



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

Estudio paleomagnético integral de rocas
volcánicas cretácicas pertenecientes
al rift Tepic-Zacoalco: implicaciones
geomagnéticas y geodinámicas

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

Ángel de la Cruz Martínez Godínez

TUTOR DE TESIS: Dr. Avtandil Gogichaishvili

COTUTOR DE TESIS: Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano

MORELIA, MICHOACÁN

Octubre de 2018



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

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

Estudio paleomagnético integral de rocas
volcánicas cretácicas pertenecientes
al rift Tepic-Zacoalco: implicaciones
geomagnéticas y geodinámicas

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

Ángel de la Cruz Martínez Godínez

TUTOR DE TESIS: Dr. Avtandil Gogichaishvili

COTUTOR DE TESIS: Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano

MORELIA, MICHOACÁN

Octubre de 2018



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

LIC. IVONNE RAMÍREZ WENCE

DIRECTORA

DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR

PRESENTE

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 07** del **H. Consejo Técnico** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **20 de junio del 2018**, acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional del alumno(a) **Ángel de la Cruz Martínez Godínez** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **414059016**, con el trabajo titulado: "Estudio paleomagnético integral de rocas volcánicas cretácicas pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco: implicaciones geomagnéticas y geodinámicas" bajo la dirección como **tutor** del Dr. Avtandil Gogichaishvili y como **co-tutor** del Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente: Dr. José Guadalupe Rosas Elguera
Vocal: Dr. Fredy Rubén Cejudo Ruiz
Secretario: Dr. Avtandil Gogichaishvili
Suplente: Dr. Gabriel Vázquez Castro
Suplente: Dra. Ana Luz Caccavari Garza

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Morelia, Michoacán a, 17 de octubre del 2018.


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 a la licenciatura en Geociencias, así como el apoyo financiero de los proyectos CONACyT n.º 252149 y UNAM-DGAPA-PAPIIT IN101717.

Al Dr. Avtandil Gogichaishvili y al Dr. Miguel Ángel Cervantes Solano por apoyarme durante la carrera y ser mis tutores de tesis.

Al Dr. José Guadalupe Rosas Elguera, al Dr. Fredy Rubén Cejudo Ruiz, al Dr. Gabriel Vázquez Castro y a la Dra. Ana Luz Caccavari Garza por ser mis sinodales y por sus precisas correcciones y apoyo en la realización de esta tesis.

A todos los maestros de la carrera por su dedicación y paciencia, en especial al Dr. Juan Julio Morales Contreras, al Dr. Gerardo Cifuentes Nava, al Dr. Miguel Ángel Santoyo y al Dr. Orlando Hernández por su gran apoyo en los momentos difíciles.

Al Ing. Juan Manuel García Cuevas por sus enseñanzas, experiencias y por motivarme a estudiar esta carrera.

A todos mis compañeros de la carrera, de la universidad y en general de la vida por hacer estos años tan divertidos.

A todo el personal y trabajadores de la ENES Morelia, en especial al personal de servicios escolares por el excelente trabajo que realizan en servicio a la comunidad estudiantil.

A todo el personal del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán por las facilidades para realizar los trabajos de laboratorio.

Dedicatoria

El presente trabajo está dedicado a mi familia, en especial a mi padre Blas Martínez Álvarez y a mi madre Mary Cruz Godínez Arroyo (†) por su apoyo siempre incondicional y por guiarme y educarme siempre por el buen camino.

A mis hermanos Blas y Toño.

Resumen

El conocimiento de las variaciones del campo magnético de la Tierra (CMT), tanto en dirección como en intensidad, en el pasado proporciona información relevante para comprender el funcionamiento del campo magnético de la Tierra, los procesos que lo generan en el núcleo externo de la Tierra así como las posibles causas que provocan las inversiones de polaridad magnética.

Las variaciones que presenta el CMT en tiempos geológicos pueden ser explicadas mediante la teoría del Geodínamo, generado en el núcleo externo y que está siendo modulado por un estado convectivo del manto inferior. El conocimiento de las variaciones del CMT ha permitido obtener información sobre el ritmo de expansión del piso oceánico, vulcanismo, el ciclo tectónico terrestre y la deriva polar.

A pesar del incremento en los últimos años en la cantidad y calidad de datos paleomagnéticos, se ha demostrado que solo algunos de estos datos son confiables. Particularmente los datos del periodo Cretácico, los cuales tienen una distribución temporal y geográfica muy irregular, siendo además, en muchos casos, demasiado escasos para el análisis de las características, a escala fina, de la variación del campo magnético terrestre.

En el presente trabajo se reportan los resultados de un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas, realizado a 110 muestras, provenientes de 12 sitios distribuidos a lo largo del rift Tepic-Zacoalco; localizadas en los estados de Nayarit

y Jalisco. Los sitios de muestreo son de edad cretácica, según edades radiométricas disponibles, de entre los 83 y 61 Ma.

Los resultados obtenidos de magnetismo de rocas sugieren a las titanomagnetitas con contenido bajo de titanio como los principales minerales portadores de la remanencia magnética, así como la presencia de titanomaghemitas con una influencia magnética poco significativa.

Fue posible determinar las direcciones paleomagnéticas, a partir de experimentos de desmagnetización por campos alternos y por procesos térmicos, en 11 de los sitios; encontrándose 8 de polaridad normal y 3 de polaridad invertida. La dirección media calculada de los sitios de polaridad normal es de **Dec = 340.7°, Inc = 45.2°, $\alpha_{95} = 13^\circ$ y N = 8**. Los sitios con polaridad invertida resultaron ser antipodales por lo que, luego de realizar la inversión conveniente, fueron incluidos para el cálculo del polo geomagnético virtual (VGP), resultando una posición de **P_{Lat} = 77°N, P_{Long} = 182°E, $\alpha_{95} = 11^\circ$ y N = 11**. Este polo paleomagnético concuerda razonablemente bien con otros polos propuestos para la misma región y edad; sin embargo debido a su incertidumbre y a falta de un modelo geodinámico regional, no es posible descartar la existencia de una rotación o movimiento del bloque.

Las edades radiométricas y los polos geomagnéticos virtuales de los sitios estudiados muestran una correlación directa con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia para el periodo conocido como el Súper Cron Normal Cretácico. Estos hallazgos sugieren que las rocas estudiadas registraron el comportamiento real del campo geomagnético, por lo que los resultados obtenidos

representan una importante aportación para estudiar las variaciones del CMT en el pasado, específicamente en el estudio de las inversiones geomagnéticas ocurridas al final de la era Mesozoica.

Abstract

The knowledge of the variations of the Earth's magnetic field (EMF) in the past, provides relevant information to understand the processes at the Earth's deep interiors as well as the possible causes of polarity transitions.

The variations presented by the EMF in geological times can be explained by the theory of Geodynamo, generated in the outer core modulated by a convective state of the lower mantle. The study of the variations of the EMF has allowed to obtain information on the rhythm of expansion of the ocean floor, volcanism, the terrestrial tectonic cycle and the polar drift.

Despite the increase in recent years in the quantity and quality of paleomagnetic data, it has been shown that only some of these data are reliable. Particularly the data of the Cretaceous period, which have a very irregular temporal and geographical distribution, being, in many cases, too scarce for the correct analysis of the fluctuation of the Earth's magnetic field.

In the present work we report the results of an integrated paleomagnetic and rock magnetism study, carried out on 110 samples, from 12 sites distributed along the Tepic-Zacoalco rift; located in the states of Nayarit and Jalisco. The sampling sites are of Cretaceous age, according to the available radiometric ages ranging between 83 and 61 Ma.

The results obtained from magnetic mineralogy suggest titanomagnetites with low titanium content as the main minerals carrying the remanence, as well as the presence of titanomaghemites in lesser proportion.

Paleomagnetic directions were obtained through demagnetization experiments by alternating fields and heatings, for 11 sites; being 8 of normal polarity and 3 of reverse polarity. The calculated average direction of the sites of normal polarity is **Dec = 340.7 °, Inc = 45.2 °, $\alpha_{95} = 13 °$ and N = 8**. The sites with reverse polarity showed antipodal directions and were also included to calculate the paleomagnetic pole position of **PLat = 77 ° N, PLong = 182 ° E, $\alpha_{95} = 11 °$ and N = 11**. This paleomagnetic pole agrees well with other poles proposed for its region and age interval; however, due to its uncertainty and in the absence of a regional geodynamic model, it is not possible to rule out the existence of a rotation or local movement of the blocks.

The radiometric ages and the virtual geomagnetic pole positions of the studied sites show a direct correlation with the reference geomagnetic polarity scale. These findings suggest that the rocks studied recorded the real behavior of the geomagnetic field, so the results obtained represent an important contribution to study the variations of the EMF in the past, specifically in the study of the geomagnetic inversions that occurred at the end of the Mesozoic era.

Índice

Agradecimientos	I
Dedicatoria	II
Resumen	III
Abstract	VI
Índice	VIII
Capítulo I. Introducción	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Hipótesis y objetivos.....	4
Capítulo II. Principios de magnetismo terrestre	6
2.1 El campo magnético terrestre (CMT).....	7
2.2 Origen del CMT.....	9
2.3 Representación matemática del CMT.....	11
2.4 Variaciones del CMT.....	12
2.5 Inversiones Geomagnéticas.....	13
Capítulo III. Principios de magnetismo en rocas y minerales	16
3.1 Susceptibilidad Magnética.....	16
3.2 Propiedades magnéticas de rocas y minerales.....	17
3.2.1 Diamagnetismo.....	17

3.2.2	Paramagnetismo.....	18
3.2.3	Ferromagnetismo.....	19
3.2.4	Ferrimagnetismo.....	20
3.2.5	Antiferromagnetismo.....	21
3.3	Dominios magnéticos.....	21
3.4	Ciclo de histéresis magnética.....	23
3.5	Tipos de magnetización de rocas y minerales.....	24
3.5.1	Magnetización Remanente Natural (MRN).....	25
3.5.2	Magnetización Remanente Isotermal (MRI).....	25
3.5.3	Magnetización Termorremanente (MRT).....	26
3.6	Minerales magnéticos principales.....	27
Capítulo IV. Contexto Geológico y muestreo.....		30
4.1	Faja Volcánica Transmexicana.....	30
4.2	El bloque Jalisco.....	32
4.2.1	Rift Tepic-Zacoalco.....	34
4.3	Detalles de muestreo.....	35
Capítulo V. Metodología.....		39
5.1	Tratamientos magnéticos.....	39
5.1.1	Preparación de las muestras.....	39
5.1.2	Medición de la Magnetización Remanente Natural (MRN).....	40

5.1.3	Desmagnetización por Campos Alternos (AF).....	42
5.1.4	Determinación de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T).....	43
5.2	Tratamientos estadísticos.....	44
5.2.1	Cálculo de paleodirecciones.....	46
5.2.2	Cálculo de los Polos Geomagnéticos Virtuales (VGP).....	47
Capítulo VI. Resultados y discusión.....		50
6.1	Susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T).....	50
6.2	Direcciones paleomagnéticas.....	52
6.3	Polos paleomagnéticos.....	58
Conclusiones.....		60
Referencias.....		63

Capítulo I. Introducción

1.1 Antecedentes

Sabemos que la Tierra tiene un campo magnético que orienta a las brújulas hacia el norte, pero también sabemos que esto no siempre ha sido así, ya que el campo magnético terrestre varía todo el tiempo, y además sufre inversiones, es decir, sus polos magnéticos cambian de posición.

En las condiciones actuales del campo magnético terrestre (CMT) se dice que tiene una polaridad “normal”, porque el norte magnético está en el norte geográfico y el sur magnético en el sur geográfico. No obstante se ha demostrado que a lo largo del tiempo esto no siempre ha sido así (Goguitchaichvili et al., 2003). Es decir, que durante algunos periodos el norte magnético estaba en el sur geográfico y viceversa; a esto se le denomina inversión del campo magnético. Cuando la inversión no se completa se denomina excursión geomagnética.

Las variaciones que presenta el campo magnético terrestre (tanto en dirección como en intensidad), en tiempos geológicos, pueden indicar que la acción del geodínamo en el núcleo externo está siendo modulada por un estado convectivo del manto inferior. Esto a su vez puede aportar información sobre la tasa de expansión del piso oceánico, vulcanismo, el ciclo tectónico terrestre y la deriva polar (Tauxe, 2010). Dichas variaciones en tiempo y espacio del CMT son el objeto de estudio del paleomagnetismo.

Actualmente, se piensa que las inversiones de polaridad geomagnética ocurren espontáneamente y pueden deberse a factores internos, más que por efectos externos. Si este es el caso, es de esperar que en los periodos en los que la frecuencia de las inversiones geomagnéticas sea sustancialmente diferente, dichos periodos se caractericen por diferentes formas de variación secular. Dos de estos periodos fueron el Supercron Normal Cretácico (SNC: 83-124 Ma); cuando el CMT se encontraba predominantemente en un estado de polaridad normal, es decir, no hubo inversiones; y el periodo Jurásico (145-200 Ma) cuando las inversiones se presentaron con una rapidez promedio de 4.6 inversiones cada Ma.

Los minerales magnéticos de las rocas registran, bajo ciertas condiciones, la dirección del CMT, en el momento de su formación; por lo que las rocas que se forman al mismo tiempo tendrán las mismas direcciones, pero esta puede cambiar debido a distintos factores.

Toda deformación tectónica en rocas portadoras de magnetización origina una variación en la dirección de la misma; de lo cual es posible inferir características del proceso tectónico, simplemente efectuando comparaciones entre las direcciones paleomagnéticas.

Uno de los movimientos más importantes son los de rotación sobre ejes verticales, por ejemplo, cuando un bloque de corteza ha estado sujeto a rotación (Figura 1.1), en relación con los bloques que lo circundan, registra una dirección de magnetización primaria, observándose una anomalía en las declinaciones y no en las inclinaciones, ya que no se espera un desplazamiento considerable

latitudinalmente, pero sin descartar posibles movimientos de basculamiento (Gonzalez, 2009).

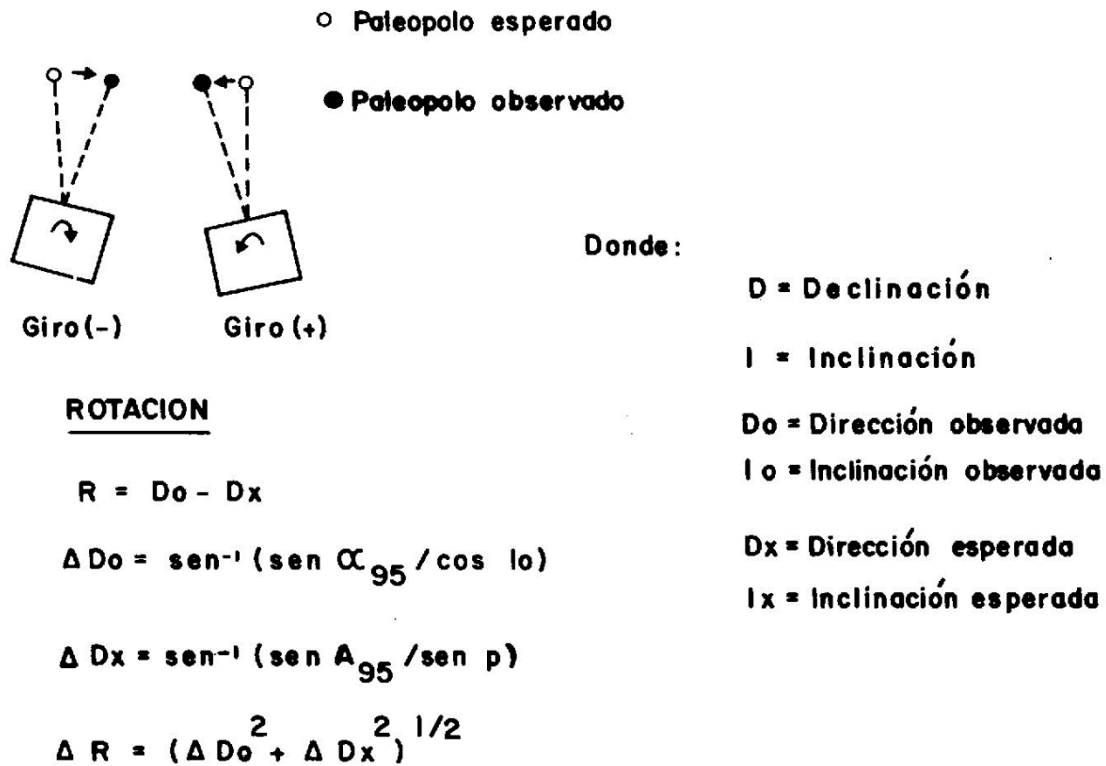


Figura 1.1. Cálculo de una rotación de bloque, se incluyen las ecuaciones necesarias para cuantificar estos movimientos (Cano et al., 1986).

A pesar del incremento en los últimos años en la cantidad y calidad de datos paleomagnéticos, se ha demostrado que solo algunos de estos son confiables. Particularmente los datos del periodo Cretácico, los cuales tienen una distribución temporal y geográfica muy irregular, siendo además, en muchos casos, demasiado escasos para el análisis de las características, a escala fina, de la variación del campo magnético terrestre.

Este trabajo de investigación pretende aumentar la precisión de los estudios paleomagnéticos previos, realizados en la denominada “Carmichael silicic ash flow tuff volcanic succession” del Bloque Jalisco (Valencia et al., 2013), aportando nuevos datos paleomagnéticos confiables, aplicando una metodología más precisa, y con esto definir un contexto paleotectónico durante el final del Cretácico Tardío.

Frey et al., (2007) hizo una compilación de datos geoquímicos, que incluían fechamientos radiométricos, de rocas volcánicas distribuidas a lo largo del Rift Tepic-Zacoalco. En este trabajo buscamos las unidades ígneas de edad cretácica (con edades radiométricas entre los 61 y 83 Ma) reportadas en dicho artículo, y se realizó un estudio paleomagnético y de magnetismo de rocas.

Estas unidades ígneas representan, desde el punto de vista paleomagnético, una oportunidad para estudiar el comportamiento del CMT, durante la transición del Mesozoico al Cenozoico, periodo durante el cual se tienen documentadas varias inversiones geomagnéticas de corta duración, las cuales no han sido delimitadas con mucha precisión debido a la escasez de datos confiables.

1.2 Hipótesis y objetivos

Las rocas volcánicas se caracterizan por su capacidad de poder registrar el CMT, la cual es en general una magnetización remanente de alta estabilidad e intensidad, adquirida durante el enfriamiento al momento de emplazarse. Usando el registro magnético de las rocas volcánicas es posible establecer correlaciones o, bajo

ciertas condiciones, fechar unidades volcánicas usando: a) cambios de polaridad y excursiones; b) direcciones y posiciones polares; c) propiedades magnéticas; d) paleointensidades y e) susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización remanente.

El objetivo general es obtener nuevos datos paleomagnéticos confiables y precisos, de las unidades ígneas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco y al bloque Jalisco, para el periodo de 61 a 83 Ma, buscando delimitar con mayor precisión los periodos cortos de cambio de polaridad magnética, ocurridos durante dicho periodo.

Los objetivos particulares son:

- Obtener nuevos datos paleodireccionales (declinación e inclinación) para el periodo de transición entre el Mesozoico y el Cenozoico (61 a 83 Ma).
- Determinar los polos paleomagnéticos y, comparándolos con modelos como el de Besse y Courtillot (2002), determinar si hubo alguna deformación tectónica del sitio.

Capítulo II. Principios de magnetismo terrestre

Los primeros contactos del hombre con los fenómenos magnéticos datan desde los tiempos antiguos con el descubrimiento de los imanes naturales y la aplicación de sus propiedades a los problemas de orientación; esto hizo posible la comunicación entre pueblos muy distantes a través de viajes de exploración, que incrementaron el intercambio y generación de nuevos conocimientos.

El principal objetivo del paleomagnetismo es obtener el registro de la configuración del campo magnético terrestre en el pasado. El uso de esta técnica es muy amplio, ya que se ha demostrado su gran utilidad en las diferentes ramas de las geociencias, un ejemplo es el uso en la comprensión de problemas tectónicos, ya que se pueden reconocer rotaciones y desplazamiento de grandes bloques tectónicos; ya que dichos movimientos quedan registrados en rocas volcánicas, sedimentos, cerámicas arqueológicas, entre otros materiales que ayudan a entender e interpretar la historia de los mismos.

La existencia de un campo magnético dipolar de la Tierra fue planteada por William Gilbert en 1600. Gellibrand, en 1635, demostró que el campo geomagnético varía tanto regional como temporalmente. Gauss, en 1839, desarrolló un método matemático para analizar el campo geomagnético en términos del potencial y representándolo como series infinitas de funciones armónicas esféricas. David, en 1904, hizo estudios sobre la estabilidad de las magnetizaciones remanentes de rocas, donde reportó las primeras magnetizaciones remanentes de rocas en sentido contrario al campo magnético actual, también al poco tiempo encontradas por

Brunhes en 1906 y posteriormente comprobadas por otros investigadores como Mercanton en 1926. Matuyama, en 1929, relacionó las reversiones magnéticas con la escala de tiempo; con lo que proporcionó la primera datación de uno de los cambios de polaridad del CMT. Chevallier, en 1925, estimó la variación secular del CMT en tiempos históricos.

2.1 El campo magnético terrestre (CMT)

Se puede describir el CMT en la superficie terrestre como un vector con tres componentes: declinación (D), inclinación (I) e intensidad (H). La declinación (D) es el ángulo que forma el norte geográfico con la componente horizontal. La inclinación (I) es el ángulo que forma el campo geomagnético (H) y la componente horizontal.

En paleomagnetismo la dirección del CMT se representa de acuerdo a la figura 2.1, donde la componente vertical (H_v) se define positiva en dirección del eje z, y se define como:

$$H_v = H \sin I$$

La componente horizontal H_H , está dada por:

$$H_H = H \cos I$$

Las componentes norte (H_N) y este (H_E) geográficos se calculan:

$$H_N = H \cos I \cos D$$

$$H_E = H \cos I \sin D$$

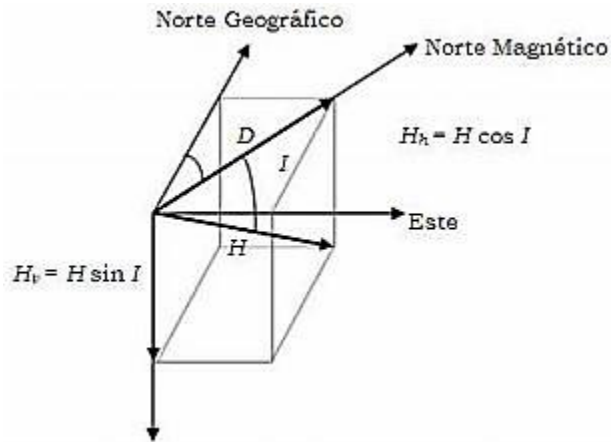


Figura 2.1. Representación vectorial del CMT (modificado de Butler, 2004).

También se sabe que el CMT total tiene diferentes contribuciones:

- a) Una componente dipolar (de origen interno, de variación lenta y largo periodo).

Aproximadamente el 80% del CMT se puede describir como un dipolo, pero este tiene una diferencia con respecto al dipolo geográfico de ~11 grados.

- b) Una componente no dipolar:

De carácter interno: de una intensidad más pequeña que el campo dipolar, causado por anomalías en las corrientes convectivas en el núcleo.

De carácter superficial: causadas por concentraciones anómalas de minerales magnéticos.

De carácter externo: del orden del 2-3% del total, con variaciones rápidas, que se genera en las capas altas de la atmósfera y en la magnetosfera, principalmente inducido por la actividad solar.

2.2 Origen del CMT

Se han propuesto diferentes modelos para dar una explicación al origen del CMT. Gilbert en su obra *De Magnete* propone que el CMT es generado por un gran imán que se encuentra en el centro de la Tierra.

Actualmente se tienen numerosas teorías sobre el origen del CMT. En relación al campo dipolar, las más aceptadas son las que hacen uso de modelos teóricos, basados en el principio de dínamos autoexcitados de acción hidrodinámica. La idea original es que el movimiento de un fluido conductor puede causar y actuar como un dínamo autoexcitado (geodínamo) (Figura 2.2.b); el principio básico de funcionamiento es el siguiente:

- El origen del campo principal se encuentra en el núcleo externo de la Tierra, una región comprendida entre los 2885 km y 5155 km de profundidad, compuesta mayoritariamente por hierro y níquel en estado fundido, por efecto de las altas presiones y temperaturas existentes. Debido a la diferencia de temperaturas entre la parte superior del núcleo externo (de unos 3500°C) y la parte inferior del mismo (a más de 6000°C) se crean corrientes ascendentes y descendentes de metal líquido, que transportan calor desde el núcleo interno de la Tierra hasta el manto.

- De acuerdo con la teoría del geodínamo, la Tierra comenzó sin un campo magnético propio. Sin embargo, en la galaxia existen siempre campos magnéticos débiles, y si uno de ellos aparece cuando se producen movimientos en los fluidos del núcleo externo, el campo influirá sobre el movimiento. Bajo circunstancias adecuadas este tipo de movimientos creará un campo magnético propio.

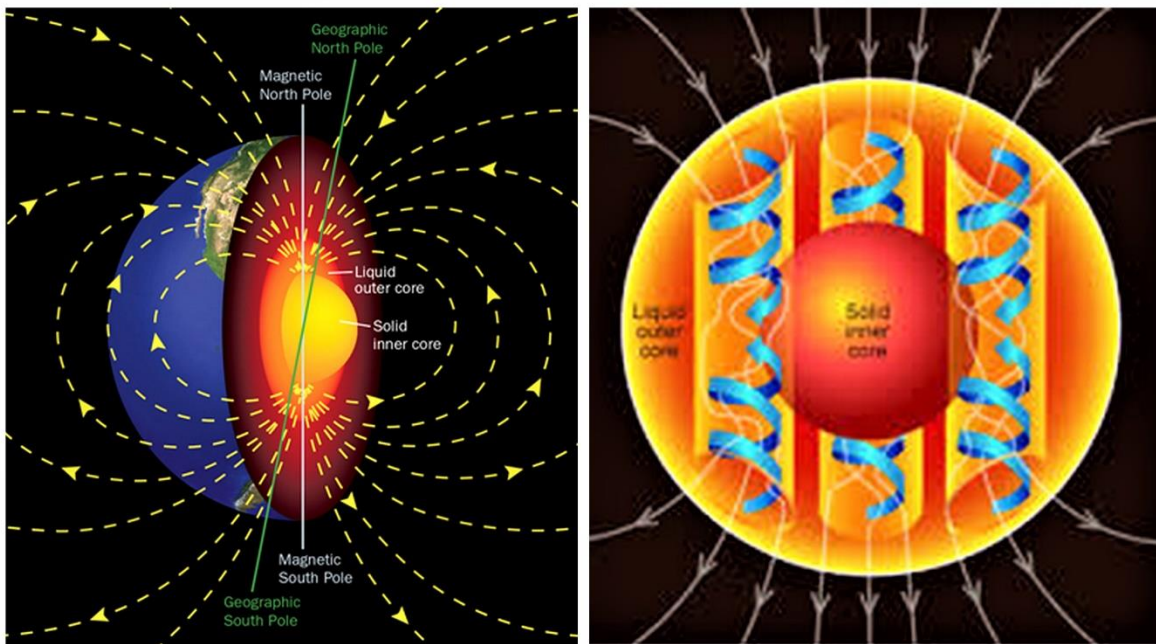


Figura 2.2. Representación de las líneas de fuerza del CMT. a) Líneas de fuerza de la componente dipolar del CMT. b) Modelo del geodínamo que origina el CMT.

Se sabe que los dos requisitos, un campo inicial débil y el movimiento de fluidos, son insuficientes por ellos mismos de dar lugar a una acción de dínamo. Pero los movimientos de los flúidos en la Tierra están también influenciados por la rotación de esta. La rotación provee de una tercera condición vital para hacer posible el dínamo regenerador. Una razón por la cual Venus no tiene campo magnético puede ser la rotación tan lenta del planeta.

2.3 Representación matemática del CMT

Los trabajos modernos de geomagnetismo están basados en el análisis de Gauss (1839), en el cual, el CMT fue expandido en una serie de armónicos esféricos. El análisis matemático de armónicos esféricos del CMT pone en evidencia una de sus características más notables: la importancia de la armónica de grado uno, es decir, el término dipolar.

El estudio del CMT, mediante el análisis de armónicos esféricos, permite determinar la intensidad y la dirección del dipolo magnético que produce un campo teórico lo más aproximado posible al observado. Doell y Cox (1971) encontraron que el mejor ajuste se logra suponiendo que dicho dipolo axial geocéntrico forma un ángulo de 11.4° respecto al eje de rotación terrestre en el plano meridional con longitud 69.8° W (Figura 2.2.a). El análisis de armónicos esféricos del CMT indica que el campo magnético total puede describirse en un 80% como un campo magnético dipolar geocéntrico.

En un punto cualquiera de la superficie terrestre, el campo magnético que se obtiene al restar el CMT observado al campo magnético teórico del dipolo correspondiente a dicho lugar; esta diferencia recibe el nombre de campo no dipolar. El desplazamiento del campo no dipolar hacia el Oeste es de 0.8, dicho desplazamiento sugiere, según algunos autores como Bullard et al. (1954), que la parte exterior del núcleo debe rotar con una velocidad angular menor que la del manto y de la corteza terrestre. De mantenerse constante la deriva al Oeste del campo no dipolar, se completa una revolución en unos 3000 años.

2.4 Variaciones del CMT

El CMT varía en diferentes escalas de tiempo, estas variaciones fueron notadas por primera vez por Gellibrand en 1635. Los cambios pueden darse en una escala de milisegundos hasta en millones de años (Tabla 2.1). Los cambios en escala de tiempo cortos son menos apreciables que los cambios que se dan a lo largo de cientos o miles de años, estos son más lentos y se les conoce como variación secular (Merrill et al., 1998).

Tabla 2.1. Variaciones del CMT (Ruiz, 2006).

Tipo de variación	Origen	Variación en función del tiempo	Forma espacial	Amplitud típica
Bipolar	Interior de la Tierra	Desciende lentamente	Aproximadamente dipolar	25.000 - 70.000nT
Secular	Núcleo de la Tierra	1-100a	irregular, migrando hacia el W	+/- 10-100nT/a
Diurna	Exterior, relacionado con manchas solares	24 hrs, 27 días, 12 meses, 11 a	Depende de ϕ y de la actividad de manchas solares	10 - 100nT
Micropulsaciones	Exterior	Frecuencia: 0,002 -0,1 Hz	Depende de ϕ y de la actividad de manchas solares y de tormentas magnéticas	Normal: 1 - 10nT, máximo: 500nT
'Audio frequency magneticas'	Exterior	Frecuencia: 1 - 1000Hz	Depende de ϕ y de la actividad de manchas solares y de tornados	0,01nT/s
Efectos de corrientes telúricas	Interior en baja profundidad	Frecuencia: 0,002 - 1000Hz	Geología	Hasta 0,01nT/s
Imantación inducida de las rocas	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie	secular	Geología, varía, depende en primer lugar del contenido en magnetita en las rocas	Hasta 0,05 emu/cm ³
Imantación remanente de las rocas	Interior en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie	Se descompone durante tiempos geológicos	Geología	Hasta 0,2 emu/cm ³

La mayoría de las variaciones que ocurren sobre periodos de tiempo menores a 1 año son debidas a corrientes eléctricas en la ionósfera y la magnetósfera, es decir de fuentes externas. En cambio los cambios lentos, casi siempre, se generan por fuentes internas y son conocidos como variaciones seculares geomagnéticas (Merrill et al., 1998).

2.5 Inversiones Geomagnéticas

Una de las características del CMT es la inversión de su polaridad. Esto fue descubierto al encontrarse que la magnetización remanente de algunas muestras presentaban la misma dirección que el CMT actual, pero en sentido contrario.

El mecanismo que causa las inversiones todavía se desconoce. Einstein consideraba que la comprensión del mecanismo que genera y gobierna la dinámica del campo geomagnético es uno de los desafíos no resueltos más importantes de la física.

En la terminología magnetoestratigráfica se utiliza el término de cron magnético para el intervalo temporal que tiene un predominio de polaridad normal o inversa. La última inversión completa del campo geomagnético se remonta a hace 780 000 años, y define el límite entre el Pleistoceno inferior y medio.

Los cambios de polaridad del CMT son fenómenos muy rápidos desde un punto de vista geológico, con una duración estimada de algunos miles de años; durante los que el campo disminuye su intensidad hasta ~10% de su valor actual.

El registro de un cambio de polaridad magnética en una secuencia rocosa es un fenómeno bastante raro. Para que se pueda extraer información útil sobre las características de detalle y la dinámica del campo magnético terrestre, durante un cambio de polaridad, es necesario disponer de una secuencia de rocas con una alta resolución temporal, que no suele ser común, y que haya registrado las variaciones del campo en el momento de su formación. Para esto es necesario una secuencia rocosa (sedimentaria o volcánica) que tenga buena continuidad estratigráfica y posibilidad de datar con alta resolución.

A lo largo de la historia de la Tierra ha habido periodos en los que el CMT ha cambiado de polaridad con mucha frecuencia (como por ejemplo durante los últimos 40 Ma), con otros en los que el campo se ha mantenido muy estable, mostrando una polaridad constante durante 30-40 Ma (Figura 2.3). Estos últimos se denominan supercrones. El más conocido es el Supercrón Normal Cretácico, entre 124 y 83 Ma de antigüedad; aunque también está muy bien constatado otro de polaridad inversa, denominado Kiaman, sucedido entre los periodos Carbonífero y Pérmico.

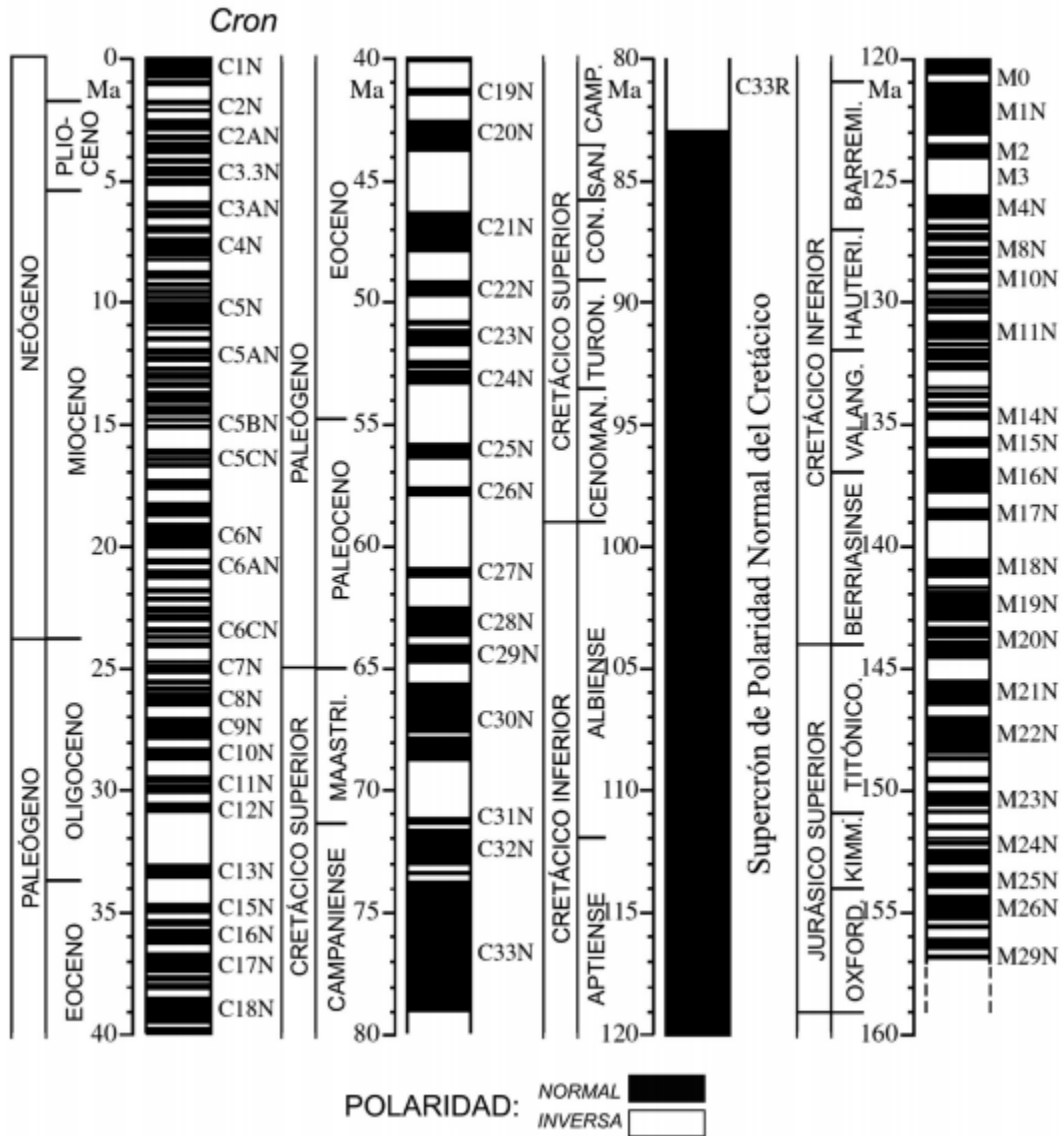


Figura 2.3. Escala de tiempo de polaridad geomagnética (Villalain, 2016).

Capítulo III. Principios de magnetismo en rocas y minerales

3.1 Susceptibilidad Magnética

La relación entre magnetización inducida J en un material y el campo magnético aplicado H , está dada por:

$$J = \chi H$$

El parámetro χ se conoce como susceptibilidad magnética: es el grado de magnetización de un material, en respuesta a la presencia de un campo magnético externo. Es adimensional debido a que J y H tienen las mismas unidades. La expresión anterior indica que J es paralela a H , por lo tanto existe isotropía.

Pero algunos materiales presentan anisotropía, cuando J no es paralela a H , esto es cuando un campo aplicado en una dirección produce magnetización no sólo en la dirección aplicada al campo sino también en otras direcciones, para este caso la susceptibilidad magnética se expresa como un tensor de 3×3 , los eigenvalores y eigenvectores de este tensor proporcionan las magnitudes y direcciones de los ejes principales de la susceptibilidad magnética χ_1, χ_2, χ_3 .

3.2 Propiedades magnéticas de rocas y minerales

Las rocas presentan diferentes comportamientos magnéticos, que dependen de las propiedades de sus minerales constituyentes y de la presencia de campos magnéticos.

Un campo magnético se produce por el movimiento de una carga eléctrica; a un nivel atómico, el movimiento de los electrones genera un campo magnético. Por lo tanto, todas las rocas y todos los minerales son magnéticos, pudiendo clasificarse en: diamagnéticos, paramagnéticos (cuyas órbitas exteriores de electrones están incompletas) y sustancias ferromagnéticas, ferrimagnéticas y antiferromagnéticas.

3.2.1 Diamagnetismo

Los materiales diamagnéticos están caracterizados por susceptibilidades magnéticas negativas, lo que significa que la magnetización inducida en ellos está orientada en sentido opuesto respecto al campo externo aplicado (Figura 3.1.a).

El diamagnetismo se basa en el movimiento de un electrón alrededor de su núcleo, generando una corriente de baja intensidad; el momento magnético (o espín) es un vector que, en presencia de un campo magnético externo, toma un movimiento de precesión alrededor de este campo externo. Este movimiento periódico adicional del electrón produce un momento magnético orientado en sentido opuesto con respecto al campo aplicado.

Las susceptibilidades magnéticas de la mayoría de los materiales diamagnéticos no dependen de la temperatura. Solo las susceptibilidades magnéticas de antimonio y bismuto varían a $T = -180^{\circ}\text{C}$.

Materiales diamagnéticos son entre otros las sales, la anhidrita, cuarzo, feldespato y grafito (Tauxe, 2010).

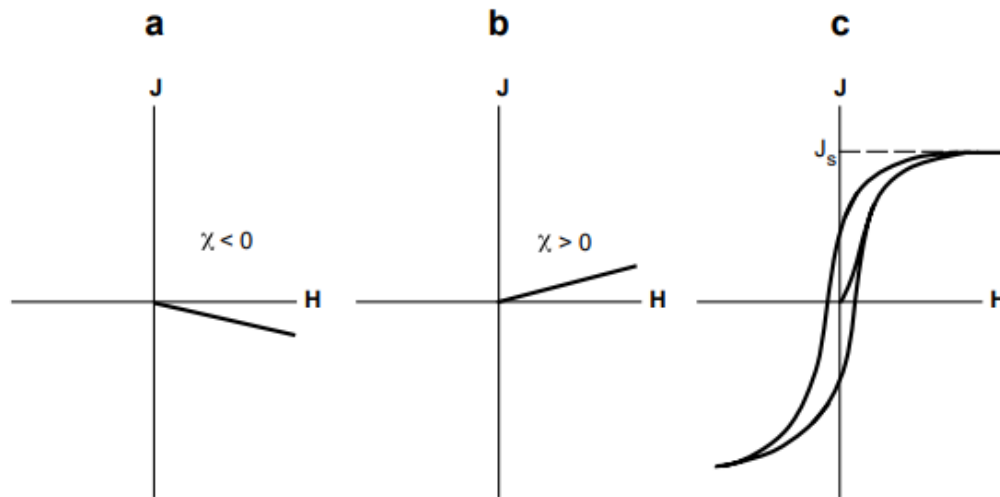


Figura 3.1. Gráficas de magnetización inducida (J) vs campo magnético aplicado (H) para sustancias a) diamagnéticas, b) paramagnéticas y c) ferromagnéticas. (Butler, 2004).

3.2.2 Paramagnetismo

Los materiales paramagnéticos están caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas y positivas (Figura 3.1.b).

Los átomos o las moléculas de los materiales paramagnéticos están caracterizados por un momento magnético en ausencia de un campo externo y por una interacción magnética débil pasando entre sus átomos. Normalmente sus átomos están distribuidos al azar, pero aplicando un campo externo tienden a alinearse

paralelamente a la dirección del campo. Esta alineación es una tendencia, que se opone a su agitación térmica. El paramagnetismo se basa en los espines (momentos magnéticos) no compensados de los electrones que ocupan capas atómicas incompletas, como los subpisos 3d de los elementos escandio y manganeso por ejemplo.

La mayoría de los componentes formadores de las rocas como por ejemplo los silicatos comunes son paramagnéticos o diamagnéticos. Minerales paramagnéticos son olivino, piroxeno, anfíbol, granate y biotita.

3.2.3 Ferromagnetismo

Los materiales ferromagnéticos tienen susceptibilidades positivas y relativamente altas.

Sin aplicar un campo magnético externo, la interacción de los momentos magnéticos de sus átomos resulta en un comportamiento colectivo de grupos de átomos, llamados dominios. En los elementos hierro, cobalto y níquel esta interacción es característica para los espines no compensados de los subpisos 3d de los niveles energéticos de los electrones en sus átomos. Estos elementos pueden lograr un estado de magnetización espontáneo, que consiste en la configuración ordenada de los momentos magnéticos de todos los átomos.

Aplicando un campo magnético, los dominios se alinean en configuraciones paralelas y con sus ejes longitudinales en la misma dirección del campo externo

(Figura 3.2.a), generando una susceptibilidad magnética alta. A los cuerpos ferromagnéticos corresponden ciclos de histéresis típicos.

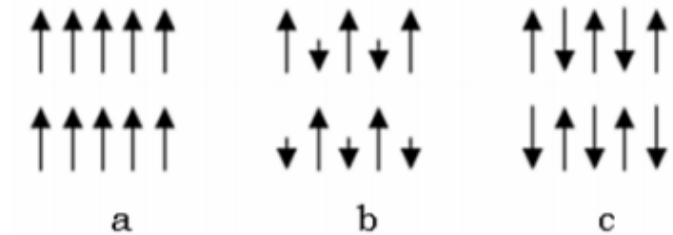


Figura 3.2. Arreglo de los momentos magnéticos para sustancias a)ferromagnéticas, b)ferrimagnéticas y c)antiferromagnéticas. (Martínez, 2009).

3.2.4 Ferrimagnetismo

Los materiales ferrimagnéticos tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente, pero de magnitud diferente, dando lugar a un momento resultante distinto de cero (Figura 3.2.b), incluso en ausencia de un campo exterior.

La magnetita (Fe_3O_4) es un material ferrimagnético y el mineral más importante en contribuir al magnetismo de las rocas. Otros minerales ferrimagnéticos son la ilmenita (FeTiO_3), titanomagnetita $\text{Fe}(\text{Fe},\text{Ti})_2\text{O}_4$ y los óxidos de la fórmula general XOFe_2O_3 , donde X puede ser ocupado por Mn, Co, Ni, Mg, Zn y Cd. El magnetismo de las rocas se debe a la magnetita y a otros minerales del sistema ternario $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$.

3.2.5 Antiferromagnetismo

En los materiales antiferromagnéticos, los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero antiparalelos.

Cada una de estas subredes recuerda un estado de un cuerpo ferromagnético. Las dos subredes ordenadas orientadas en sentido opuesto entre sí se anulan mutuamente resultando en un momento magnético total igual a cero (Figura 3.2.c).

La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas debajo del punto de Curie (la cual es diferente para cada mineral), dicha susceptibilidad sube con la temperatura; alcanza su máximo a la temperatura de Curie del material en cuestión y por encima de dicha temperatura su susceptibilidad decrece.

A los materiales antiferromagnéticos pertenecen entre otros la hematita (Fe_2O_3 , $T_{\text{Curie}} = 675^\circ\text{C}$), los óxidos de manganeso, de hierro, de cobalto y de níquel (Tauxe, 2010).

3.3 Dominios magnéticos

El concepto de dominios magnéticos fue propuesto por Weiss en 1907, proponía que el grano magnético estaba dividido en varios dominios o regiones, en los cuales existe un ordenamiento de los momentos magnéticos en una dirección preferencial;

cuya suma provoca una magnetización predominante. La suma de estos dominios magnetizados puede ser cero.

Posteriormente Bloch, en 1930, propuso que los dominios estaban separados por zonas de energía y espesores finitos, a estas zonas se les conoce como paredes de Bloch. En estas paredes los espines de los electrones no apareados cambian continuamente de dominio (Figura 3.3).

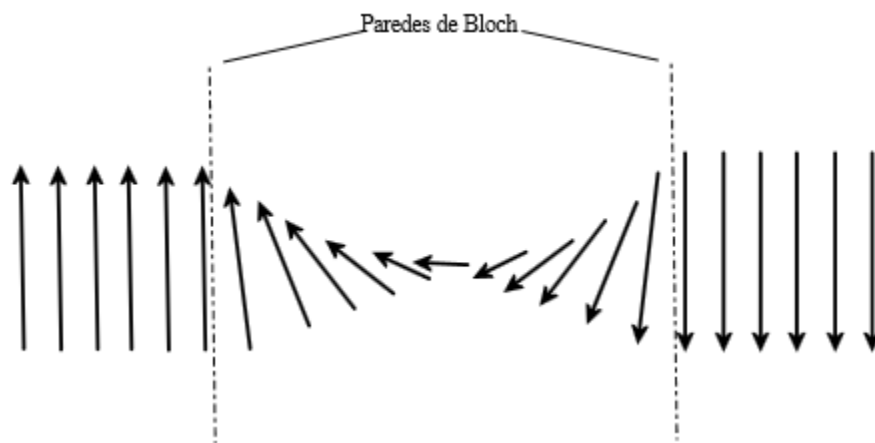


Figura 3.3. Representación de la pared de Bloch (García, 2017).

Conforme decrece el tamaño de grano disminuye el número de dominios, los granos con un solo dominio se les llama dominio sencillo (DS) (menores a $0.7 \mu\text{m}$ de diámetro para la magnetita), los cambios en la magnetización de este dominio ocurre por la rotación simultánea de los espines; los que contienen más de un dominio se les llama dominio múltiple (DM) (Figura 3.4), los cambios en la magnetización pueden ocurrir por el movimiento de las paredes, por la formación de dominios o por la deformación de dominios; existe también el dominio pseudo-

sencillo (DPS), su magnetización no es uniforme debido a que el tamaño del grano es mayor (Dunlop, 2002).

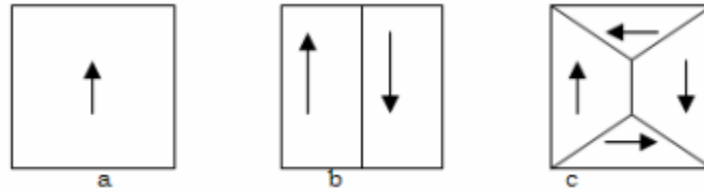


Figura 3.4. Representación de granos de a) dominio sencillo, b) y c) dominio múltiple.

3.4 Ciclo de histéresis magnética

Cuando a un material ferromagnético se le aplica un campo magnético creciente (B), su magnetización (M) crece desde 0 hasta la magnetización de saturación (M_s), momento en que todos los dominios magnéticos están alineados. Así se obtiene la curva de primera magnetización (Tauxe, 2010).

Posteriormente, si B se hace decrecer gradualmente hasta anularlo, la magnetización no decrece del mismo modo; ya que la reorientación de los dominios no es completamente reversible, quedando una magnetización remanente (M_r): el material se ha convertido en un imán permanente.

Si se invierte B , se consigue anular la magnetización con un campo magnético coercitivo (B_c). El resto del ciclo se consigue aumentando de nuevo el campo magnético aplicado hasta $-M_s$ y posteriormente se vuelve a invertir B y se aumenta

gradualmente hasta conseguir el ciclo completo (Figura 3.5). Este efecto de no reversibilidad se denomina ciclo de histéresis.

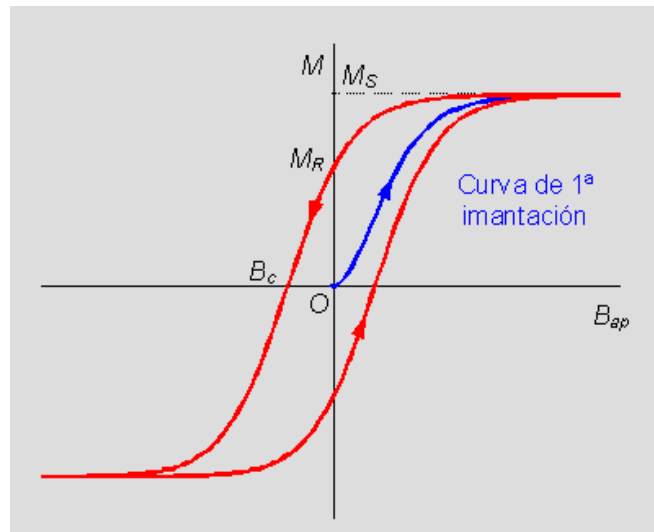


Figura 3.5. Gráfica del ciclo de histéresis

El área incluida en la curva de histéresis es proporcional a la energía disipada en forma de calor en el proceso irreversible de magnetización y desmagnetización. Si esta área es pequeña, las pérdidas de energía en cada ciclo serán pequeñas, y el material se denomina magnéticamente blando. Los materiales ferromagnéticos con muy alta coercitividad son llamados materiales magnéticos duros como por ejemplo la magnetita (Tauxe, 2010).

3.5 Tipos de magnetización de rocas y minerales

El comportamiento magnético de una roca depende de las propiedades de sus minerales constituyentes y de la presencia de campos magnéticos, así la magnetización total de una roca está dada por la suma vectorial:

$$M_t = M_i + M_r = k H + M_r$$

Donde, $M_i=kH$, es la magnetización inducida y M_r es la Magnetización Remanente Natural.

Existen varios tipos de magnetizaciones remanentes, los más comunes son:

3.5.1 Magnetización Remanente Natural (MRN)

La Magnetización Remanente Natural (MRN) de las rocas depende de su composición mineralógica, origen, evolución de los campos magnéticos presentes durante su formación e historia geológica. La MRN representa la suma vectorial de varias magnetizaciones remanentes de diversos orígenes; diferenciándose básicamente magnetismo remanente primario o característico (ChRM), adquirido en el tiempo de formación y la magnetización remanente secundaria añadida posteriormente.

El magnetismo es originado por minerales de comportamiento ferromagnético, principalmente óxidos de hierro, los cuales representan generalmente un pequeño porcentaje de la composición total de la roca.

3.5.2 Magnetización Remanente Isothermal (MRI)

La Magnetización Remanente Isothermal (MRI) es la magnetización resultante de una corta exposición de un material a fuertes campos magnéticos, a temperaturas

ambientales. Esta magnetización es frecuentemente generada en el laboratorio, por ejemplo, cuando se hacen mediciones de histéresis magnética.

Una MRI resulta de la exposición de un material a un impacto de un relámpago, lo cual puede formar una magnetización remanente secundaria significativa y, en algunas ocasiones, puede remagnetizar completamente a una muestra. El campo producido por un rayo puede ser de hasta 100 mT y es probable que cause una MRI dentro de un radio de dos metros, del punto donde haga su descarga (Butler, 1992).

3.5.3 Magnetización Termorremanente (MRT)

El Magnetismo Termorremanente o Remanente Térmico (MRT) se genera al enfriarse el magma a temperaturas menores del punto de Curie, hasta la temperatura del medio ambiente, bajo la influencia de un campo magnético.

Las temperaturas de Curie varían entre los diferentes minerales magnéticos (578°C para la magnetita y 675°C para la hematita) y es la temperatura bajo la cual los minerales adquieren una magnetización (espontánea) de bloqueo (a la cual el magnetismo se conserva).

La MRT depende de la composición, tamaño y forma de los granos magnéticos. Si son menores de un cierto tamaño (que depende de la clase de mineral, por ejemplo para granos de titano-magnetita el diámetro es de 0.7 a 0.08 micras) (Stacey, 1974) se comportan como dominios simples y la MRT se adquiere por rotación de sus magnetizaciones espontáneas hacia la dirección del campo magnético terrestre; y con tamaños mayores, el comportamiento es de dominios múltiples y la adquisición de la MRT es por desplazamiento de las paredes de energía de los dominios.

3.6 Minerales magnéticos principales

Los principales minerales con propiedades magnéticas son los óxidos de hierro y titanio, pertenecientes al grupo de la espinela, que es una estructura cristalográfica flexible con respecto al número de cationes que puede aceptar. A este grupo pertenecen la magnetita, ulvoespinela, titanomagnetitas, maghemita y las titanomaghemitas.

Dichos minerales se representan en un diagrama ternario $\text{TiO}_2 - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ (Figura 3.6), el cual indica, de izquierda a derecha, el incremento en la proporción de ^{3+}Fe a ^{2+}Fe ; y de abajo hacia arriba indica el incremento en el contenido de titanio.

La composición de las titanomagnetitas son usualmente entre el rango de $0 < x < 0.8$, mientras que las titanohematitas primarias con casi ilmenita pura con $0.8 < x < 0.95$. La titanohematita primaria se comporta como paramagnética en condiciones de superficie. El contenido total de óxidos de Fe-Ti de los basaltos es típicamente de un 5% del volumen, en partes igual de titanomagnetita y titanohematitas aproximadamente. La mayoría de las titanohematitas en rocas máficas e intermedias son ricas en Ti.

El diagrama también indica tres series de soluciones sólidas: la serie de las pseudobrookitas, la serie de las titanomagnetitas y la serie de las titanohematitas; siendo estas últimas 2 series las más importantes y abundantes (Figura 3.6).

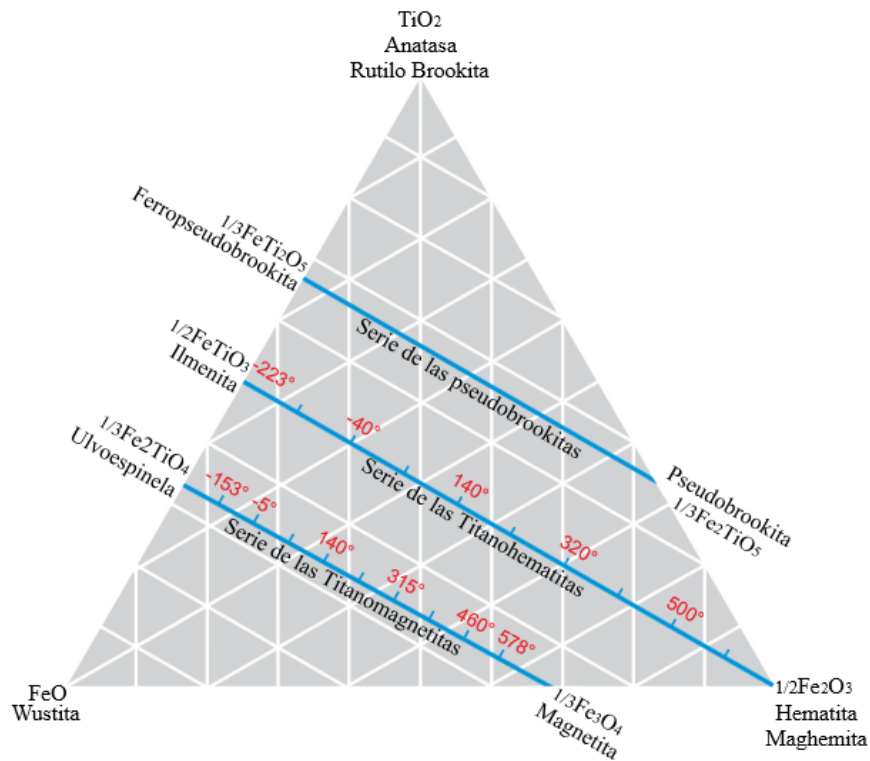


Figura 3.6. Diagrama ternario $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$, se muestran las series de las titanomagnetitas, titanohematitas y pseudobrookitas; así como sus temperaturas de Curie (García, 2017).

- La serie de las titanomagnetitas: los minerales de esta serie tienen una estructura cristalina cúbica (espinela) a temperatura ambiente y forman series de soluciones sólidas a temperaturas arriba de los 800°C . La estructura de los dos miembros finales de la solución sólida, magnetita y ulvoespinela, es muy similar. Ambos poseen la estructura inversa de la espinela, pero la magnetita es ferrimagnética; mientras que la ulvoespinela es antiferromagnética. La temperatura Curie (temperatura por encima de la cual el mineral magnético se comporta paramagnéticamente) de la magnetita es 578°C y la temperatura de Neel (por encima de la cual el mineral antiferromagnético se comporta paramagnéticamente) para la ulvoespinela

es de -153°C . Para la solución sólida de la titanomagnetita existe variación casi lineal de la temperatura de Curie entre los dos miembros finales (González Huesca, 1992).

- La serie de las titanohematitas: los minerales de esta serie tienen una estructura cristalina romboédrica; esta serie forma una solución sólida a temperaturas por encima de los 900°C y a temperaturas bajas se aproxima a los extremos de la serie (ilmenita y hematita), por lo que las composiciones intermedias se obtienen en rocas enfriadas muy rápidamente. La temperatura de Curie varía de los 680°C en la hematita, a los -223°C en la ilmenita. La hematita es un constituyente común en rocas ígneas ácidas y en rocas sedimentarias. La magnetización que porta la hematita es muy dura y no es fácilmente destruida como en las titanomagnetitas. (González Huesca, 1992).

Capítulo IV. Contexto Geológico y muestreo

4.1 Faja Volcánica Transmexicana

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico que se desarrolla como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos bajo la placa Norteamericana, a lo largo de la trinchera de Acapulco.

La FVTM está constituida por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena et al., 2005), que se extiende desde las costas del Pacífico (en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco), hasta las costas del Golfo de México (en Palma Sola, Veracruz) (Demant, 1978). La provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km (Gómez-Tuena et al., 2005).

La FVTM se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental y una dirección WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Figura 4.1) (Gómez-Tuena et al., 2005).

La FVTM se suele dividir en tres sectores: occidental, central y oriental (Figura 4.1), las cuales se diferencian con base en su geología y tectónica (Pasquare et al., 1988):

- El sector occidental se ubica entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts Tepic-Zacoalco, Chapala y Colima (Figura 4.1). El vulcanismo emplazado en el límite sur de la Sierra Madre Occidental es

bimodal, formado por estratovolcanes y complejos de domos dacítico riolíticos y también por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el vulcanismo emplazado dentro del BJ es monogenético y de composición basáltico-andesítica (Figura 4.2) (Ferrari, 2000b).

- El sector central está comprendido entre dicha junta triple y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a) (Figura 4.1); en este sector se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico andesítica (Figura 4.2) (Ferrari, 2000b).
- El sector oriental se ubica entre el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la costa del Golfo de México (Figura 4.1); en este sector, la mayor parte del vulcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica (Figura 4.2) (Ferrari, 2000b).

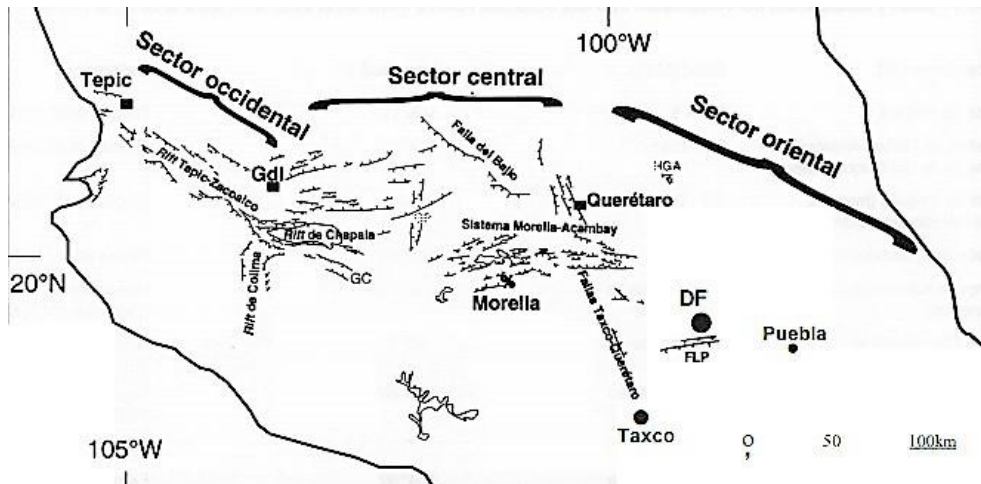


Figura 4.1. Divisiones de la FVTM y principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma que la afectan (Ferrari, 2000b).

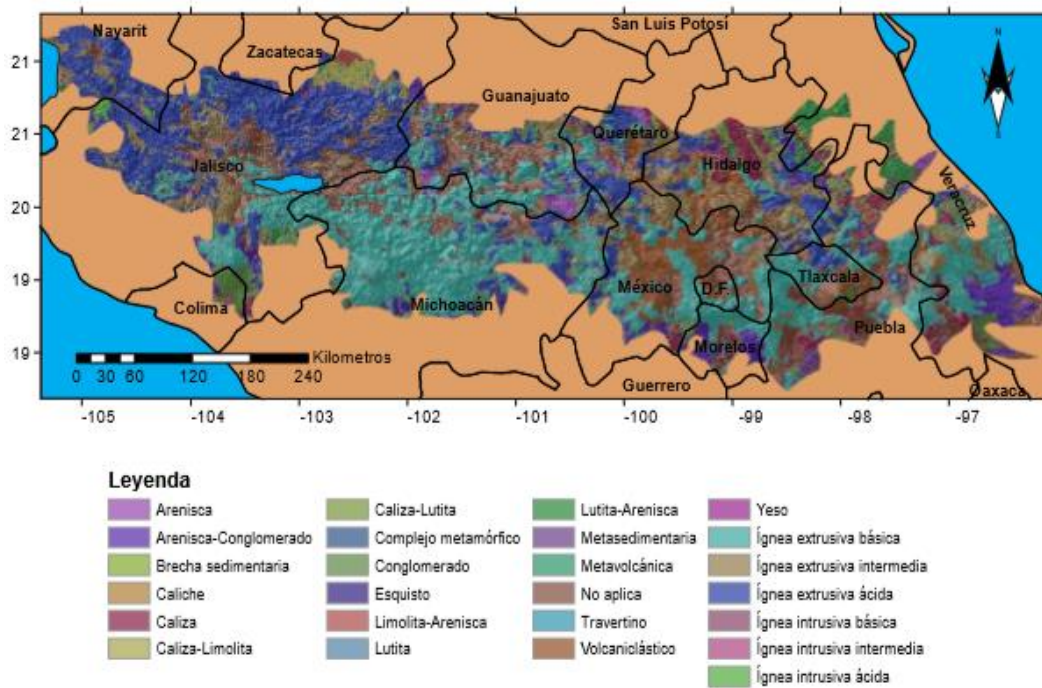


Figura 4.2. Litología de la FVTM (García, 2017).

4.2 El bloque Jalisco

El bloque Jalisco está ubicado dentro del sector occidental de la FVTM, esta delimitado por una tectónica extensional que origina el rift de Colima en el límite oriental y el rift Tepic-Zacoalco en el límite norte del bloque (Figura 4.3). Así como una tectónica compresional, causada por la subducción de la placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica (Pardo y Suárez, 1995).

La tasa de convergencia entre la placa de Rivera y la placa de Norteamérica se puede explicar mediante 2 modelos:

- Uno de tasa baja, que sugiere una velocidad de entre 2.0 y 3.3 cm/año, en una ubicación cercana al extremo sur de la zona de subducción de la placa de Rivera y Norteamérica; mientras que dicha tasa es de entre 0.6 y 1.7 cm/año en el extremo norte (DeMets y Stein 1990).
- El segundo modelo propuesto por Bandy y Pardo (1994) corresponde a una tasa de convergencia alta de 5.0 cm/año, cercano al extremo sur de la zona de subducción de la placa de Rivera y de Norteamérica; y de entre 2 y 3 cm/año en el extremo norte.

Luhr et al. (1985) y Allan et al. (1991) propusieron que el bloque Jalisco está en proceso de separarse de Norteamérica, debido a que se mueve de forma independiente y lenta respecto a las placas circundantes.

El basamento del bloque Jalisco está compuesto principalmente por rocas ígneas plutónicas y volcánicas con edades que van del Cretácico al Eoceno, que pueden estar cubiertas por secuencias sedimentarias (Frey et al., 2007). En su interior, la sucesión volcánica está dominada por tobas riolíticas de flujos de ceniza de entre 65 y 92 Ma (Wallace y Carmichael, 1989; Rosas-Elguera et al., 1997).

El bloque Jalisco se caracteriza por una serie de campos volcánicos lamprófidos del Plioceno-Cuaternario (Wallace y Carmichael, 1989). En la mayoría de los casos, se produjeron lavas lamprófidas sobre las unidades cretácicas; esto indica que las rocas cretácicas estaban en la superficie hace 5 Ma. Aunque también quedaron zonas donde estas unidades cretácicas no quedaron cubiertas y afloran en la

superficie actualmente; estas zonas fueron las que se seleccionaron para la realización de este trabajo.

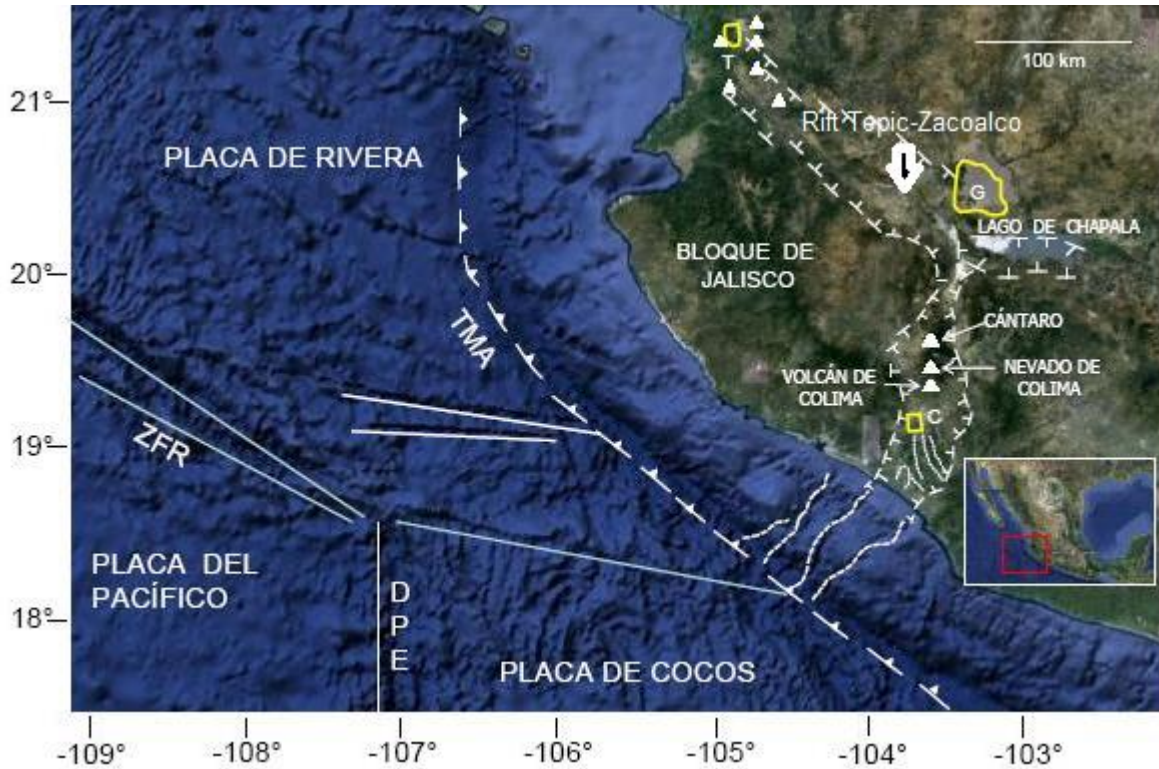


Figura 4.3. Imagen satelital del bloque Jalisco, se muestran los volcanes más importantes, así como el Rift Tepic-Zacoalco y el Rift de Colima (Lopez-Loera, 2011).

4.2.1 Rift Tepic-Zacoalco

El rift Tepic-Zacoalco es una estructura con una orientación NW, tiene un corredor de aproximadamente 50 km de ancho por 250 km de largo, se extiende desde el sur de Guadalajara hasta la costa del Pacífico cerca de Tepic. Es uno de los brazos del punto triple de rift en el oeste de México a unos 50 km al SSW de Guadalajara (Frey et al., 2007), junto con el rift de Colima y el rift de Chapala, que limita el bloque de Jalisco (Figura 4.1).

El rift Tepic-Zacoalco está caracterizado por sistemas de fallas con diferentes temporalidades comenzando a finales del Mioceno (12-9 Ma), Plioceno inferior (5.5 a 3.5 Ma) y terminando en el Plioceno tardío (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

El rift Tepic-Zacoalco se puede dividir de acuerdo a sus estructuras (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000) en:

- a) Un brazo noroeste compuesto por el sistema de fallas Pochotitlán, las cuales son fallas lítricas normales de alto ángulo que tienen una orientación NNE.
- b) Un brazo central compuesto por dos grabens (Compostela-Ceboruco y Plan de Barrancas-Santa Rosa) desarrollados a lo largo de una zona de deformación transcurrente.
- c) Un brazo sur compuesto por el semigraben de Amatlán de Cañas.

Ferrari y Rosas-Elguera (2000) concluyeron que la extensión dentro del rift Tepic-Zacoalco ocurrió predominantemente durante dos períodos de tiempo discretos, uno al final del Mioceno (12–9 Ma) y el otro en el Plioceno inferior (5.5–3.5 Ma), con solo una deformación extensional menor en el Cuaternario.

4.3 Detalles de muestreo

Se recolectaron 110 muestras (de 8 a 10 muestras paleomagnéticas estándar por sitio), provenientes de 12 unidades ígneas, distribuidas en los estados de Jalisco y Nayarit. Se seleccionaron los 12 sitios de muestreo basándose en el artículo de Frey et al. (2007), en el cual se hace una compilación de fechamientos isotópicos de temporalidades desde el Cuaternario hasta el Cretácico, en la zona del Rift Tepic-Zacoalco (Tabla 4.4, Figura 4.5).

Los sitios seleccionados tienen edades entre los 61 y los 83 Ma (Tabla 4.4), que abarcan el Cretácico superior y el principio del Paleoceno. La elección de los sitios se realizó con el criterio de recolectar muestras que pudieran haber registrado, antes y después, la transición de polaridad magnética ocurrida hace 65 Ma periodo en que ocurrió la extinción de los dinosaurios y el cambio de la era Mesozoica a la Cenozoica (Figura 4.5).

Tabla 4.4. Localización de los sitios estudiados. Se indica el tipo de roca y la edad en millones de años. Referencias 1) Wallace y Carmichael (1989), 2) Richter et al., (1995), 3) Rosas-Elguera et al., (1997), 4) GSA DATA (2007).

Sitio	Tipo de Roca	Lat (°N)	Long (°O)	Edad (Ma)	Ref.
TPZ-01	Toba silícica	20.3108	103.8994	78 ± 2	3
TPZ-02	Toba silícica	20.1881	104.3743	70.6 ± 0.2	2
TPZ-03	Toba silícica	20.4432	104.411	80.7 ± 0.4	1
TPZ-04	Toba silícica	20.4307	104.4836	83.3 ± 0.3	1
TPZ-05	Andesita basáltica	20.3683	104.5937	67.3 ± 0.3	4
TPZ-06	Andesita	20.4988	104.7677	67.6 ± 0.2	4
TPZ-07	Andesita	20.5001	104.7689	73.1 ± 0.3	4
TPZ-08	Andesita basáltica	20.4976	104.7666	68.6 ± 0.2	4
TPZ-09	Andesita basáltica	20.4968	104.7655	69 ± 0.2	4
TPZ-10	Andesita	20.4986	104.7675	70.6 ± 0.2	4
TPZ-11	Toba silícica	20.7535	104.4917	65.3 ± 0.2	2
TPZ-12	Toba silícica	20.9918	104.4656	60.9 ± 0.4	2

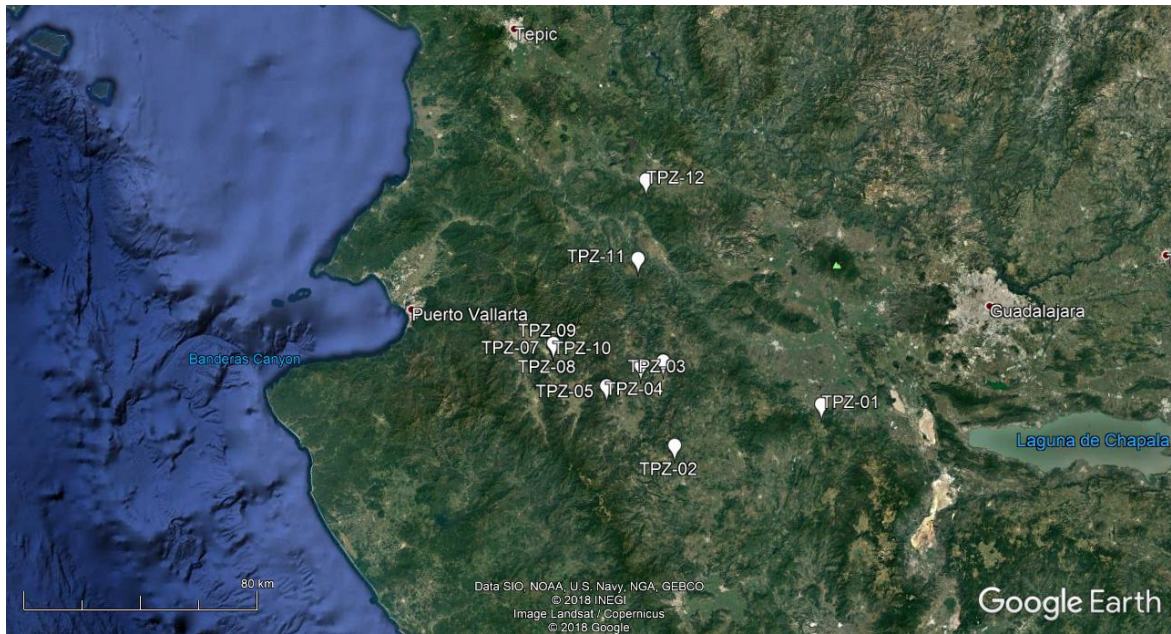


Figura 4.5. Ubicación de los 12 sitios de muestreo seleccionados, las leyendas de algunos sitios no se ven debido a su cercanía con los otros sitios de muestreo.

La extracción de los núcleos paleomagnéticos estándar se hizo con ayuda de una perforadora portátil de gasolina, todos los núcleos fueron orientados con brújula magnética e inclinómetro, y con brújula solar siempre que fue posible (Figura 4.6).

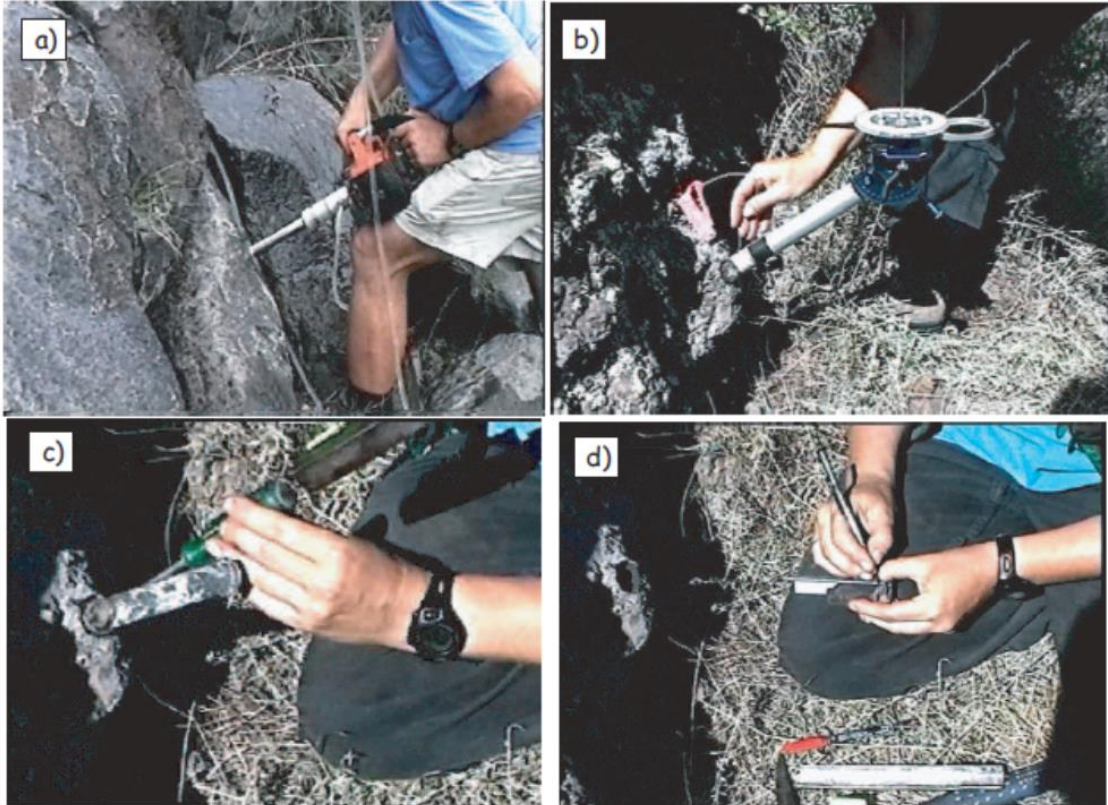


Figura 4.6. Extracción de núcleos paleomagnéticos. a) Perforadora de gasolina, b) orientador magnético, c) extracción, d) marca de orientación magnética.

Capítulo V. Metodología

5.1 Tratamientos magnéticos

Los tratamientos magnéticos se hicieron en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, de la Unidad Michoacán, del Instituto de Geofísica de la UNAM y en el Laboratorio de Paleoclimas y Paleoambientes de la ENES Morelia, UNAM.

5.1.1 Preparación de las muestras

Los núcleos paleomagnéticos obtenidos en campo tienen diámetro de 2.5 cm y longitud variable. Dado que los instrumentos para la realización de los experimentos requieren núcleos paleomagnéticos de 2.5 cm de diámetro y 2.2 cm de largo llamados especímenes (figura 5.1), se tuvieron que realizar cortes en los núcleos, para ajustar el largo de las diferentes muestras con el requerido por los instrumentos.



Figura 5.1. Preparación de las muestras en el laboratorio.

Posterior al proceso de cortado y previo a la realización de los tratamientos magnéticos, con la finalidad de reducir los efectos de la magnetización viscosa, se colocaron los especímenes dentro de un blindaje magnético durante 2 semanas.

5.1.2 Medición de la Magnetización Remanente Natural (MRN)

La MRN es la magnetización presente en las muestras antes de ser sometidos a cualquier tratamiento de desmagnetización. Una vez terminadas las 2 semanas en el blindaje magnético, se procedió a medir la magnetización remanente natural (MRN) en todas los especímenes de cada sitio. Las mediciones fueron realizadas con magnetómetros de giro AGICO JR-5 y JR-6 (Figura 5.2).

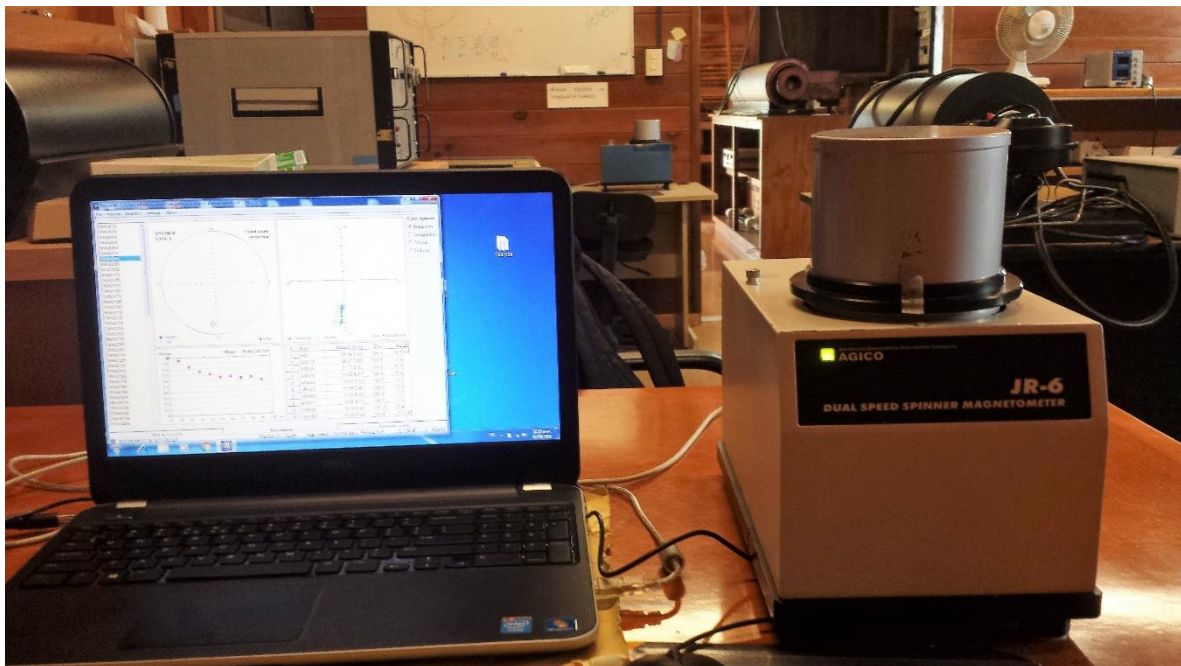


Figura 5.2 Magnetómetro de giro AGICO modelo JR-6.

El proceso inicia calibrando el equipo utilizando un núcleo de acrílico, el cual contiene una muestra de valor conocido, esta se coloca en el portaespecimen en una posición específica. Después, se mide este valor de referencia con el magnetómetro y el valor medido es tomado como referencia de calibración. Posteriormente, las muestras son medidas en cuatro posiciones ortogonales diferentes (Figura 5.3) y el software del equipo hace el promedio de las 4 mediciones y calcula los valores de intensidad, declinación e inclinación.



Figura 5.3. Colocación de las muestras en las cuatro posiciones para medir la MRN, la flecha en la muestra indica la marca de orientación magnética al momento de la recolección en campo.

En cada una de las posiciones en las que se colocan las muestras, el magnetómetro las hace girar a una rapidez angular constante, para crear un campo magnético y con ello inducir una corriente en las bobinas que se encuentran al lado de la muestra; produciendo así una corriente, la cual 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 homogéneas y presentan algún grado anisotropía, por lo que las diferentes direcciones permiten obtener un valor promedio de la magnetización.

5.1.3 Desmagnetización por Campos Alternos (AF)

Posteriormente, se aplicó el método de desmagnetización por campos alternos, el cual consistió en la aplicación progresiva de campos magnéticos (Figura 5.4), alternando la posición de la muestra respecto a la dirección del campo aplicado. Los valores de intensidad de los campos magnéticos aplicados van desde 5mT hasta 100mT con incrementos graduales (2, 5 o 10mT), hasta observar que las muestras que no se desmagneticen o se comiencen a remagnetizar; después de cada incremento del campo magnético se midió la magnetización remanente presente en las muestras con el magnetómetro.

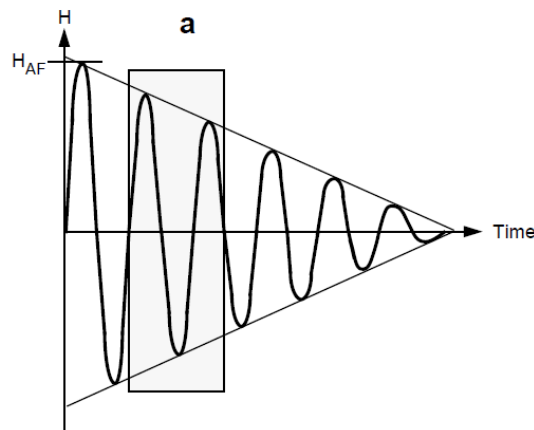


Figura 5.4. Representación del campo magnético alterno aplicado para la desmagnetización por campos alternos.

El campo magnético alterno fue aplicado con un desmagnetizador marca ASC modelo LD-3A (Figura 5.5). Se desmagnetizaron en total 85 especímenes

provenientes de los 12 sitios, en promedio 7 especímenes por sitio. La dirección de la magnetización característica (ChRM) se determinó por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980) empleando de 4 a 10 puntos para el análisis de componentes principales.



Figura 5.5. Desmagnetizador de campos alternos ASC LD-3A.

5.1.4 Determinación de la susceptibilidad magnética 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 hicieron mediciones de susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas termomagnéticas k-T), utilizando un espécimen por cada unidad estudiada.

Para medir las propiedades magnéticas de las rocas, se requirió que los especímenes fueran pulverizados (donde los fragmentos de mayor tamaño tuvieron un diámetro menor a 1 mm). La preparación de las muestras para este experimento

consistió en pulverizar un fragmento de los especímenes (5 gramos), en un mortero de Ágata (Figura 5.6), para evitar contaminación de los materiales ferromagnéticos.

La medición de la susceptibilidad en función de la temperatura se realizó con un susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 (Figura 5.6). El proceso consistió en calentar el especimen pulverizado hasta temperaturas cercanas a la Temperatura de Curie y posteriores, con un ritmo de calentamiento de 15°C/min, y posteriormente son enfriados al mismo ritmo; durante este tiempo es medida la susceptibilidad magnética. Para evitar la oxidación de las muestras, los especímenes son calentados en presencia de gas Argón.



Figura 5.6. Susceptibilímetro marca AGICO modelo MFK1 y detalle de la muestra utilizada por sitio para la determinación de la temperatura de Curie.

5.2 Tratamientos estadísticos

Debido a la naturaleza de los datos paleomagnéticos, es necesario el empleo de técnicas estadísticas para su análisis. La más utilizada es la de Fisher (1953), que se basa en suponer a los vectores de magnetización distribuidos en la superficie de

una esfera; aunque también existen otros métodos como los de Roberts y Ursell y la distribución normal bidimensional (Cervantes, 2002).

La distribución de Fisher interpreta a las direcciones de los vectores de la MRN de varios especímenes como puntos en la superficie de una esfera unitaria, con cada una de las direcciones con peso unitario (Cervantes, 2002).

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

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

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

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

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

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

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = P_{dA}(\theta) \sin(\theta) d\theta d\xi = 1$$

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

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

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

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

5.2.1 Cálculo de paleodirecciones

La dirección media puede calcularse mediante las expresiones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum m_i}{\sum l_i}, \quad I = \frac{\sin^{-1} \sum n_i}{R}, \quad R = \sqrt{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2}$$

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

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

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

cuando es conocida la dirección verdadera, ó:

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

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

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

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

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

5.2.2 Cálculo de los Polos Geomagnéticos Virtuales (VGP)

Asumiendo la hipótesis del dipolo geocéntrico axial, se puede calcular la posición del polo geomagnético si se conoce la latitud y longitud del sitio de muestreo.

Para una observación instantánea del vector de campo, llamado polo geomagnético virtual (VGP), dada la variación secular, es necesario promediar un número suficiente de polos virtuales para encontrar la posición del polo paleomagnético y la incertidumbre asociada a esa posición.

El VGP es la posición del polo que produce la declinación e inclinación de la magnetización observada, asumiendo que el campo es un dipolo geocéntrico axial.

Se puede calcular la posición del VGP de la siguiente manera:

1. De la inclinación de la magnetización remanente se obtiene la paleolatitud (recordando que esto es asumiendo que el polo magnético y el polo geográfico coinciden). Es posible derivar una fórmula que relaciona la inclinación a la paleolatitud (λ_m):

$$\tan I = \frac{B_r}{B_\theta} = 2 \cot(\theta_m) = 2 \tan(\lambda_m)$$

2. La declinación proporciona la dirección en que se encuentra el polo, con respecto al meridiano geográfico actual.
3. Las siguientes fórmulas se pueden derivar utilizando trigonometría:

$$\sin(\lambda_p) = \sin(\lambda_s) \cos(\theta_m) + \sin(\theta_m) \cos(\lambda_s) \cos D$$

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad \text{cuando } \cos(\theta_m) > \sin(\lambda_p) \sin(\lambda_s)$$

$$\phi_p = \phi_s + 180 - \beta \quad \text{cuando } \cos(\theta_m) < \sin(\lambda_p) \sin(\lambda_s)$$

θ_m es la colatitud magnética. λ es la latitud y ϕ la longitud.

Los subíndices s y p se refieren al sitio donde se hizo la medición de declinación e inclinación y al sitio donde se encuentra el polo buscado. D es la declinación de la magnetización medida en una muestra de roca (no la declinación actual).

La declinación D registra cambios en orientación azimutal debido a movimiento de los continentes, o a rotación del fragmento de corteza al que la roca está unido.

Capítulo VI. Resultados y discusión

Con el fin de identificar a los minerales portadores responsables de la magnetización remanente y conseguir información acerca de su estabilidad magnética, se llevaron a cabo experimentos de magnetismo en rocas. Estos experimentos consisten en realizar mediciones continuas de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, para obtener curvas termomagnéticas continuas (k-T).

6.1 Susceptibilidad magnética en función de la temperatura (curvas k-T)

Las curvas obtenidas en los experimentos de susceptibilidad contra temperatura presentaron los siguientes comportamientos:

- A) En casi la mitad de los casos (5/12), se aprecia una sola fase ferromagnética con temperatura de Curie cercana a los 560°C, la cual es compatible con la presencia de titanomagnetita pobre en titanio (Figura 6.1, TPZ-11). Las curvas de enfriamiento y calentamiento se consideran reversibles.

- B) En otros casos (4/12), se aprecia una sola fase ferromagnética, con temperatura de Curie alrededor de los 560°C, la cual indica que el principal portador magnético es titanomagnetita con bajo contenido en titanio. Sin embargo, las curvas de enfriamiento y calentamiento no son reversibles, probablemente a causa del bajo valor inicial de la susceptibilidad y a las alteraciones fisicoquímicas ocurridas durante el calentamiento (Figura 6.1, TPZ-01).

- C) En dos casos (2/12), se observan dos fases ferromagnéticas durante el calentamiento (Figura 6.1, TPZ-05), la primera de ellas es más significativa con una temperatura de Curie de 340°C y la segunda a una temperatura de 560°C; este comportamiento se debe posiblemente a la coexistencia de titanomaghemitas y titanomagnetitas. Durante el enfriamiento, se observa una sola fase magnética y una disminución considerable en el valor inicial de la susceptibilidad (Figura 6.1, TPZ-05).
- D) En la muestra del sitio TPZ-04 (Figura 6.1, TPZ-04) no fue posible obtener una curva debido a que la muestra presentaba mucho ruido experimental, así como bajo valor inicial de susceptibilidad.

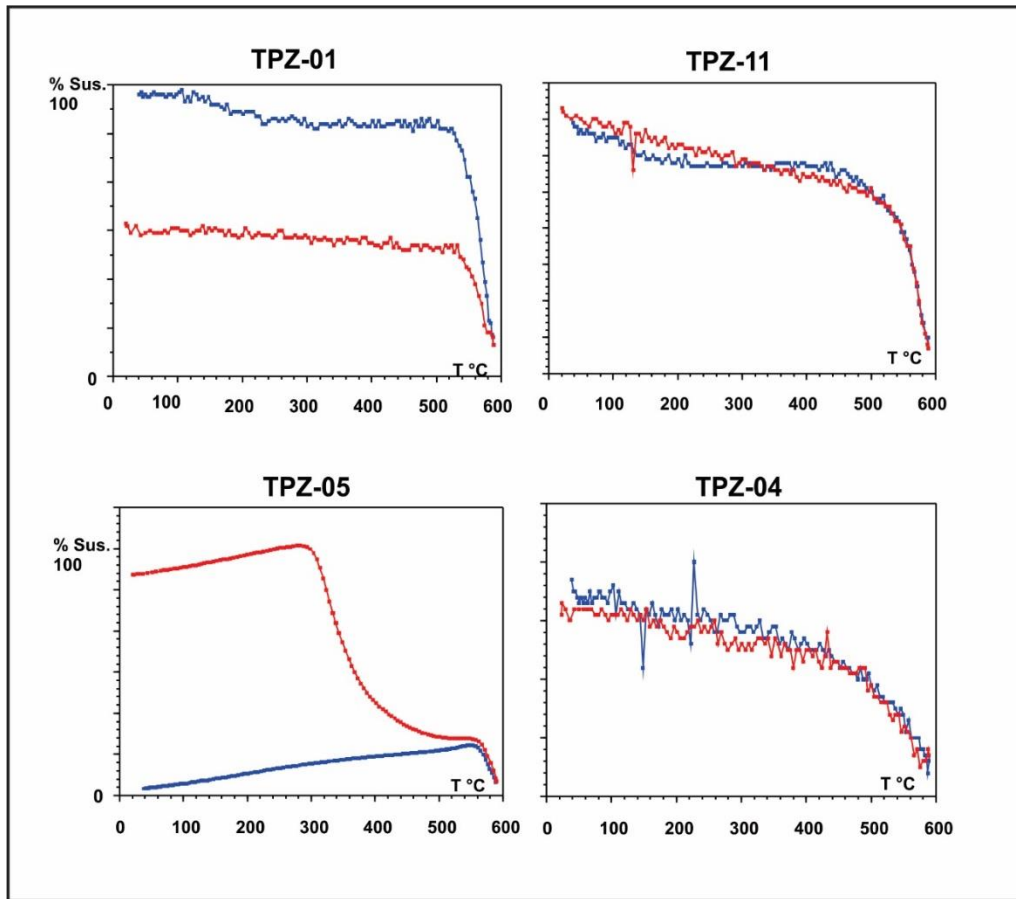


Figura 6.1. Curvas representativas de susceptibilidad vs temperatura, las líneas de color rojo y azul indican el comportamiento durante el calentamiento y enfriamiento respectivamente, la susceptibilidad se muestra en porcentaje respecto del valor máximo.

6.2 Direcciones paleomagnéticas

En la mayoría de las muestras estudiadas (60%) se observa una componente paleomagnética estable, la cual se comporta de forma lineal hacia el origen, lográndose eliminar más del 80% de la magnetización original aplicando campos de 60 a 90mT (Figura 6.2, A).

En otro grupo (20%) de muestras se registró una componente con una dirección inicial, la cual fue removida en los primeros pasos de magnetización, aplicando

campos de 5 a 10 mT, por lo que se considera que se trata de una remagnetización de origen viscoso. Una vez que esta componente inicial fue removida, se aprecia un comportamiento lineal hacia el origen de coordenadas; por lo que fue posible aislar las componentes características (Figura 6.2, B).

También se observó que en algunas muestras persiste una magnetización significativa, superior al 50% de la original, luego de haberles aplicado campos de hasta 90mT (Figura 6.2, C y D). Sin embargo, se puede distinguir una tendencia lineal hacia el origen; por lo que al igual que en los casos anteriores, se considera que es posible obtener las direcciones características de origen primario.

En todos los especímenes de dos muestras del sitio TPZ-11, se presentó un comportamiento irregular durante los tratamientos magnéticos; mientras que en el resto de ellos fue posible determinar sus componentes direccionales (Figura 6.2, E).

Finalmente, en todos los especímenes tratados de las muestras provenientes del sitio TPZ-12 se observa un comportamiento irregular durante la desmagnetización; por lo que no fue posible obtener sus direcciones ChRM, esto refleja que los especímenes de este sitio son magnéticamente inestables (Figura 6.2, F).

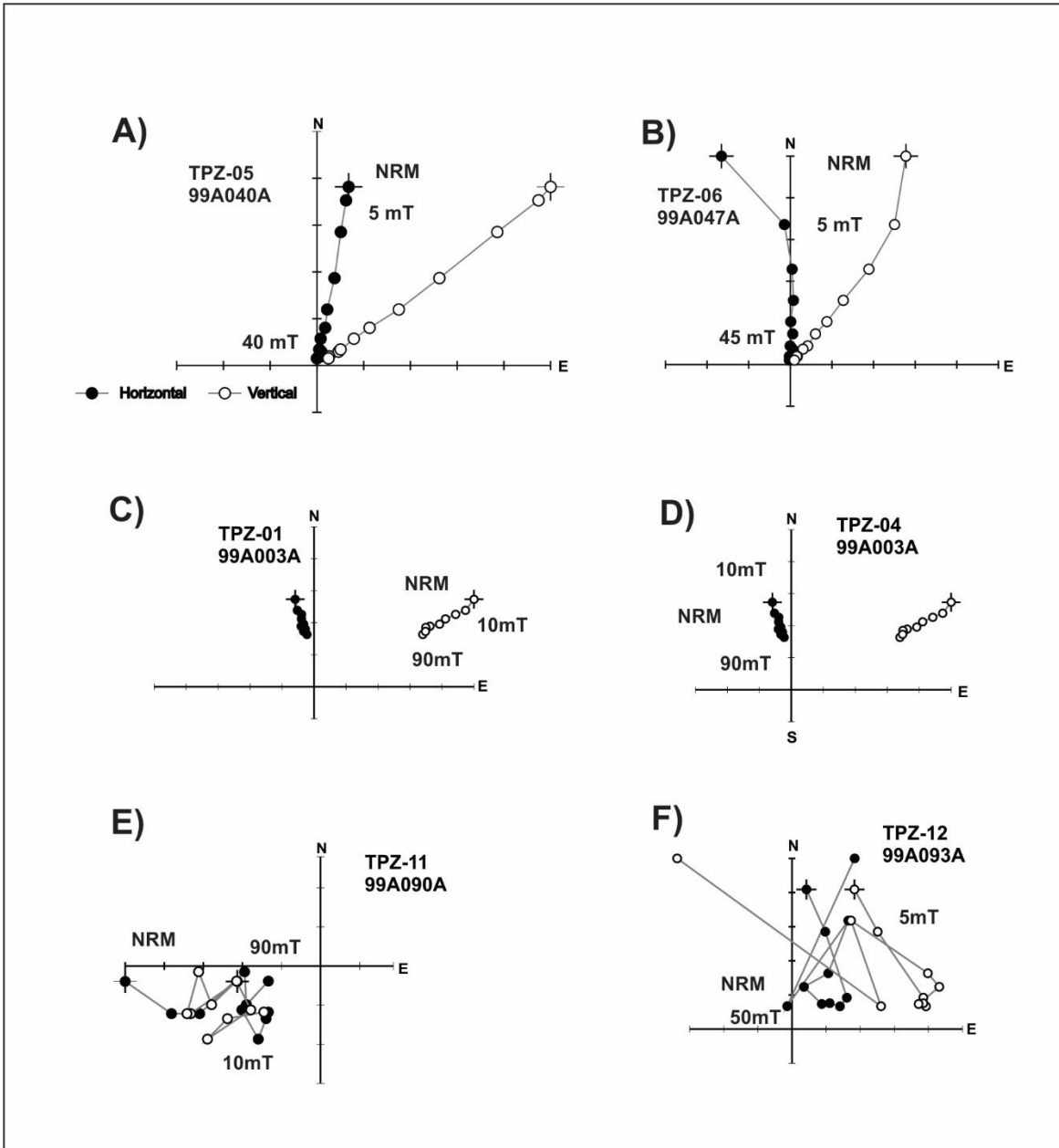


Figura 6.2. Diagramas ortogonales de desmagnetización por campos alternos. Los números pertenecen al valor pico del campo aplicado en cada paso de desmagnetización en mT.

Las direcciones paleomagnéticas promedio fueron obtenidas aplicando la estadística de Fisher (1956), en la tabla 6.3 se presentan los resultados.

Tabla 6.3. Direcciones promedio de la remanencia magnética de cada flujo perteneciente al Rift Tepic-Zacoalco. Lat. y Long. son la latitud y longitud geográfica; Dec. e Inc. son la Declinación e Inclinación magnética respectivamente; k y α_{95} , son el parámetro de precisión y radio del cono de 95% confianza de la estadística de Fisher; n es el número de muestras utilizadas para el cálculo y N el número total de muestras tratadas; VGP_{lat} y VGP_{long} son la latitud y longitud del polo geomagnético virtual asociado a cada sitio. Referencias 1) Wallace y Carmichael (1989), 2) Righter et al., (1995), 3) Rosas-Elguera et al., (1997), 4) GSA data (2007).

Sitio	Lat (°N)	Long (°O)	°Dec.	°Inc.	° α_{95}	° VGP_{lat}	° VGP_{long}	n/N	Edad (Ma)	Ref.
TPZ-12	20.9918	104.4656	---	---	---	---	---	---	60.9 ± 0.4	2
TPZ-11	20.7535	104.4917	216.7	-48.9	8.7	55.7600	322.6558	6/8	65.3 ± 0.2	2
TPZ-05	20.3683	104.5937	5.2	47.5	7.2	80.4918	284.1981	7/7	67.3 ± 0.3	4
TPZ-06	20.4988	104.7677	319.1	45.2	15.9	52.1709	182.7714	6/7	67.6 ± 0.2	4
TPZ-08	20.4976	104.7666	348.0	54.3	7.9	72.1888	221.3203	5/7	68.6 ± 0.2	4
TPZ-09	20.4968	104.7655	343.1	59.8	6.7	65.2301	223.4788	7/7	69 ± 0.2	4
TPZ-02	20.1881	104.3743	354.1	23.1	4.1	80.0770	111.3146	7/7	70.6 ± 0.2	2
TPZ-10	20.4986	104.7675	334.6	21.1	5.0	63.7865	147.6871	5/7	70.6 ± 0.2	4
TPZ-07	20.5001	104.7689	316.7	42.8	6.8	49.9727	179.8443	7/7	73.1 ± 0.3	4
TPZ-01	20.3108	103.8994	347.8	58.1	5.1	68.7508	229.0624	6/7	78 ± 2	3
TPZ-03	20.4432	104.4110	169.3	-42.6	7.4	79.2497	190.8503	6/7	80.7 ± 0.4	1
TPZ-04	20.4307	104.4836	153.4	-9.6	6.8	59.8078	138.0377	7/7	83.3 ± 0.3	1

Luego de realizar la estadística de Fisher (1965), se determinó la paleodirección promedio en 11 de los sitios, mientras que para el sitio TPZ-12 no fue posible; debido a que las direcciones individuales de sus especímenes no fueron consistentes. La dispersión α_{95} de estas direcciones fue menor a 9° en diez casos, y solo uno tiene una dispersión de 15.7° (Figura 6.4, TPZ-06). Ocho de las direcciones son de polaridad normal y tres de polaridad inversa (Figura 6.4).

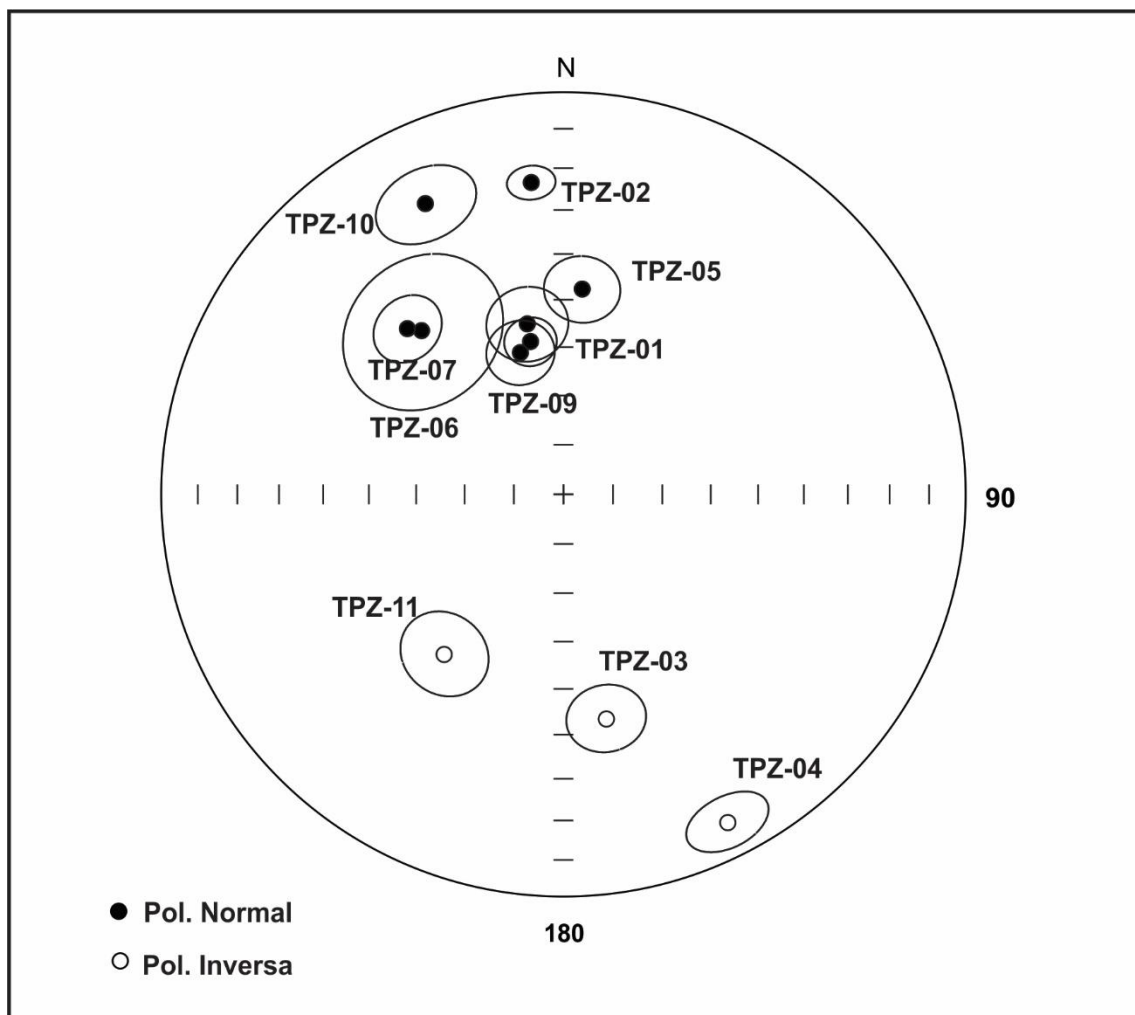


Figura 6.4. Proyecciones de igual área de las paleodirecciones promedio de flujos pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco, con sus respectivos círculos de precisión de la estadística de Fisher. Los sitios de color negro sólido son los sitios con polaridad normal y los círculos blancos son los sitios de polaridad invertida.

Los sitios con polaridad invertida resultaron antipodales a los de polaridad normal, por lo que, después de invertir dichas polaridades, las direcciones de estos sitios se incluyeron en el cálculo de los polos paleomagnéticos.

La dirección promedio de los sitios de polaridad normal fue **Dec= 340.7°**, **Inc = 45.2°**, $\alpha_{95} = 13^\circ$, **N = 8**. Esta dirección es compatible con la esperada, de las curvas de deriva polar de referencia de Besse y Courtillot (2002) y Trosvik et al., (2008); en ambos casos para los 70 Ma (Figura 6.5).

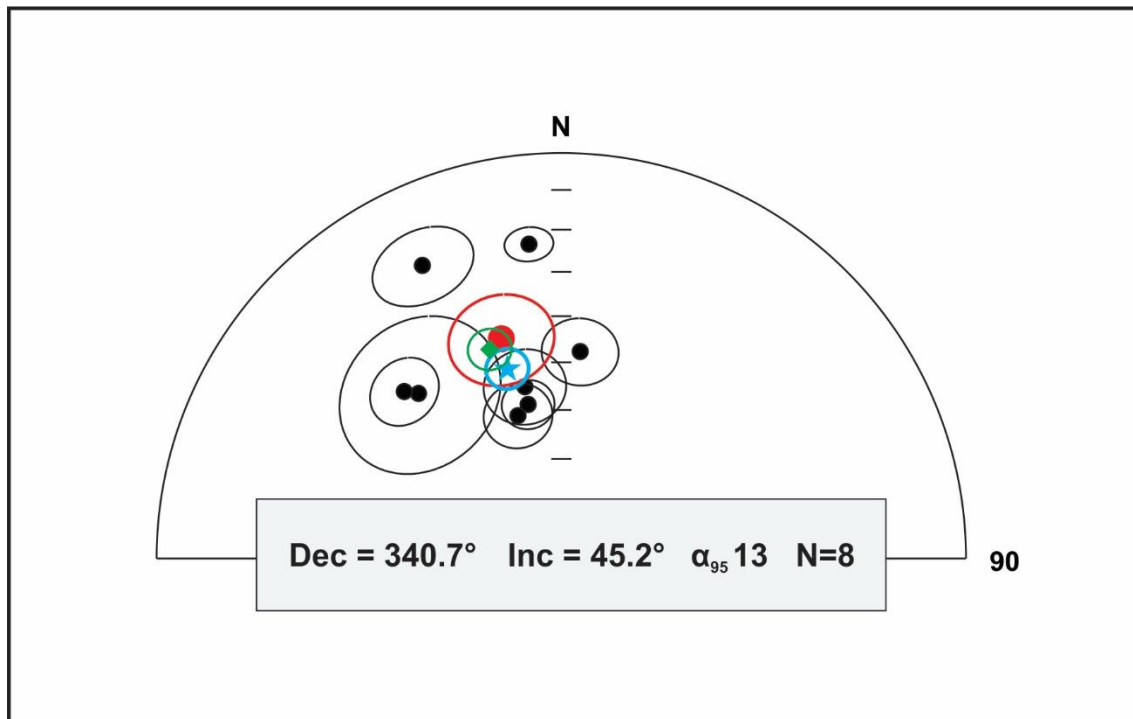


Figura 6.5. Proyecciones de igual área, de las paleodirecciones de los flujos pertenecientes al Rift Tepic-Zacoalco con polaridad normal. En color rojo se muestra el promedio obtenido mediante la estadística de Fisher con su correspondiente círculo de confianza. La estrella de color azul es la dirección esperada según Besse y Courtillot (2002) y el rombo en color verde es la dirección esperada según Trosvik et al., (2008).

6.3. Polos paleomagnéticos

La posición geográfica del polo paleomagnético promedio de los once sitios fue de $P_{Lat} = 77^{\circ}N$, $P_{Long} = 182^{\circ}E$, $\alpha_{95} = 11^{\circ}$, $N = 11$, el cual puede compararse con las curvas sintéticas de deriva polar aparente APWP (Aparent Polar Wander Path) obtenidas para América del Norte por Besse y Courtillot (2002): $P_{lat} = 73.4^{\circ}$, $P_{long} = 209.7^{\circ}E$, $\alpha_{95} = 4.8^{\circ}$ y de Torsvik et al., (2008): $P_{lat} = 74.3^{\circ}$, $P_{long} = 197.1^{\circ}E$, $\alpha_{95} = 2.7^{\circ}$; calculadas mediante ventanas de 10 Ma para el intervalo de 70 Ma (Figura 6.6).

Como se observa en las figuras 6.5 y 6.6, la posición del polo encontrada en este estudio es compatible con las esperadas en ambos casos, sin embargo, debido al valor elevado en la incertidumbre, este polo también podría traslaparse con polos de edades adyacentes, por lo que, no se puede asegurar la posibilidad de que esta incertidumbre sea el resultado de movimientos tectónicos no considerados.

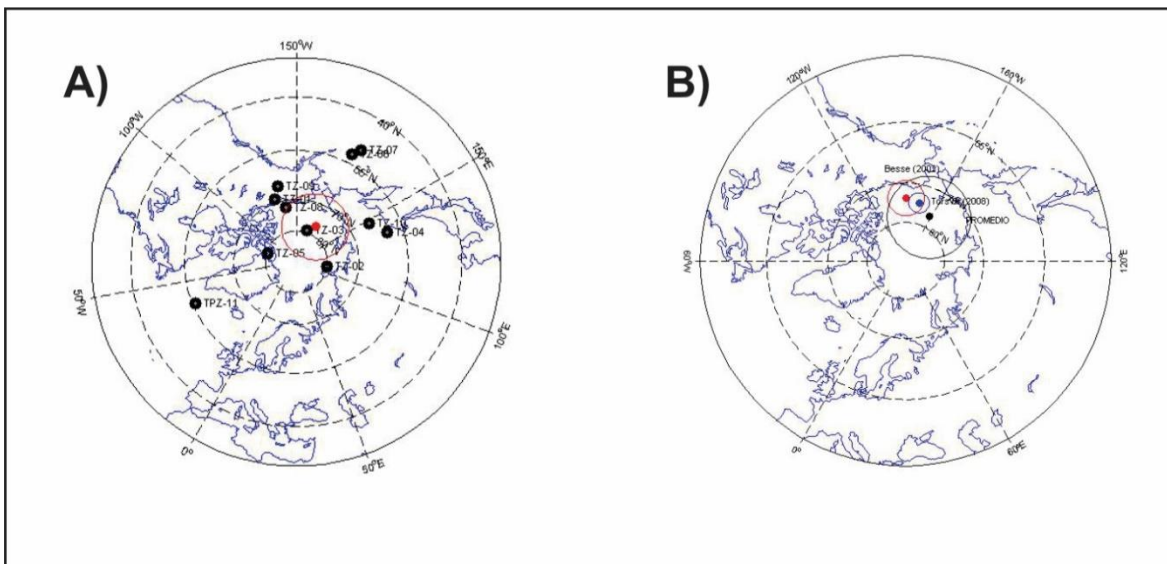


Figura 6.6. Polos geomagnéticos virtuales (VGP). A) VGP's de los sitios estudiados, en color rojo se muestra el promedio y su círculo del 95% de confianza de la estadística de Fisher, B) VGP promedio comparado con polos de referencia para América del Norte.

La presencia de polaridades inversas, así como las edades radiométricas disponibles, permiten establecer de forma preliminar una correspondencia con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia (Villalain, 2016) (Figura 6.7). Esta correlación es consistente, en edades y polaridades, con lo esperado para el término del periodo conocido como el Supercron Normal Cretácico y el cron C33R.

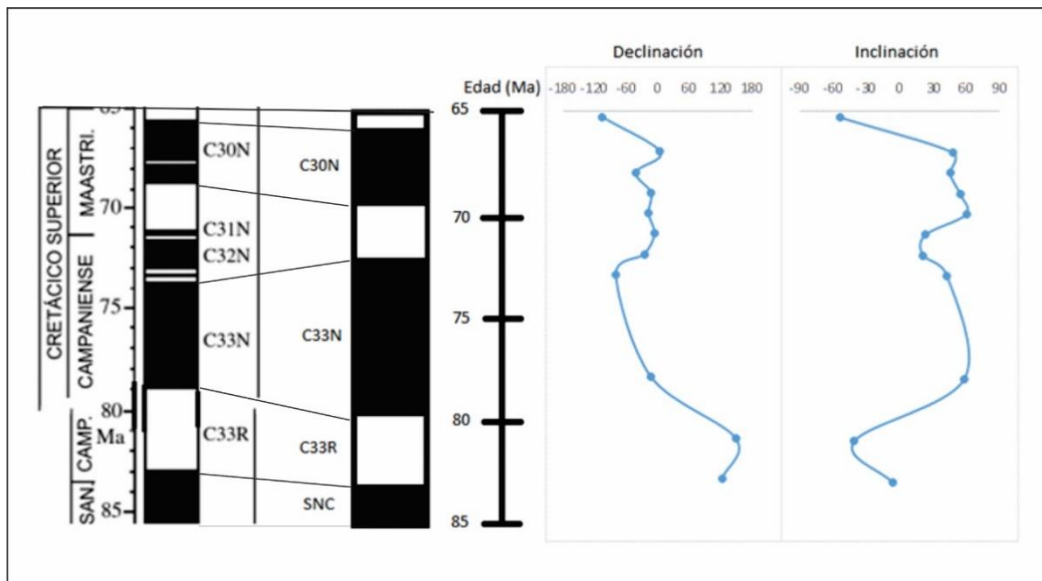


Figura 6.7. Correlación de las polaridades magnéticas encontradas y sus edades con la escala de polaridades geomagnéticas de referencia. En la parte de la derecha se muestra la sección de al IGPTS.

Conclusiones

Se realizaron experimentos paleomagnéticos y de magnetismo de rocas provenientes de 12 sitios, pertenecientes a las unidades ígneas asociadas al Rift Tepic-Zacoalco, con edades radiométricas entre los 83 y 61 Ma.

- Los resultados de los experimentos de susceptibilidad en función de la temperatura (curvas k-T) mostraron que la mayoría de las muestras presentan dos fases magnéticas durante el calentamiento y una sola durante el enfriamiento; la primera fase con una temperatura de Curie cercana a los 360°C y una segunda componente, la más significativa, con temperaturas de Curie de 560°C, que indican la presencia de titanomagnetita con alto y bajo contenido en titanio respectivamente. Otro grupo importante de muestras presentó una sola fase ferromagnética, con una temperatura de Curie alrededor de los 560°C, compatible con titanomagnetita con bajo contenido en titanio. En el resto de las muestras se aprecia la presencia de dos fases, una de ellas indicando la presencia de titanomagnetitas así como la presencia de titanomaghemitas con una influencia magnética poco significativa.
- Fue posible aislar la dirección característica (ChRM) de las muestras provenientes de 11 sitios, ocho sitios mostraron una polaridad normal bien definida y tres una polaridad inversa. La dirección media calculada de los sitios de polaridad normal fue de **Dec = 340.7°**, **Inc = 45.2°**, **N = 8**, **$\alpha_{95} = 13^\circ$** .

Los sitios con polaridad invertida resultaron ser antipodales por lo que, luego de realizar la inversión conveniente, fueron incluidos para el cálculo del polo geomagnético virtual (VGP), resultando una posición de **$P_{Lat} = 77^{\circ}N$, $P_{Long} = 182^{\circ}E$, $\alpha_{95} = 11^{\circ}$, $N = 11$.**

- Si se compara el polo encontrado con los polos obtenidos a partir de las curvas de deriva polar aparente para América del Norte (APWP) de Besse y Courtillot (2002) y Torsvik et al. (2008) para los 70 Ma, se observa que este se concuerda relativamente bien con lo esperado; existiendo una distancia angular de 10° y 6° respectivamente, aunque debido al valor de $\alpha_{95}=11^{\circ}$ en nuestra determinación, no se puede asegurar que sea producto de movimientos tectónicos no advertidos; concluyendo que hubo estabilidad tectónica en los sitios estudiados, los cuales formaban parte del cratón norteamericano.
- Con base en las edades radiométricas publicadas para las unidades estudiadas, con los paleopolos de los 11 sitios y sus paleodirecciones, es posible establecer de forma preliminar una secuencia de las transiciones de polaridad geomagnética. La secuencia comienza con una polaridad invertida encontrada en dos sitios, la cual, según las edades, puede asociarse con el cron C33R de la escala de polaridades geomagnéticas de referencia. Posteriormente se observa un periodo de polaridad normal dentro del cual se encuentran la mayoría de las polaridades de los sitios estudiados, este

periodo corresponde a los crones de polaridad normal C33N, C32N y C31N sin haberse encontrado registros de alguna polaridad invertida o intermedia entre ellos. Finalmente se encontró un registro de polaridad inversa bien definida la cual, de acuerdo con la edad reportada para este sitio, corresponde al cron de polaridad C30R.

Estos hallazgos sugieren que las rocas estudiadas registraron el comportamiento real del campo geomagnético, por lo que los resultados obtenidos representan una importante aportación para estudiar las variaciones del CMT en el pasado, específicamente en el estudio de las inversiones geomagnéticas ocurridas al final de la era Mesozoica.

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L. (2002a). Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 118, 1-14.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., Wopat, M., Wallace, P.J. (1991). Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest Mexico: An exotic terrane in the making, in Dauphin, J.P., and Simmoneit, B.R.T., eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologist Memoir 47, p. 425–445.
- Bandy, W. y Pardo, M. (1994). Statistical examination of the existente and relative motion of the existente and southern México blocks. *Tectonics*. Vol. 13. 755-768.
- Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Hilde, T.W.C. (1995). The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift? *Geophys. Res. Letters*, 22. 3075-3078.
- Besse, J. y Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.*, 107. No. B11. 1029/2000JB000050.
- Bullard, E. y Gellman, H. (1954). *Homogeneous Dynamos and Terrestrial Magnetism*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences. Vol. 247. No. 928. 213–278.

- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism*. Blackwell Scientific Publications. 238 pp. (Versión on line: <http://www.pmc.ucsc.edu/~njarboe/pmagresource/ButlerPaleomagnetismBook.pdf>).
- Butler, R.F. (2004). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Electronic Edition. University of Arizona, Department of Geosciences. Tucson, AZ, USA. pp 238.
- Cano, E., Zenteno, D., Fucugauchi, J. (1986). Paleomagnetismo y terrenos tectonoestratigraficos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47(2), 89-102.
- Cervantes-Solano, M.A. (2002). Registro de la variación secular del campo magnético terrestre durante el mioceno tardio: area de Tepic (Nayarit. Mexico). Tesis de licenciatura. Facultad de ciencias, UNAM. México, D.F.
- Contreras, R. (2004). Paleomagnetismo de Rocas Intrusivas de Baja California Implicaciones Tectónicas. Tesis de maestría. IPN. México, D.F.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187
- DeMets, C. y Stein, S. (1990). Present-day Kinematics of the Rivera Plate and Implications for Tectonics in Southwestern México. *J. Geophys. Res.* 95, 13 931-21,948.
- Dunlop, D.J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 107. No. B3. 10.1029/2001JB000487.

- Ferrari, L. y Rosas-Elguera, J. (1999b). Alkalic (OIB type) and calealkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*. Vol. 27. pp 1055-1056.
- Ferrari, L. y Rosas-Elguera, J. (2000). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift, Tectonics and Volcanism of Mexico. *Geol. Soc. of Am. Special Paper*. pp 334, 42-64.
- Ferrari, L. (2000b). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica-Transmexicana durante la última década. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*. Vol. LIII. pp 84-92.
- Fisher, R.A. (1953). Dispersion on a Sphere. *Proc. Roy. Soc. London*. A217. pp 295-307.
- Frey, M., Lange, R., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., Carmichael, S.E. (2007). Al pliocene ignimbrite flare-up along the Tepic-Zacoalco rift: Evidence for the initial stages of rifting between the Jalisco block (Mexico) and North America. *Geol. Soc. of Am. Bull.* pp 119, 1-2, 49-64.
- García, J.H. (2017). Reevaluación de las excursiones geomagnéticas registradas en flujos de lava de los campos volcánicos Ceboruco y Tequila, Oeste de México. Tesis de licenciatura. ENES Morelia, UNAM. Morelia, Mich.
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Soler, A.M., Caballero, C. (2003). Combined Paleomagnetic and Petromagnetic study of the Upper Cretaceous Volcanic sequence in western Mexico: Implications for Tectonics and Magnetostratigraphy of the Jalisco block. *International Geology Review*. 45, 10. pp 886-897.

- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 227-283. <https://dx.doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a2>
- Gonzalez-Huesca, I.S. (1992). La variación secular en México central durante los últimos 30,000 años por medio del estudio magnético de lavas. Tesis de doctorado. Instituto de Geofísica, UNAM. México, D.F.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 62. pp 699-718.
- Kostoglodov, V. y Bandy, W. (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *J. Geophys. Res.* 100, 17. pp 977-989.
- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L. (2011). Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México: implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(3), 349-370.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E. (1985). Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, v. 13, p. 54–57. doi: 10.1130/0091-7613(1985)132.0.CO;2.
- Martinez, E.E. (2009). Propiedades magnéticas y sus relaciones con metales pesados y elementos mayores en suelos superficiales del valle de México. Tesis de ingeniería. UNAM. México, D.F.

- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L. (1998). *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press. San Diego and London. pp 531.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E. (1996). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*. Vol. 23. p 1127-1130.
- Pardo, M y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12, 373-12.373.
- Pasquare, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M. (1988). Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- Pasquare, G. (direction); Ferrari, L. (compilation) et al. (1991). Geological map of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan. Geological Society of America Map and Chart series, MCH 72. Pasquare G. (direction), Ferrari, L. (compilation) et al. (1991). Geological map of the central sector of Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán. *Geol. Soc. Am. Map and Chart series*, MCH 72.
- Righter, K., Carmichael, I.S.E., Becker, T.A., Renne, P.R. (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 107. pp. 612–626. doi: 10.1130/00167606(1995)107<0612:PQVAFA>2.3.CO;2.

- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple Junction Area, Western Mexico. *International Geology Review*. Vol. 39. pp 125-140.
- Ruiz, F. (2006). Apunte de Cátedra: Geofísica Aplicada. Universidad Nacional de San Juan, Argentina. pp 21.
- Stacey, F.D. y Banerjee, S.K. (1974). *The physical principles of rock magnetism*. C & Hall. London, New York. pp 256.
- Tauxe, L. (2010). *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press. Berkeley, Estados Unidos. 489 pp. (Versión online: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>).
- Torsvik, T.H., Mueller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B., Gaina, C. (2008). Global plate motion frames: Toward a unified model. *Rev. Geophys.* Vol. 46. RG3004. doi:10.1029/2007RG000227.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y González-Morán, T. (2006). Structural pattern at the north western sector of the Tepic-Zacoalco rift and tectonic implications for the Jalisco Block, western Mexico. *Earth Planets Space*. Vol. 58. pp 1302-1308.
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove, M. (2013). The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166:801-824.
- Villalain, J.J. (2016). La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo*. Departamento de Física, Escuela

Politécnica Superior, Universidad de Burgos, España. Edición electrónica:
2385-3484.

Wallace, P. y Carmichael, I.S.E. (1989). Minette lavas and associated leucites from the western front of the Mexican volcanic belt: Petrology, chemistry, and origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 111. pp 423–439.