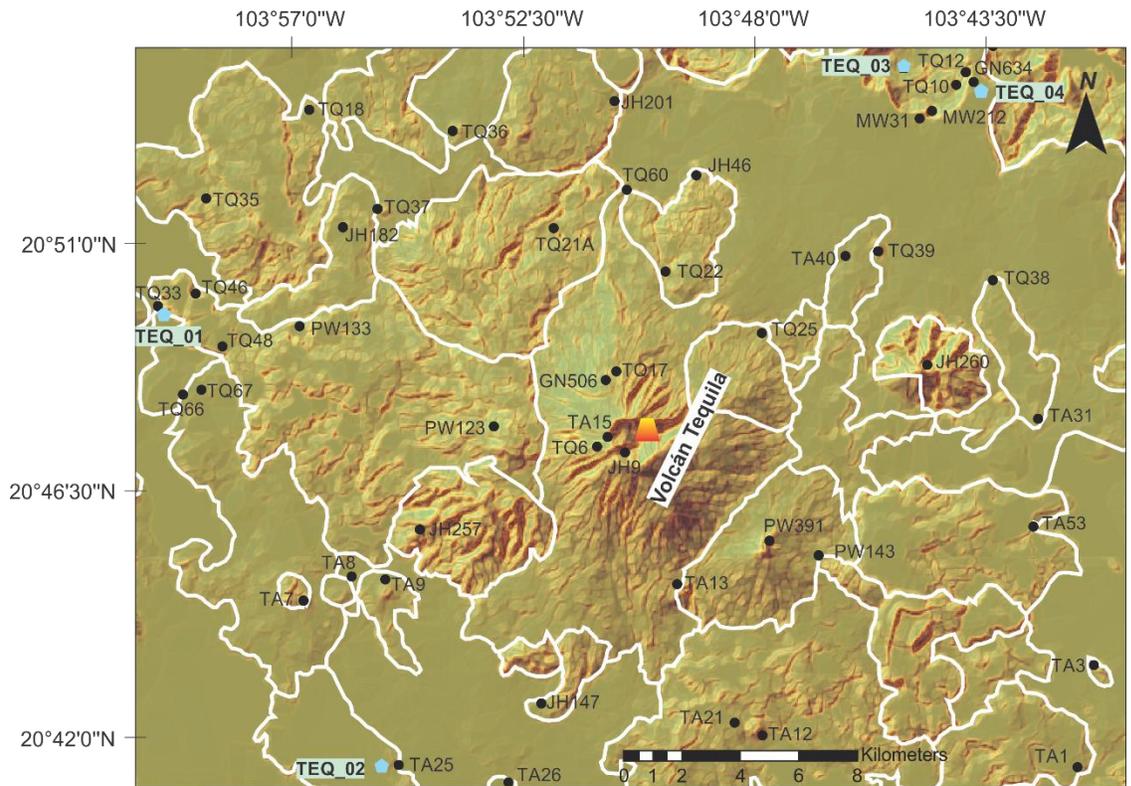


Figura 5.7 Ubicación de los sitios de estudio indicados por pentágonos azules. Los puntos negros son las localizaciones donde se obtuvieron las muestras para datación y las líneas blancas delimitan las unidades individuales de lavas de acuerdo con Lewis-Kenedi et al. (2005).

La extracción de los núcleos se realizó con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, todos los núcleos fueron orientados con brújula magnética y con brújula solar siempre que fue posible. En total se obtuvieron 62 muestras (de 8 a 10 núcleos paleomagnéticos estándar por sitio) provenientes de seis flujos, dos de ellos pertenecientes al campo volcánico Ceboruco y cuatro al campo volcánico Tequila.



Figura 5.9 Extracción de los núcleos. A la izquierda se muestra el orientador de las muestras, a la derecha, una de las perforaciones realizadas para la extracción de las muestras.

Capítulo 6. Metodología

6.1 Preparación de las muestras

Las muestras obtenidas en campo presentan un diámetro de 2.5 cm y una longitud variable, para la realización de los experimentos se requieren núcleos paleomagnéticos estándar; cilindros de 2.5 cm de diámetro por 2.2 cm de largo (figura 6.1), por lo que debe de realizar un corte para ajustar el largo de las diferentes muestras con el requerido.

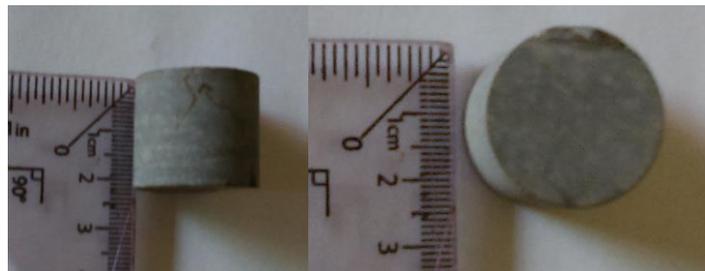


Figura 6.1 Núcleos paleomagnéticos estándar necesarios para la realización de experimentos paleomagnéticos.

Antes de iniciar el proceso de cortado de las muestras, estas se vuelven a marcar indicando la orientación, sentido de perforación y la clave, con el objetivo de que al momento de realizar el corte no se borren dichos atributos. Los cortes de las muestras se realizaron con una cortadora de rocas equipada con dos hojas de bronce no magnéticas diamantadas (figura 6.2) en donde la separación entre ellas es la necesaria para que las muestras tengan al finalizar el corte los 2.2 cm de largo requeridos.

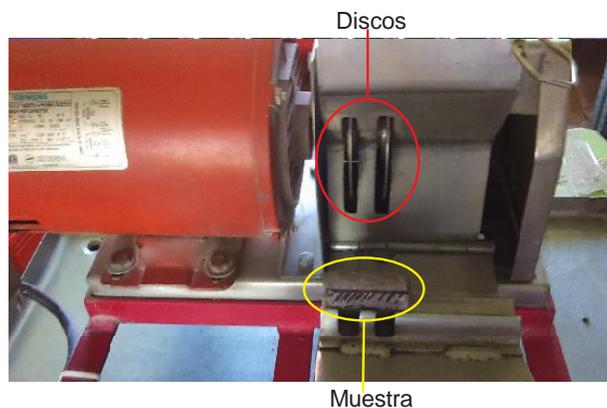


Figura 6.2 Cortadora utilizada para la obtención de los núcleos paleomagnéticos estándar.

Finalmente, previo a la realización de los tratamientos magnéticos y con la finalidad de reducir los efectos de la magnetización viscosa, se colocaron las muestras dentro de un blindaje magnético durante 15 días. En la figura 6.3 se muestran algunas muestras dentro de un blindaje magnético.



Figura 6.3 Se muestra el blindaje magnético utilizado para reducir efectos de magnetización.

6.2 Medición de magnetización remanente natural (MRN)

La MRN es la magnetización presente en los núcleos paleomagnéticos antes de ser sometidos a cualquier tipo de desmagnetización. Previo a las mediciones y a la realización de los experimentos, se colocó un espécimen de cada muestra dentro de un blindaje magnético durante quince días, esto con la finalidad de minimizar el efecto de remagnetización de origen viscoso. Posteriormente se realizó la medición de la MRN utilizando un magnetómetro de giro AGICO JR6 (figura 6.4) del laboratorio interinstitucional de magnetismo natural (LINMA) de la UNAM.

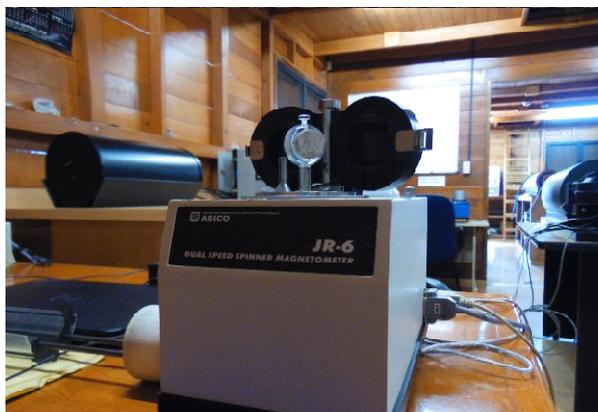


Figura 6.4 Magnetómetro de giro AGICO JR6 utilizado para la medición de la MRN.

Para la realización de las mediciones en el magnetómetro, se inicia el proceso calibrando el equipo utilizando un núcleo de acrílico el cual contiene una muestra de referencia conocida, este se coloca en la porta espécimen (también de acrílico) en una posición específica y se instruye al equipo para que se calibre. Posterior a la calibración se inicia las mediciones de las muestras. Las mediciones de las muestras requieren que cada muestra se coloque en cuatro posiciones diferentes (figura 6.5).



Figura 6.5 Se muestran las diferentes posiciones en las que se coloca cada muestra para medir la MRN.

En cada una de las posiciones en las que se colocan las muestras, el magnetómetro las hace girar a una velocidad angular constante para crear un campo magnético variable en el tiempo y con ello inducir una corriente en las bobinas que se encuentran al lado de la muestra, produciendo así una corriente la cuál es medida por el instrumento y le asocia un valor. En cuanto a las cuatro posiciones, estas se deben a que las muestras no son por completo heterogéneas y por tanto presentan algún grado anisotropía, por lo que se miden las diferentes direcciones para asignarle un promedio.

6.3 Desmagnetización mediante campos alternos

El método de desmagnetización por campos alternos consiste en aplicar a las muestras campos magnéticos con un valor inicial que va decreciendo mientras se alterna la posición de estas, se desmagnetizaron de 6 a 8 muestras por sitio mediante este método. Los valores de la intensidad de los campos magnéticos aplicados iniciaron en 5mT o 10mT con incrementos del mismo valor inicial hasta

que se observó que las muestras no continuaban desmagnetizándose o si se observó una remagnetización.



Figura 6.6 Desmagnetizador Schonstedt modelo GSD-5 del laboratorio del LIMNA utilizado para desmagnetizar las muestras mediante campos alternos.

Este proceso se realizó empleando un desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5 (figura 6.6). Después de aplicar cada paso de desmagnetización se midieron las muestras siguiendo el mismo procedimiento que se utilizó para medir la MRN.

6.4 Propiedades magnéticas de rocas

Con el objetivo de identificar a los minerales magnéticos portadores de la remanencia y comprobar su estabilidad magnética se realizaron mediciones de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas termomagnéticas k-T) utilizando una muestra por cada unidad estudiada.

Para poder medir las propiedades magnéticas de las rocas se requiere que los especímenes sean pulverizados, donde los fragmentos de mayor tamaño no tengan un diámetro mayor a 1mm. La preparación de las muestras para este experimento consistió en colocar las muestras dentro de un periódico y posteriormente fueron golpeadas con un martillo de plástico (para evitar contaminación de materiales ferromagnéticos) y finalmente con ayuda de un tamiz se aseguró que las muestras tuvieran el tamaño adecuado.



Figura 6.7 Pulverizado. Las muestras se pulverizaron poniéndolas dentro de un periódico y luego fueron golpeadas con un martillo de plástico. Finalmente se aseguró que tuviera el tamaño adecuado utilizando un tamiz de plástico.

Utilizando un Susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 (figura 6.8), los especímenes fueron calentados en presencia de gas Argón con el objetivo de evitar la oxidación de las muestras, hasta alcanzar los 650°C con un ritmo de calentamiento de $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ y posteriormente se enfriaron al mismo ritmo.

La figura 6.8. Susceptibilímetro AGICO MFK1 para la medición de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas K-T).



Figura 6.8 Susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 utilizado para obtener las curvas termomagnéticas k-T

Capítulo 7. Resultados

7.1 Direcciones paleomagnéticas

Las mediciones fueron realizadas utilizando un magnetómetro de giro AGICO JR-6 en las instalaciones del Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural LINMA de la UNAM. Se desmagnetizaron de 6 a 8 muestras por sitio mediante el método de campos alternos. Los valores de la intensidad de los campos magnéticos aplicados van desde 5mT hasta 90mT con incrementos graduales de 5mT, después de cada incremento del campo magnético aplicado se mide la remanencia presente en las muestras con el magnetómetro. Este proceso se realizó empleando un desmagnetizador marca Schonstedt modelo GSD-5.

Una vez realizado el proceso de desmagnetización, los datos son presentados en el diagrama de Zijderveld (1967), en donde se analiza el comportamiento de las direcciones en cada paso de desmagnetización y, según sea el caso, se obtienen las direcciones de la magnetización remanente característica (CHRM) mediante el método de componentes principales PCA de Kirschvink (1980).

7.1.1 Sitio CEB_01

En este sitio se observa que individualmente los especímenes analizados (un espécimen por muestra) tienen una componente de baja coercitividad que se remueve luego del primer paso de desmagnetización por lo que se considera que es de origen viscoso. Durante la desmagnetización de los especímenes se observa en todos, comportamientos lineales con dirección hacia el origen de coordenadas en los diagramas de Zijderveld (figura 7.1, A), el valor de campo destructivo medio es de 25mT lográndose eliminar más del 90% de la magnetización aplicando campos de hasta 55mT (figura 7.1 B). En todos los casos fue posible aislar en cada uno sus componentes direccionales mediante el método de componentes principales con al menos cuatro puntos y con valores de máxima desviación angular MDA de entre 0.8° a 6.9° , estos valores indican que es posible aislar las componentes de la CHRM (figura 7.1, tabla 7.1) de cada espécimen. Sin embargo, al momento de hacer el cálculo de la dirección promedio para este sitio, se observa que no hay un agrupamiento coherente entre las direcciones individuales de cada muestra por lo que no es posible calcular el promedio. Esto se debe posiblemente a que las muestras pudieron ser tomadas en distintas partes expuestas del mismo bloque pero que estas sufrieron algún desplazamiento o rotación no detectados durante el muestreo (figura 7.1, C).

Tabla 7.1 Resultados direccionales de los especímenes tratados para el sitio CEB_01. Dec.: Declinación magnética; Inc.: Inclinación magnética; MAD: Máxima desviación angular, los puntos son el número de datos utilizados para el análisis de componentes principales.

Sitio	Especímen	DEC. °	INC. °	MAD. °	Puntos	Desmag. (mT)
CEB_01	94C001A	282.7	11.3	2.7	9	15-55
	94C002A	251.3	12	0.8	11	5-55
	94C003A	333.7	51.1	1.8	10	5-50
	94C004A	24.3	29.1	1.7	9	5-50
	94C006A	35.9	53.7	6.8	8	15-50
	94C007A	102.5	59.1	6.9	7	20-50
	94C009A	91.2	68.6	5.6	4	25-45
	94C010A	146.5	25.2	1	8	10-45
Promedio						

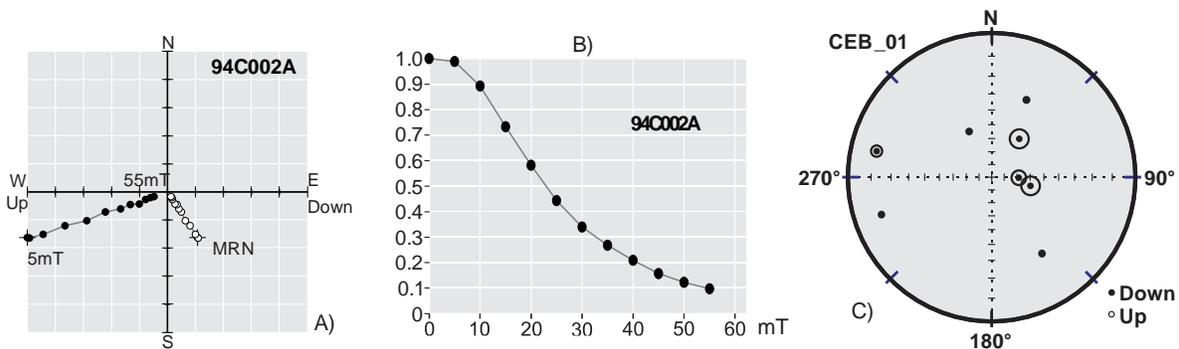


Figura 7.1 Direcciones por espécimen para el sitio CEB_01. A) Diagrama de Zijderveld representativo de los especímenes tratados, B) Fracción de la magnetización residual en la muestra después de cada paso de desmagnetización, C) Estereograma con las direcciones promedio de cada espécimen.

7.1.2 Sitio CEB_02

Las muestras estudiadas en este sitio presentan dos componentes de magnetización, figura 7.2, A), la primera de ellas es muy significativa ya que representa entre el 70% al 80% de la remanencia presente en la muestra y persiste hasta la aplicación de campos de 35 a 40mT; una vez removida esta componente se aprecia una segunda componente con un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas en los diagramas la cual es responsable del 30 al 20% de la magnetización total. Los campos destructivos medios se alcanzan alrededor de los 15mT pudiéndose remover la remanencia al 90% mediante la aplicación de campos de hasta 70mT, figura 7.2, B). De nueva cuenta fue posible obtener las direcciones de la CHRM de los seis especímenes estudiados tabla 7.2, sin embargo, al igual

que en el sitio anterior, no se aprecia un agrupamiento significativo válido para obtener las direcciones promedio mediante la estadística de Fisher (1953), figura 7.2, C).

Tabla 7.2 Resultados direccionales de los especímenes tratados para el sitio CEB_02. Dec.: Declinación magnética; Inc.: Inclinación magnética; MAD: Máxima desviación angular, los puntos son el número de datos utilizados para el análisis de componentes principales.

Sitio	Especimen	DEC. °	INC. °	MAD. °	Puntos	Desmag. (mT)
CEB_02	94C012A	287.1	-26.8	3.2	5	35-60
	94C013A	287.6	-28.7	3	6	40-70
	94C014A	277.4	-27.9	5	6	40-70
	94C015A	85.7	-53.9	6.7	6	30-60
	94C018A	86.2	-5.4	1.7	5	35-55
	94C019A	85.2	-8.4	3.8	6	20-50
Promedio						

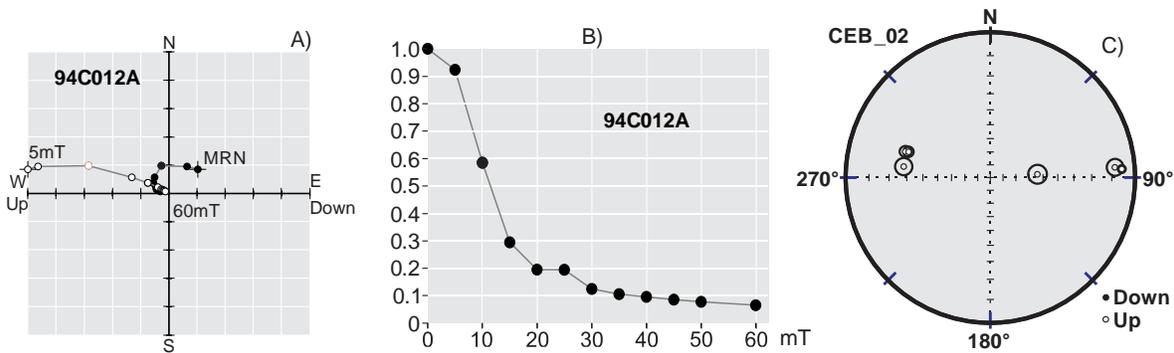


Figura 7.2 Direcciones por espécimen para el sitio CEB_02. A) Diagrama de Zijderveld representativo de los especímenes tratados, B) Fracción de la magnetización residual en la muestra después de cada paso de desmagnetización, C) Estereograma con las direcciones promedio de cada espécimen.

7.1.3 Sitio TEQ_01

Las muestras de este sitio presentan dos componentes durante la desmagnetización, la primer componente es removida en los primeros pasos de desmagnetización aplicando campos de 5 a 10mT por lo que se le considera de origen viscosa debido a su baja coercitividad, una vez que esta primera componente es removida, el comportamiento observado es lineal con tendencia hacia el origen de coordenadas en los diagramas (figura 7.3 A), los campos destructivos medios se encuentran entre los 40mT a 50mT llegándose a desmagnetizar al 80% aplicando campos de 70mT (figura 7.3 B). En Todos los casos fue posible determinar las

componentes direccionales de la CHRM y se emplearon 7 determinaciones individuales para el cálculo del promedio, rechazándose uno debido a que se alejaba mucho de la tendencia central y cuya muestra se tomó en la parte más alejada durante el muestreo (tabla 7.3).

Tabla 7.3 Resultados direccionales de los especímenes tratados para el sitio TEQ_01. Dec.: Declinación magnética; Inc.: Inclinação magnética; MAD: Máxima desviación angular, los puntos son el número de datos utilizados para el análisis de componentes principales, α_{95} es el ángulo del 95 de confianza de la estadística de Fisher, N es el número de especímenes utilizados para el promedio, en sombreado se indica el espécimen que fue descartado.

Sitio	Especímen	DEC. °	INC. °	MAD. °	Puntos	Desmag. (mT)
TEQ_01	94C020A	312.9	26.9	2.6	11	10-70
	94C021A	334.8	19.1	1	10	15-70
	94C022A	350.5	12.8	1.4	11	10-70
	94C023A	307.7	26.9	3.8	8	20-70
	94C024A	331.4	25.1	1.5	8	20-70
	94C026A	328.6	27	1.9	10	10-60
	94C027A	316.6	45.6	0.9	10	10-60
94C028A	321.8	24.5	1	10	10-60	
Promedio		322.3°	28.3°	$\alpha_{95} = 9.2°$	N=7	-----

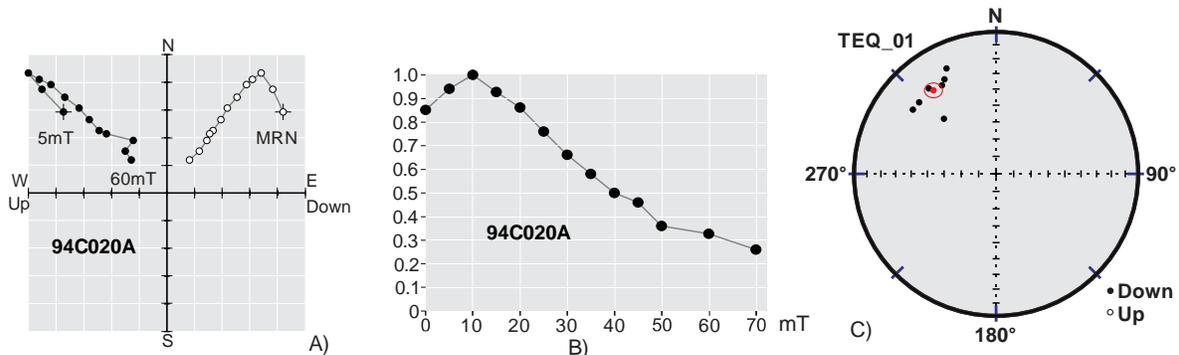


Figura 7.3 Direcciones por espécimen para el sitio TEQ_01. A) Diagrama de Zijderveld representativo de los especímenes tratados, B) Fracción de la magnetización residual en la muestra después de cada paso de desmagnetización, C) Estereograma con las direcciones promedio de cada espécimen, el círculo rojo es el promedio de Fisher y en el recuadro se indican los valores promedio.

7.1.4 Sitio TEQ_02

En este sitio las muestras tienen una primera componente inicial de baja coercitividad que representa una fracción muy pequeña de la magnetización total y que desaparece después del primer paso de desmagnetización (entre 5mT a 15mT)

y se le considera de origen viscoso, figura 7.4, A). Posteriormente se observa un comportamiento lineal hacia el origen y que se preserva cerca del 30% de la magnetización total de la muestra luego de haber aplicado campos de hasta 90mT, que es el valor límite del desmagnetizador utilizado figura 7.4, B); sin embargo, debido al comportamiento exhibido durante el proceso, se considera que es posible aislar las componentes de la CHRM mediante PCA en todas las muestras estudiadas para este sitio (tabla 7.4), ocho en total, obteniéndose con estos el promedio fisheriano (figura 7.4, C).

Tabla 7.4 Resultados direccionales de los especímenes tratados para el sitio TEQ_02. Dec.: Declinación magnética; Inc.: Inclinación magnética; MAD: Máxima desviación angular, los puntos son el número de datos utilizados para el análisis de componentes principales, α_{95} es el ángulo del 95 de confianza de la estadística de Fisher, N es el número de especímenes utilizados para el promedio, en sombreado se indica el espécimen que fue descartado.

Sitio	Especímen	DEC. °	INC. °	MAD. °	Puntos	Desmag. (mT)
TEQ_02	94C031A	316.5	36.8	1.3	14	5-90
	94C033A	312.7	37.7	1.5	13	10-90
	94C034A	324.2	32.8	1.1	8	20-90
	94C035A	317.3	35.8	1.8	9	10-90
	94C036A	319.9	36.9	1.1	10	10-90
	94C037A	327.2	25	1	10	30-90
	94C038A	321	32.2	1.1	10	30-90
	94C039A	326.1	29.6	1.4	10	30-90
Promedio		320.8	33.4	$\alpha_{95} = 4.2$	N=8	K=178.15

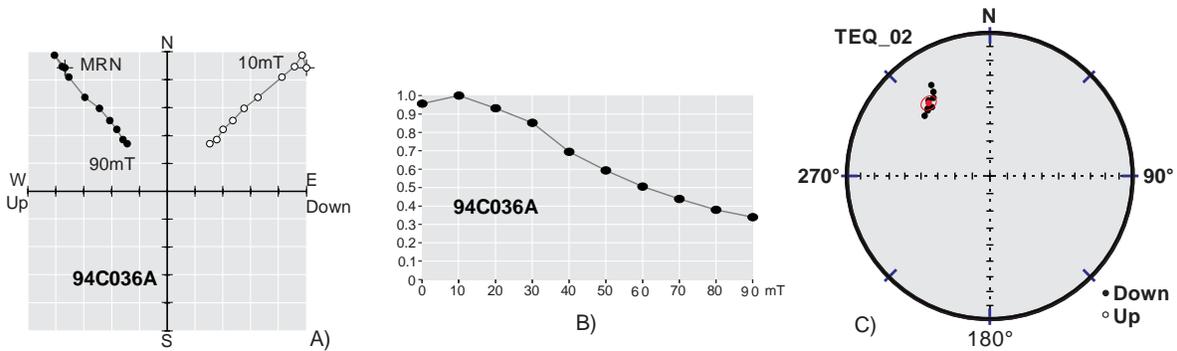


Figura 7.4 Direcciones por espécimen para el sitio TEQ_02. A) Diagrama de Zijderveld representativo de los especímenes tratados, B) Fracción de la magnetización residual en la muestra después de cada paso de desmagnetización, C) Estereograma con las direcciones promedio de cada espécimen, el círculo rojo es el promedio de Fisher y en el recuadro se indican los valores promedio.

7.1.5 Sitio TEQ_03

Las muestras de este sitio se caracterizan por tener una componente inicial que es responsable del 40 al 70% de la magnetización total y que es removida luego de aplicar pasos de 5mT a 25mT (figura 7.5, A), posteriormente se aprecia un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas llegándose a desmagnetizar al 90% aplicando campos de hasta 60mT (figura 7.5, B). Aunque fue posible determinar en todos los casos (ocho) la CHRM, fueron descartadas tres determinaciones individuales debido a que se alejaban del promedio y que contaban con el menor número de puntos en los cálculos de PCA (tabla 7.5 y figura 7.5, C), esto pudo deberse a que en estas muestras no fue posible aislar completamente las componentes direccionales originales.

Tabla 7.5 Resultados direccionales de los especímenes tratados para el sitio TEQ_03. Dec.: Declinación magnética; Inc.: Inclinación magnética; MAD: Máxima desviación angular, los puntos son el número de datos utilizados para el análisis de componentes principales, α_{95} es el ángulo del 95 de confianza de la estadística de Fisher, N es el número de especímenes utilizados para el promedio, en sombreado se indican los especímenes que fueron descartados.

Sitio	Especímen	DEC. °	INC. °	MAD. °	Puntos	Desmag. (mT)
TEQ_03	94C041A	155.9	-12.1	2.1	10	5-50
	94C042A	185.4	-19.5	3.1	9	10-50
	94C043A	37.4	-35.5	3.2	4	20-50
	94C044A	29.9	-3.3	4.4	4	20-50
	94C045A	119.3	-2.5	2.7	5	10-50
	94C046A	182.7	-25.2	3.5	7	30-60
	94C047A	178	-22.1	3.8	7	30-60
	94C048A	187.8	-25.7	1.2	7	30-60
Promedio		177.8	-21.3	$\alpha_{95} = 12.7$	N=5	-----

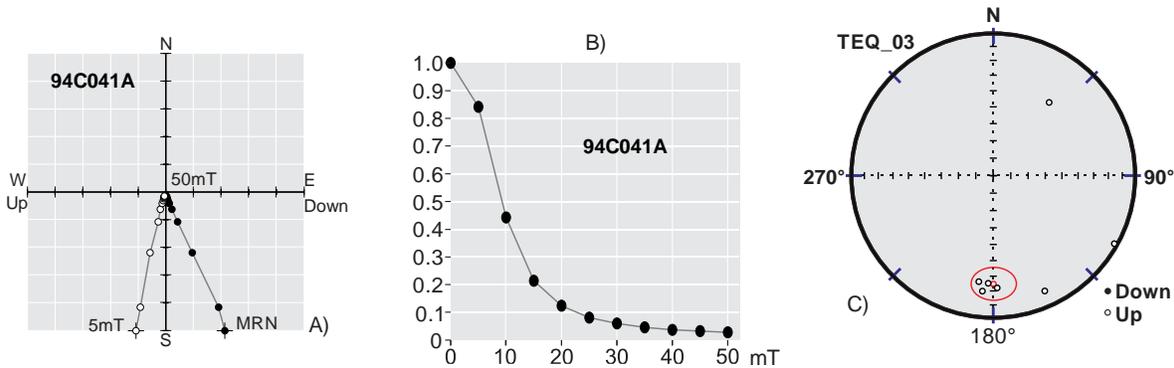


Figura 7.5 Direcciones por espécimen para el sitio TEQ_03. A) Diagrama de Zijderveld representativo de los especímenes tratados, B) Fracción de la magnetización residual en la muestra después de cada paso de desmagnetización, C) Estereograma con las direcciones promedio de cada espécimen, el círculo rojo es el promedio de Fisher y en el recuadro se indican los valores promedio.

7.1.6 Sitio TEQ_04

Las muestras de este sitio tienen una componente inicial responsable del 40 al 60% de la magnetización total que se remueve aplicando pasos de 5 a 20mT (figura 7.6 A). Luego de que esta componente es borrada se aprecia un comportamiento lineal desmagnetizándose al 90% aplicando campos de hasta 60mT (figura 7.6 B). Aunque fue posible determinar en todos los casos (ocho) la CHRM con un número suficiente de puntos para el cálculo de PCA fueron descartadas cuatro determinaciones individuales debido a que se alejaban del promedio (tabla 7.6 y figura 7.6 C).

Debido a las condiciones durante el muestreo, las muestras fueron tomadas en tres secciones expuestas de un solo bloque considerado In situ, luego de comparar los datos direccionales individuales se puede afirmar que dos de ellos, los que tienen las muestras con datos similares se encontraban efectivamente in situ, sin embargo, el tercer bloque incluso arrojó tres direcciones de polaridad invertidas por lo que estos datos fueron descartados para el promedio.

Tabla 7.6 Resultados direccionales de los especímenes tratados para el sitio TEQ_04. Dec.: Declinación magnética; Inc.: Inclinación magnética; MAD: Máxima desviación angular, los puntos son el número de datos utilizados para el análisis de componentes principales, α_{95} es el ángulo del 95 de confianza de la estadística de Fisher, N es el número de especímenes utilizados para el promedio, en sombreado se indica el espécimen que fue descartado.

Sitio	Especímen	DEC. °	INC. °	MAD. °	Puntos	Desmag. (mT)
TEQ_04	94C052A	206	69.5	2.1	6	30-60
	94C053A	217.9	65.3	2.7	7	25-60
	94C054A	194.7	59.9	2.2	7	20-60
	94C055A	310.4	55.1	3.2	6	20-50
	94C056A	207.9	57	1.3	7	10-50
	94C058A	324.6	-23.8	1.1	8	15-60
	94C059A	326.3	-18.2	1.6	10	5-60
	94C061A	18.3	-38.9	5.1	8	10-60
Promedio		206.2	63.2	$\alpha_{95} = 8$	N= 4	-----

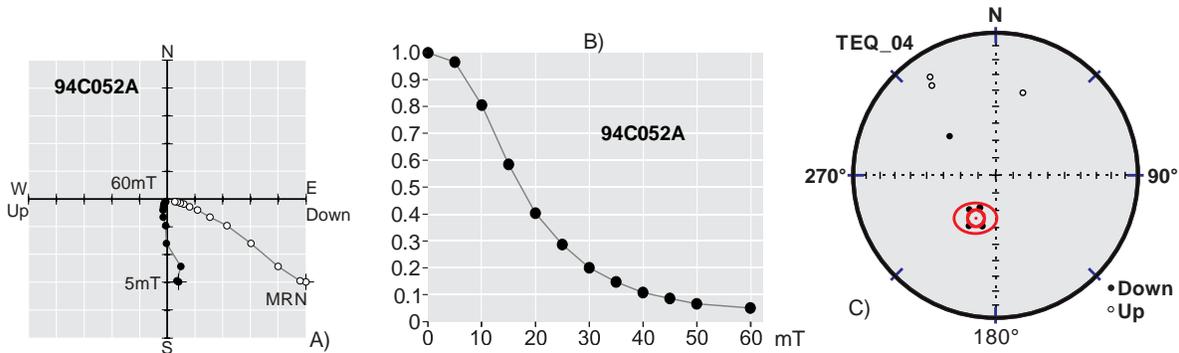


Figura 7.6 Direcciones por espécimen para el sitio TEQ_04. A) Diagrama de Zijderveld representativo de los especímenes tratados, B) Fracción de la magnetización residual en la muestra después de cada paso de desmagnetización, C) Estereograma con las direcciones promedio de cada espécimen, el círculo rojo es el promedio de Fisher y en el recuadro se indican los valores promedio.

7.2 Susceptibilidad en función de la temperatura (curvas K-T)

Con el objetivo de identificar a los minerales magnéticos portadores de la remanencia y comprobar su estabilidad magnética se realizaron mediciones de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas termomagnéticas k-T) utilizando una muestra por cada unidad estudiada. Los especímenes fueron calentados en presencia de gas Argón hasta alcanzar los 650°C con un ritmo de calentamiento de 10°C/min y posteriormente se enfriaron al mismo ritmo utilizando un susceptímetro marca AGICO modelo MFK1. Las temperaturas de Curie se obtuvieron siguiendo el método doble tangente de Grommé et al. (1979). Entre las curvas obtenidas se observan los siguientes comportamientos.

Las curvas provenientes de los sitios CEB_01, TEQ_01 y TEQ_04 (Figura 7.7, muestras 94C010A, 94C028A y 94C059A respectivamente) se observa la presencia de una sola fase ferromagnética con una temperatura de Curie entre los 520°C y 580°C compatible con la titanomagnetita pobre en titanio, también se observa un ligero aumento de la susceptibilidad durante el enfriamiento por lo que se les considera curvas irreversibles, sin embargo, muestran una alta estabilidad térmica. Este comportamiento se explica por la oxidación durante el calentamiento de la titanomagnetita original con mayor contenido de Ti.

En el sitio CEB_02 (figura 7.7, muestra 94C015A) se manifiesta la presencia de dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento y una sola durante el enfriamiento. El punto de Curie más bajo se encuentra entre los 240°C y 360°C y el mayor entre los 440°C y 580°C. Este comportamiento se debe posiblemente a la coexistencia de titanomagnetitas ricas en titanio para la primera fase y

titanomagnetita pobre en titanio para la segunda, el comportamiento irreversible se debe a la oxidación producida durante el calentamiento.

En el sitio TEQ_02 (figura 7.7, muestra 94C038A) la curva presenta dos fases distintas durante el calentamiento. El punto de Curie más bajo está en el intervalo de 360°C y 420°C, mientras que el mayor es cercano a los 560°C. Este comportamiento indica la presencia de dos fases magnéticas, la primera de ellas con una temperatura de Curie cercana a la de la maghemita o titanomaghemita de bajo contenido en titanio y una segunda fase compatible con la magnetita o titanomagnetita pobre en titanio. Se observan también dos fases durante el enfriamiento, la primera de ellas y con mayor influencia magnética, tiene una temperatura de Curie cercana a la de la magnetita.

Las muestras del sitio TEQ_03 presenta un comportamiento irreversible; durante el calentamiento se aprecia una sola fase magnética con una temperatura de Curie de 540°C compatible con la magnetita o titanomagnetita pobre en titanio, esta fase ya no se observa durante el enfriamiento debido a la alteración fisicoquímica producida durante el calentamiento.

En todos los casos, la fase magnética responsable de la magnetización de las muestras es compatible con titanomagnetita o con contenido variables de titanio por lo que se considera que la magnetización de estas muestras es de origen primario originado durante el emplazamiento.

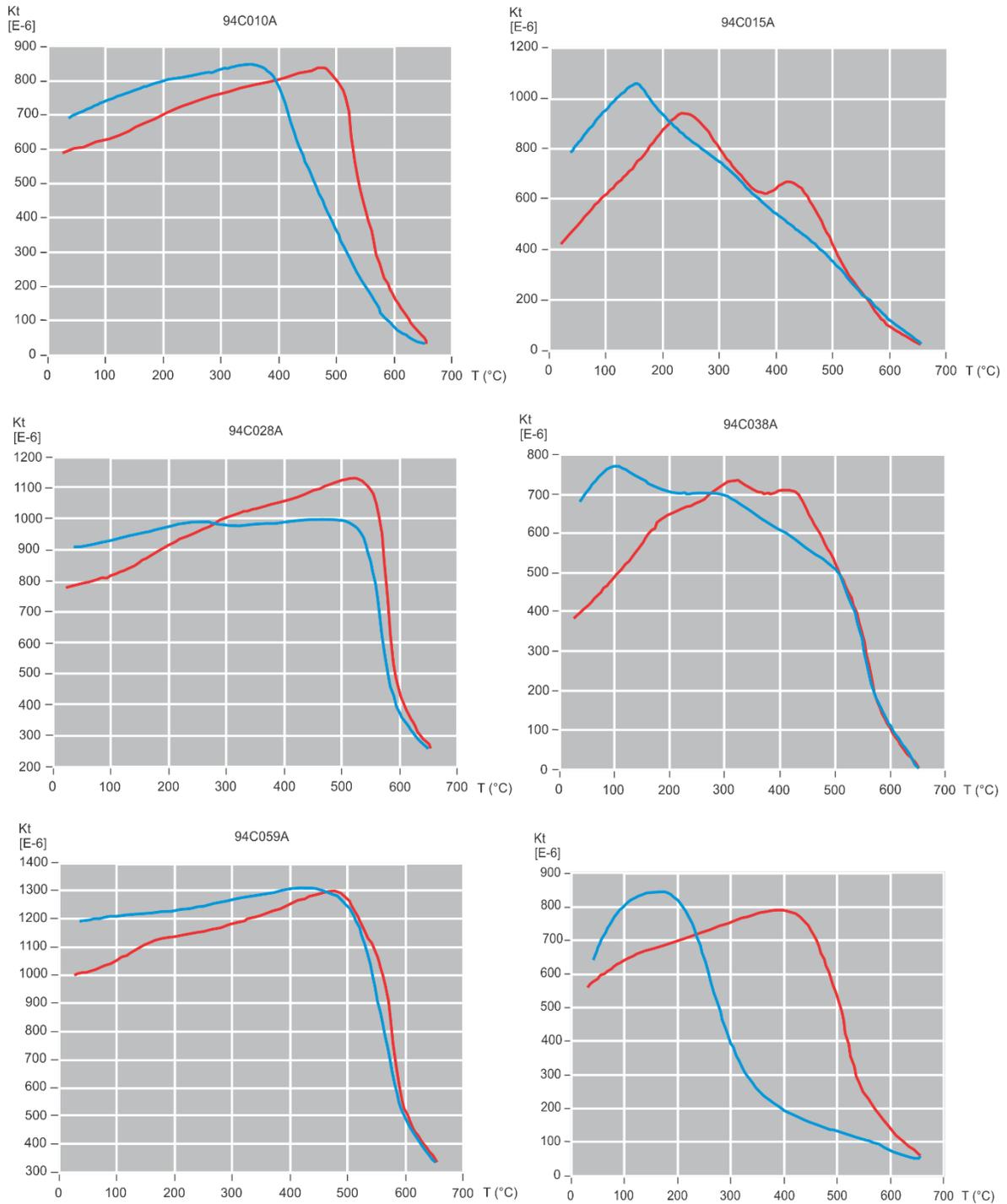


Figura 7.7 Curvas termomagnéticas continuas (k-T) obtenidas con el susceptibilímetro AGICO KappaBridge MFK1. La línea roja indica el calentamiento y la línea azul indica el enfriamiento. En el eje horizontal indica la temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y en el eje vertical la susceptibilidad magnética (Kt) en unidades arbitrarias.

Capítulo 8. Discusión

8.1 Sitio TEQ_01

El sitio TEQ_01 corresponde al flujo de lava reportado por Lewis-Kenedi 2005 con una edad radiométrica de 362 ± 13 kA. Este sitio fue estudiado previamente por Ceja et al., (2006) reportándolo con una polaridad intermedia $D = 23.3^\circ$, $I = 5.8^\circ$, $\alpha_{95} = 6.2^\circ$, $n/N = 9/12$, $Plat = 61.3^\circ$, $Plong = 21.1^\circ$ y fue asociado al evento Levantine (Ryan, 1972). Por otro lado, Michalk et al., (2013) encontró para el mismo sitio una polaridad Normal bien definida $D = 358^\circ$, $I = 35.8^\circ$, $\alpha_{95} = 5.1^\circ$, $n/N = 15/16$, $Plat = 87.9^\circ$, $Plong = 138.4^\circ$. En nuestro muestreo, debido a la intensa vegetación y a algunos deslaves de lodo, no fue posible localizar los orificios de los muestreos anteriores, aun así, se recolectaron muestras sobre un bloque expuesto de aproximadamente 20m de largo por 4m de alto sin evidencia de desplazamiento distribuyendo las muestras vertical y horizontalmente, este bloque se localiza a 260m al oeste de las coordenadas GPS reportadas por Michalk et al., (2013). Las direcciones promedio encontradas en nuestro estudio son $D = 322^\circ$, $I = 28.3^\circ$, $\alpha_{95} = 9.2^\circ$, $n/N = 7/8$, $Plat = 53.8^\circ$, $Plong = 163.2^\circ$, difieren de los dos resultados previos además de que presentan una incertidumbre mayor (figura 8.1). Esto se debe probablemente a la imposibilidad de localizar con exactitud los sitios muestreados tanto para el fechamiento como para los estudios anteriores por lo que las unidades estudiadas pudieran no tratarse de la misma, aunque hayan sido emplazadas en un intervalo de tiempo muy estrecho asociándose estas diferencias direccionales a la variación paleosecular (figura 8.1).

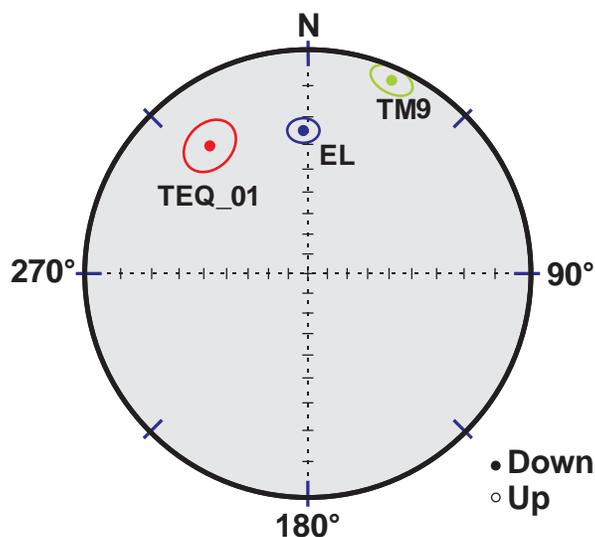


Figura 8.1 Proyecciones de igual área del sitio TEQ_01 y de los estudios previos, EL (Michalk et al., 2013) y TM9 (Ceja et al., 2006).

8.2 Sitio TEQ_02

El sitio TEQ_02 tiene una edad radiométrica reportada por Lewis-Kenedi et al., (2005) de 354 ± 15 ka, sin embargo, durante el muestreo con las coordenadas GPS mencionadas en su trabajo no fue posible localizar el sitio exacto. Las muestras se tomaron de la parte superficial de un afloramiento bastante expuesto localizado a unos 300m hacia el oeste, este sitio corresponde al mencionado por Michalk et al., (2013) ya que metros más adelante se pudieron localizar algunos de los orificios de su muestreo. Nuestros resultados indican que tiene una dirección de polaridad normal $D = 320.8^\circ$, $I = 33.4^\circ$, $\alpha_{95} = 4.2^\circ$, $n/N = 8/8$, $Plat = 53.8^\circ$, $Plong = 173.4^\circ$. Estos datos coinciden bastante con los reportados por Michalk et al., (2013) para este mismo sitio (sitio CY en su trabajo) $D = 323.6^\circ$, $I = 37.6^\circ$, $\alpha_{95} = 5.9^\circ$, $n/N = 11/12$, $Plat = 56.1^\circ$, $Plong = 177.7^\circ$, dado que las medias y los círculos de confianza se traslapan mutuamente, estas direcciones pueden considerarse como idénticas. Por otro lado Ceja et al., (2006) reporta (sitio TM10) una dirección promedio de $D = 290.5^\circ$, $I = 33.3^\circ$, $\alpha_{95} = 14.5^\circ$, $n/N = 3/7$, $Plat = 24.9^\circ$, $Plong = 177.7^\circ$; a pesar de que esta dirección la determinó con solo tres muestras y de que tiene una dispersión muy alta, esta dirección fue interpretada como de polaridad intermedia y se consideró como nueva evidencia del evento Levantine. Debido a la calidad en estas nuevas determinaciones y a la calidad de los datos reportados por Michalk et al., (2013), se puede descartar este comportamiento excursional propuesto por Ceja et al., (2013), figura 8.2.

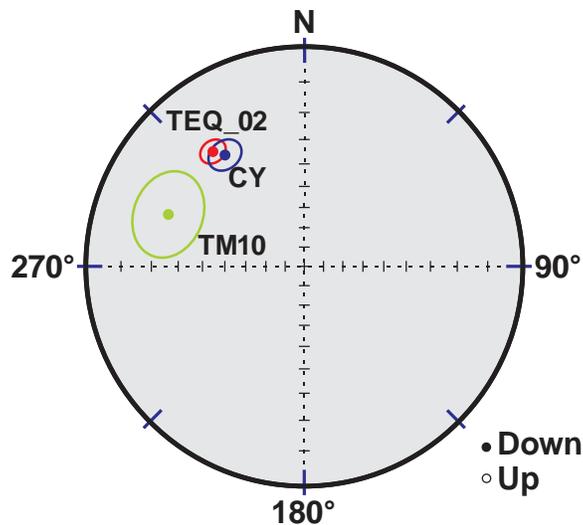


Figura 8.2 Proyecciones de igual área del sitio TEQ_02 y de los estudios previos, CY (Michalk et al., 2013) y TM10 (Ceja et al., 2006).

8.3 Sitio TEQ_03

El sitio TEQ_03 corresponde al flujo reportado por Lewis-Kenedi et al., (2005) con una edad de 592 ± 20 ka y tiene una polaridad inversa $D = 177.8^\circ$, $I = -21.3^\circ$, $\alpha_{95} = 12.7^\circ$, $n/N = 5/8$, $Plat = -79.9^\circ$, $Plong = 268.7^\circ$. Las muestras para este sitio se obtuvieron de un bloque masivo con una altura de hasta 12m y de 30m largo localizado a un costado de la carretera. Con la información del GPS fue posible localizar los orificios del muestreo anterior de Michalk et al., (2013) y se puede afirmar que se trata del mismo flujo que fue utilizado para el fechamiento. De nueva cuenta nuestros datos coinciden con los del sitio EO de Michalk et al., (2013), $D = 172.3^\circ$, $I = -21.1^\circ$, $\alpha_{95} = 11.3^\circ$, $n/N = 5/8$, $Plat = -77.6^\circ$, $Plong = 294.0^\circ$, y se consideran idénticos. Estos datos refuerzan entonces lo propuesto por Michalk et al., (2013) sobre que se trata de un registro del evento excursional conocido como Big Lost. Este evento ha sido ampliamente documentado, por ejemplo, Champion et al., (1988) con una edad de 565 ± 28 ka, Singer et al., (2008,) lo asocia a una edad de 579 ± 6 ka, en ambos casos las edades son radiométricas y los datos provienen de lavas por lo que, considerando la incertidumbre en la edad que reportó Lewis-Kenedi et al., (2005) para este flujo, es muy probable que se trate del mismo evento. Ceja et al., (2006) estudió este mismo sitio, TL9, y solo reportó evidencia de polaridad normal en una sola muestra, aunque no le fue posible establecer una dirección promedio.

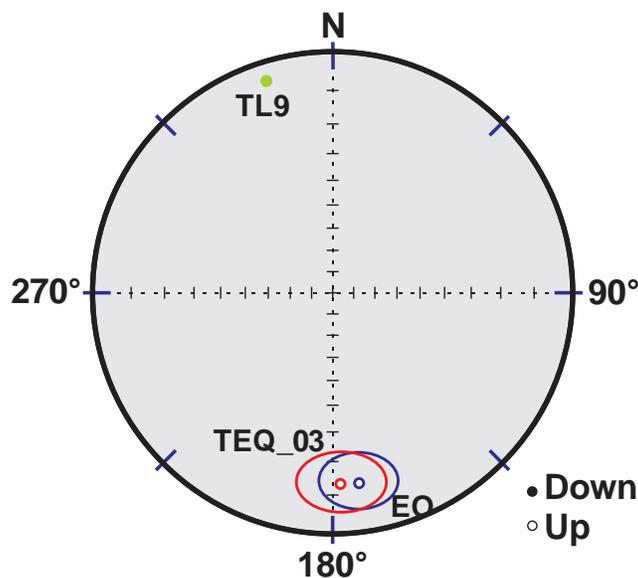


Figura 8.3 Proyecciones de igual área del sitio TEQ_03 y de los estudios previos, EO (Michalk et al., 2013) y TL9 (Ceja et al., 2006).

8.4 Sitio TEQ_04

El sitio TEQ_04 tiene una edad de 671 ± 12 ka (Lewis-Kenedi et al., 2005) y presenta una dirección promedio de $D = 206.2^\circ$, $I = 63.2^\circ$, $\alpha_{95} = 4.0$, $n/N = 4/8$, $Plat = -20.2^\circ$, $Plong = 236.8^\circ$. Esta dirección se obtuvo a partir de cuatro muestras (de un total de ocho) ya que aunque se logró determinar con precisión las direcciones en las muestras restantes, éstas no exhibieron un agrupamiento coherente. En la publicación de Michalk et al., (2013) reportan una polaridad invertida (Sitio EN) $D = 210.3^\circ$, $I = -33.0^\circ$, $\alpha_{95} = 6.7^\circ$, $n/N = 10/13$, $Plat = -61.3^\circ$, $Plong = 166.8^\circ$ y afirman que sus muestras fueron recolectadas del mismo flujo utilizado por Lewis-Kenedi et al., (2005) para el fechamiento y sugieren que este flujo pudo haber sido emplazado durante la excursión Delta/Stage 17. Sobre este evento Biswas et al., (1999), basado en estudios realizados en sedimentos, propuso que ocurrió alrededor de los 690ka y que tuvo una duración cercana a los 7ka aunque, como sugiere Singer et al., (2002) esta afirmación requiere de una mayor verificación en lo que a la cronología se refiere. Este mismo sitio fue estudiado por Ceja et al., (2006) sitio TL10, y reporta una polaridad normal definida $D = 161.1^\circ$, $I = 21.4^\circ$, $\alpha_{95} = 6.4$, $n/N = 8/8$, $Plat = -54.7^\circ$, $Plong = 284.3^\circ$. Al momento de realizar nuestro muestreo el sitio mencionado por Michalk (2013), se trató de un bloque expuesto ubicado a las orillas de un río que se encontraba cubierto por lodo y vegetación producto de algunos deslaves por lo que las muestras fueron tomadas metros más arriba siguiendo la dirección del río. No fue posible localizar las perforaciones con los datos GPS que menciona Ceja et al., (2006). De la misma manera hay que considerar que este sitio se encuentra a unos 600m al oeste del sitio TEQ_03 el cual tiene una polaridad magnética invertida bien definida y una altitud relativa más baja respecto de este punto además de que la diferencia entre sus edades (considerando las incertidumbres) sugiere que los flujos estudiados hayan sido emplazados en periodos distintos. La diferencia en las nuevas direcciones con las ya publicadas no permite hacer mayores conclusiones a falta de un nuevo estudio para confirmar la cronología.

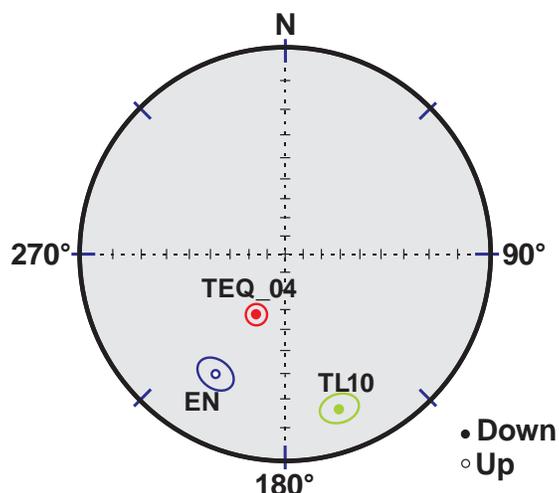


Figura 8.4. Proyecciones de igual área del sitio TEQ_04 y de los estudios previos, EN (Michalk et al., 2013) y TL10 (Ceja et al., 2006).

En la tabla 8.1 aparece un resumen de los datos de todos los sitios estudiados y su comparación con los previamente publicados.

Tabla 8.1 Resumen de los resultados obtenidos de los sitios estudiados junto con los resultados de estudios previos. Lat: es la latitud geográfica; Long: longitud geográfica; Dec: declinación magnética; Inc: inclinación magnética; α_{95} : radio del 95% del cono de confianza de la estadística de Fisher; N: número de especímenes tratados; n: número de especímenes utilizados para los cálculos, Plat: paleo latitud del VGP, Plong: paleo longitud del VGP.

	Sitio	Lat	Long.	Dec	Inc	α_{95}	n/N	Plat	Plong
TEQ_01	TEQ_01	20° 49.67'	103° 59.61'	322.3	28.3	9.2	7/8	53.8	163.2
	EL	20° 49.62'	103° 59.75'	358	35.8	5.1	15/16	87.9	138.4
	TM9	20° 49.75'	103° 59.69'	23.3	5.8	6.2	9/12	61.3	21.1
TEQ_02	TEQ_02	20° 41.38'	103° 55.30'	320.8	33.4	4.2	8/8	53.8	169.2
	CY	20° 41.25'	103° 55.28'	323.6	37.6	5.9	11/12	56.1	173.4
	TM10	20° 41.34'	103° 55.06'	290.5	33.3	14.5	3/7	24.9	177.7
TEQ_03	TEQ_03	20° 53.99'	103° 43.76'	177.8	-21.3	12.7	5/8	-79.9	268.7
	EO	20° 53.99'	103° 43.756'	172.3	-21.1	11.3	11/13	-77.6	294
	TL9	20° 53.99'	103° 43.71'	342.3	9.2	---	1/8	---	---
TEQ_04	TEQ_03	20° 53.97'	103° 44.09'	206.2	63.2	3.98	4/8	-20.2	236.8
	EN	20° 53.95'	103° 44.08'	210.3	-33	6.7	10/13	-61.3	166.8
	TL10	20° 53.88'	103° 44.18'	161.1	21.4	6.4	8/8	-54.7	284.3

Conclusiones

Los resultados paleomagnéticos permitieron aislar las componentes direccionales características de las muestras estudiadas y se considera que estas rocas registraron el campo magnético de la Tierra presente en el momento de su emplazamiento.

En base al comportamiento durante los experimentos de magnetismo en rocas, las curvas K-T, se puede establecer que el mineral portador de la magnetización presente en las rocas es titanomagnetita con contenido variable de titanio.

En los sitios pertenecientes al CVCSP, a saber, CEB_1 Y CEB_2, no fue posible obtener una paleodirección promedio, debido a que las determinaciones individuales de las muestras no se observa un agrupamiento coherente. Las pruebas k-T mostraron que en CEB_1 la existencia de una fase ferromagnética donde el portador de remanencia es titanomagnetita pobre en titanio, mientras que el sitio CEB_2 mostró dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento y una sola en el enfriamiento, esto se debe posiblemente a la coexistencia tanto de titanomagnetitas ricas en titanio como de titanomagnetitas pobres en titanio respectivamente.

Los estudios realizados en los sitios TEQ_1 y TEQ_4 no permiten establecer mayor certidumbre respecto a los resultados obtenidos por Ceja et al., (2006) y Michalk et al., (2013), esto se debe a que nuestros resultados difieren de los reportados por ambos autores. En los resultados de las pruebas k-T se observa para ambos casos una fase ferromagnética compatible con titanomagnetita pobre en titanio.

Los resultados para el sitio TEQ_2 coinciden con los resultados publicados por Michalk et al., (2013), mostrando ambos una polaridad normal, por lo que es posible descartar que se trate de un registro de la excursión geomagnética Levantine propuesta por Ceja et al., (2006). Las pruebas k-T para este sitio muestran dos fases distintas durante el calentamiento, al igual que durante el enfriamiento.

Los resultados del sitio TEQ_3 muestran coincidencia con los resultados reportados por Michalk et al., (2013), donde se afirma que el evento registrado se trata de la excursión Big Lost con una edad de 592 ± 20 ka,

Ceja et al., (2006) reportó evidencia de polaridad normal sin establecer dirección promedio.

Referencias

- Balkely, R., (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press. 441 pp.
- Bastida, F. (2005). El campo magnético terrestre. En *Geología. Una visión moderna de las ciencias de la Tierra* (vol. 1) (pp. 110-131). España: TREA.
- Biswas DK, Hyodo M, Taniguchi Y, et al. (1999) Magnetostratigraphy of Plio-Pleistocene sediments in a 1700-m core from Osaka Bay, southwestern Japan and short geomagnetic events in the middle Matuyama and early Brunhes chrons. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 148: 233–248.
- Brunhes B (1906) Recherches sur la direction de l'aimantation des roches volcaniques. *Journal de Physique* 5: 705–724.
- Buffett, B. A. (2000). Earth's Core and the Geodynamo. *Science*, p. 288
- Bullard, E. C. & Gellman, H., (1954). Homogeneous dynamos and terrestrial magnetism. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 247, 213.
- Butler, 1998. *Paleomagnetism. Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic edition: <http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/>
- Caballero, C. (2011). La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ams): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo. (pp. 12-19). México: Instituto de Geofísica, UNAM.
- Caccavari, A. (2014). Propiedades Magnéticas y Paleomagnéticas de una Secuencia Volcanica Mio-plioceno de la Isla de la Gomera (Islas Canarias, España). Inedito, p. 24.
- Ceja, M., Goguitchaichvili, A., Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Alva-Valdivia, L., Elguera, J., Urrutia, J. & Delgado, H. (2006, noviembre 8). Paleomagnetism of the Pleistocene Tequila Volcanic Field (Western Mexico). *Earth Planets Space*, 58, pp. 1359-1358.

- Champion DE, Lanphere MA, and Kuntz MA (1988) Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons. *Journal of Geophysical Research* 93: 11667–11680.
- Dunlop, D., and Ö. Özdemir. (1997). *Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers*, Cambridge University Press, 573pp.
- Elsasser, W. M., (1946). Induction effects in terrestrial magnetism. *Phys. Rev.*, 69, 106, 70, 202.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la faja volcánica transmexicana durante la última década. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, LIII, pp. 84-92.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M. (2011). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Elsevier*, pp. 122-150.
- Fisher, R.A. ,1953. "Dispersion on a sphere". *Proc. R. Soc. (London) A.* 217, 295-305.
- Frey, H., Lange, R., Hall, C. y Delgado-Granados, H. (2004). Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco–San Pedro volcanic field, western Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 116, pp. 259-276.
- Glatzmaier, G. A., y P. H. Roberts. (1995). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377, pp. 203-209.
- Glatzmaier, G. A., y P. H. Roberts. (1997). Simulating the geodínamo contemp. *Phys.* 38, 269-288.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ma. y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, pp. 227-283.
- Google Maps. (2017). Fecha recuperación: marzo 20, 2017, de Google Inc. Sitio web: <https://www.google.com/maps/@20.44271,-104.837,765798m/data=!3m1!1e3>
- Gromme, S., Mankinen, E., Marshall, M., y Coe, R. (1979). Geomagnetic paleointensities by the Thelliers' method from submarine pillow basalts: effects of seafloor weathering. *Journal Of Geophysical Research*, 84 (B7), 3553-3575.

- Hospers, J. (1954), Rock magnetism and polar wandering, *Nature*, 173, 1183–1184, doi: 10.1038/1731183a0
- INEGI (Instituto Nacional de Geografía e Informática), (2002). Conjunto de Datos Vectoriales Geológicos. Continuo Nacional. Proyección: Lambert Conformal Conic. Aguascalientes, México. Escala 1:1'000,000.
- Jacobs, J. 2007. GEOMAGNETIC EXCURSION. En *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 339-341) Dordrecht : Springer.
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 62, pp. 699-718.
- Laj, C. y Channell, J. (2007). *Geomagnetic Excursions*. Elsevier, pp. 373-416.
- Lewis-Kenedi, C., Lange, R., Hall, C. y Delgado-Granados, H. (2004, agosto 6). The eruptive history of the Tequila volcanic field, western Mexico: ages, volumes, and relative proportions of lava types. *Bull Volcanol*, 67, pp. 391–414.
- Lowrie, W. (2007). *Geomagnetism and Paleomagnetism*. En *Fundamentals of Geophysics* (pp. 281-359). United Kingdom: Cambridge.
- Mazaud, A. 2007. GEOMAGNETIC POLARITY REVERSALS. En *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism* (pp. 348-352) Dordrecht: Springer.
- McElhinny, M. 2007. GEOCENTRIC AXIAL DIPOLE HYPOTHESIS. En *ENCYCLOPEDIA of GEOMAGNETISM AND PALEOMAGNETISM* (pp. 281-285) Dordrecht: Springer.
- McElhinny. M. (1973). *Paleomagnetism and plate Tectonics*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Merrill, Ronald T.; McElhinny, Michael W.; McFadden, Phillip L. (1996). *The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle*. Academic Press
- Michalk, D., Biggin, A., Knudsen, M., Böhnell, H., Nowaczyk, N., Ownby, S. y López-Martínez, M. (2010). Application of the multispecimen palaeointensity method to Pleistocene lava flows from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 179, pp. 139–156.

- Michalk, D., Böhnell, H., Nowaczyk, N., Aguirre-Diaz, G., López-Martínez, M., Ownby, S. y Negendank, J. (2013). Evidence for geomagnetic excursions recorded in Brunhes and Matuyama Chron lavas from the trans-Mexican volcanic belt. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, 118, pp. 2648-2669.
- Muñiz, L., (1997). El geomagnetismo. Cuadernos del Instituto de Geofísica, 11. México, Instituto de Geofísica, UNAM -Ed Plaza Valdés, 52 pp.
- Nava, A. (1993). SISMOLOGÍA Y ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA. En *LA INQUIETA SUPERFICIE TERRESTRE* (pp. 33-40). México, D.F.: FONDO DE CULTURA ECONÓMICA, S.A. DE C.V.
- Nelson, S. A. (1980), Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico: Summary, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 639– 643.
- NOAA. (2010). Maps of Magnetic Elements from the WMM2010. 2017, de NGA Sitio web: https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/icons/WMM2010_H.png
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and Mineral Magnetism*, 220 pp., Blackie, Glasgow.
- Opdyke, N. y Channell, J. (1996). *Fundamentals of Magnetic Stratigraphy*. En *Magnetic Stratigraphy* (pp. 74-94). Florida, USA: Academic Press.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.
- Petrone, C.M., Tagami, T., Francalanci, L., Matsumura, A., y Sudo, M., 2001, Volcanic systems in the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) in the light of new K-Ar geochronological data: *Geochemical Journal*, v. 35, pp. 77–88.
- Resnick, R., Halliday, D. y Krane, K. (1994). El campo Magnético. En *Física Vol. 2* (pp. 159-177). México: Continental.
- Ryan WBF (1972) *Stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean*. In: Stanley DJ (ed.) *The Mediterranean Sea*, pp. 149–169. Stroudsburg, PA: Dowden, Hutchinson and Ross.
- Schaffer, J., Saxena, A., Antolovich, S., Sanders, T. y Warner, S. (2004). Propiedades Magnéticas. En *Ciencia y diseño de materiales para ingeniería* (pp. 498-520). México: CECSA.

- Schubert, G., Turcotte, D. y Olson, P. (2001). Mantle convection and mantle temperatures. En *Mantle convection in the earth and planets* (pp. 127-128). Cambridge, New York: Cambridge.
- Singer B. S., Relle M. K. y Hoffman K. (2002) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from transitionally magnetized lavas on La Palma, Canary Islands, and the geomagnetic instability timescale. *Journal of Geophysical Research* 107: 2307 (doi: 10.1029/2001JB001613).
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Chauvin, A., Coe, R.S., y Pringle, M.S., 1999. Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events. *Journal of Geophysical Research*, 104: 679–693.
- Stacey, F. y Banerjee, S. (1974). *The Physical Principles of Rock Magnetism* (Developments in Solid Earth Geophysics, 2). Elsevier, Amsterdam, pp 195.
- Tauxe, L. (2016a). Magnetic mineralogy. 2017, de Earth Science reference data and models Sitio web: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/WebBook3ch6.html#x8-530006>
- Tauxe, L. (May 24, 2016b). Fisher statistics. Enero 15, 2017, de Earth Science reference data and models Sitio web: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/WebBook3ch11.html#x13-13000011>
- Tauxe, L. (May 24, 2016c). Getting a paleomagnetic direction. Enero 15, 2017, de Earth Science reference data and models Sitio web: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/WebBook3ch9.html#x11-1030009>
- Tippens, P. (2001). Magnetismo y campo magnético. En *Física* (pp. 641-666). México: McGraw-Hill.
- Udias, A. y Mezcua, R. (1997). Paleomagnetismo. En *FUNDAMENTOS DE GEOFISICA* (pp. 306-320). España: Alianza editorial.
- Valet, J.P., y E. Herrero-Bervera. (2003). Some characteristics of geomagnetic reversals inferred from detailed volcanic records, *C.R. Geoscience*, 335, pp. 79-90.
- Valet, J., & Plenier, G. (2008). Simulations of a time-varying non-dipole field during geomagnetic reversals and excursions. *Physics Of The Earth And Planetary*

Interiors, 169(1-4), 178-193. Wallace PJ, Carmichael ISE (1994) Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib Mineral Petr* 117:345–361

Wang, T., Song, X. y Xia, H. (2015). Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda. *Nature geoscience*, pp. 224-227

Yong, H., Freedman, R. y Lewis-Ford, A. (2009). Campo Magnético y fuerzas magnéticas. En *Física universitaria* (pp. 916-956). México: Pearson.

Zijderveld, J. (1967), A.C. demagnetization of rocks: analysis of results, *Methods in Paleomagnetism*, Chapman and Hall.