



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO**

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS

**“EVALUACIÓN DE LA METODOLOGÍA DE DATACIÓN
MAGNÉTICA DE FLUJOS DE LAVA EMPLEANDO EL
MODELO DE FLUCTUACIÓN DE CAMPOS
MAGNÉTICOS DE LOS ÚLTIMOS CATORCE MIL AÑOS:
EL CASO DEL CEBORUCO – SAN PEDRO”**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADO EN CIENCIAS FÍSICO MATEMÁTICAS

PRESENTA:

ULISES DEMIAN DÍAZ ORTEGA

DIRECTOR:

**Dr. AVTO GOGICHAISVILI
INSTITUTO DE GEOFÍSICA CAMPUS MORELIA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO**

**MORELIA MICHOACÁN
JUNIO 2016**



**A mi esposa,
a mis profesores**

Agradecimientos.

Agradezco a toda aquella persona que en mi formación profesional y humana haya tenido fe en mí.

A mi esposa por su amor, comprensión y apoyo.

Al Dr. Avto Gogichasivili y al Dr. Miguel Ángel Cervantes por su apoyo y enseñanzas en la realización de este proyecto.

El presente trabajo se realizó en el Instituto de Geofísica de la UNAM con el apoyo del proyecto UNAM-DGAPA PAPIIT IN-105214.

Índice

Resumen	6
Introducción.....	7
Capítulo 1 Generalidades del campo magnético de la Tierra.....	11
1.1 El campo magnético de la Tierra.....	11
1.2 Elementos del campo magnético terrestre.....	12
Capítulo 2 Fundamentos de paleomagnetismo.....	13
2.1 Hipótesis de paleomagnetismo.....	15
2.2 Origen del Campo Magnético de la Tierra (Modelo del Dínamo)....	16
2.3 El esférico armónico y el C.M.T.....	19
2.4 Variaciones Temporales del CMT.....	24
2.5 Variaciones seculares.....	24
2.6 Características de las Variaciones Seculares.....	25
2.7 Magnetismo de rocas y Parámetros magnéticos (aproximación macroscópica).....	26
2.8 Estados Magnéticos.....	26
2.9 Minerales Magnéticos (Óxidos de hierro y titanio).....	27
2.10 Tipos de Magnetización remanente.....	29
2.11 Dominios magnéticos.....	30
2.12 Susceptibilidad Magnética.....	32
2.13 Ciclo de Histéresis.....	32
2.14 Tratamientos magnéticos.....	33
2.15 Representación de datos.....	33
2.16 Métodos estadísticos en paleomagnetismo.....	34
2.17 Polos Paleomagnéticos.....	36
2.18 Paleodirecciones esperadas para un sitio dado.....	39
Capítulo 3 Contexto regional vulcanológico del área de estudio: campo volcánico San Pedro.....	41
3.1 Descripción geográfica.....	41
3.2 La erupción pliniana de Jala.....	42
3.3 Erupciones Documentadas.....	44
3.4 La erupción de 1870.....	46
3.5 Sitios estudiados.....	47
Capítulo 4 Experimentos de laboratorio.....	50
4.1 Metodología de la datación magnética.....	50
4.2 Datación de rocas utilizando el modelo, modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k.....	57
Conclusiones	63
Bibliografía	64

Resumen

El fechamiento paleomagnético está basado en el hecho de que las rocas contienen pequeñas cantidades de minerales magnéticos que, bajo ciertas condiciones, pueden registrar la dirección y la intensidad del campo magnético de la Tierra presentes en el momento de su formación. Cuando se dispone de una curva de referencia que describa las variaciones del campo en el pasado, llamadas curvas de variación secular (VS), para un área geográfica determinada, el registro paleomagnético que se obtiene de rocas se puede comparar con las curvas VS y proporcionar así un fechamiento preciso del momento de emplazamiento de las rocas estudiadas. En el presente trabajo se aplica este método de datación a rocas provenientes de cinco flujos de lava que pertenecen al campo volcánico Ceboruco en Jalisco, Occidente de México, utilizando el modelo de predicción de campo geomagnético SHADIF14K a partir de las componentes direccionales (declinación e inclinación) paleomagnéticas.

Se analizaron regiones del campo volcánico que corresponden a cinco eventos de su historia eruptiva y que se encuentran bien documentados, las edades obtenidas mediante el fechamiento paleomagnético se comparan con las edades radiométricas previamente reportadas (C^{14}). En dos de los sitios estudiados las nuevas edades obtenidas coinciden bien con las edades anteriormente reportadas, mientras que para un sitio se obtiene una edad que difiere considerablemente esto se atribuye posiblemente a que las rocas utilizadas en nuestro estudio se emplazaron en un tiempo diferente o bien a que la edad obtenida mediante Carbono no corresponde al momento de enfriamiento de la lava sino al carbón asociado a la formación de donde se tomó esa muestra. En los otros dos sitios restantes no fue posible encontrar edades debido a que los datos direccionales obtenidos presentan alta dispersión producto de que los depósitos pudieron haber sufrido una rotación o desplazamiento posterior a su deposición que no fueron detectados durante el muestreo por lo que las direcciones paleomagnéticas encontradas son ambiguas en estos casos.

Palabras clave: Paleomagnetico, variación secular, fechamiento, Ceboruco, flujos de lava.

Abstract

The paleomagnetic dating is based on the fact that the rocks contain small amounts of magnetic minerals that under certain conditions, can record the direction and intensity of the magnetic field of the Earth present at the time of their formation. When you have a reference curve that describes the variations of the field in the past, called secular variation curves (SV) for a given geographical area, the paleomagnetic record obtained from rocks can be compared with the curves VS and provide so precise dating of the time of placement of the rocks studied. In the present work this dating method is applied to rocks from five lava flows belonging to volcanic field Ceboruco in Jalisco, western Mexico, using the prediction model geomagnetic field SHADIF14K from the directional paleomagnetic components (declination and inclination).

Volcanic field regions corresponding to five events of its eruptive history and are well documented were analyzed, ages obtained by paleomagnetic dating compared with the previously reported radiometric ages (C14). In two of the sites studied new ages obtained agree well with ages previously reported, while for a site an age which differs considerably this is possibly attributed to the rocks used in our study were located in a different time either you get to age obtained by carbon is not for the time of cooling lava but carbon associated with the formation where the sample was taken. In the other two remaining sites could not be found ages because the directional data obtained have high dispersion product that deposits may have suffered a rotation or a subsequent movement to his deposition that were not detected during sampling so the paleomagnetic directions found are ambiguous in these cases.

Introducción

La existencia del Campo Magnético Terrestre (CMT) comprende mucho más que existencia del ser humano, esto implica que para su estudio detallado se deba recurrir a los registros en tiempos Geológicos encontrados en las rocas, o bien en registros más recientes como lo son los registros arqueológicos. A partir de los datos obtenidos en los observatorios geomagnéticos y más recientemente de los satélites, actualmente disponemos de un registro histórico para los últimos 400 años del comportamiento del CMT sin embargo, considerando que la escala de tiempo en la que suceden las variaciones del campo que van desde los 10^3 a los 10^5 años se hace necesario abarcar periodos de tiempo mayores. La suposición de que el campo geomagnético puede representarse por un dipolo axial inclusive durante estas etapas de variación, nos permite utilizar al CMT del pasado como sistema de referencia para nuevos registros. Esta última afirmación es cierta sólo si los datos paleomagnéticos tienen la cantidad y calidad suficiente para ser promediados en esas escalas de tiempo de miles de años, así si en los resultados de nuevos estudios se encuentran diferencias entre las direcciones paleomagnéticas obtenidas con respecto a la dirección esperada para ese tiempo. Estas desviaciones proporcionarán información acerca de los movimientos de las unidades geológicas de donde provienen las rocas estudiadas. Esto ha permitido reconstruir los movimientos de las placas tectónicas principalmente para los últimos 200 Millones de años (Ma) así como diversos escenarios tectónicos regionales y de menor magnitud.

La descripción del CMT se hace a partir de sus componentes representados por la: Declinación (D), Inclinación (I) e Intensidad (H). Si existen datos disponibles, estos tres elementos establecen una referencia geográfica del CMT en cualquier ubicación en el planeta y en periodos de tiempo definidos por lo que es posible construir las llamadas curvas de variación paleosecular (CVP) en función de la posición geográfica y del periodo de tiempo. Estas curvas permiten comparar datos paleomagnéticos nuevos con los valores esperados para esa ubicación y para ese tiempo. Una aplicación directa de estas curvas es su uso como herramienta de datación.

A lo largo de la historia se han propuesto diversos modelos para describir las CVP siendo el primero modelo publicado por Creer et al. (1959), este modelo llamado "*Dipole Wobble*"

pretendía simular variaciones azarosas en los términos de la expansión en serie del armónico esférico del campo geomagnético, este modelo fue renombrado “*Modelo B*” en 1963 por Irving y Ward. En 1953 Fisher produce conjuntos distribuidos de polos geomagnéticos virtuales (VGPs) que él promedio para determinar el eje de giro del dipolo. En el año de 1959 Creer et al. señalaron que las direcciones de un conjunto de VGPs no serían estrictamente circulares sino elípticas, además demostraron que el factor de dispersión de las direcciones serian dependientes de la latitud y tendrían una dispersión mayor alrededor del ecuador. Creer (1962) publico una compilación de direcciones obtenidas a partir del estudio de flujos de lava los cuales fueron consistentes con su modelo “*Dipole Wobble*”, utilizando la distribución de Fisher con un parámetro k de 35, pudo reproducir una dispersión angular en la dirección de 20° desde el ecuador a cerca de 10 a 60° N.

El modelo G propuesto por Mc Fadden et al. (1988) considera las desviaciones desde el ecuador. Roberts y Stix (1972) proponen que el campo magnético puede ser representado por dos familias de expansiones, la primera es la correspondiente al dipolo para la cual los coeficientes de Gauss (g_l^m, h_l^m) producen campos que son asimétricos en al ecuador (con l y m impar), mientras que la segunda familia produce campos simétricos al ecuador. El modelo G tiene la siguiente forma:

$$S^2 = (\lambda a)^2 + b^2, \quad (1)$$

donde a y b son los coeficientes simétricos y antisimétricos, respectivamente y λ es la latitud. En 1988 McFadden et al. demostró que para valores de $a=0.26 \pm 0.2$ y $b= 1.8 \pm 0.7$ proporcionan un buen ajuste para el conjunto de datos de doble polaridad de los últimos cinco millones de años.

Hasta este momento los modelos propuestos permiten determinar la dispersión media del CMT sin embargo no generan una distribución de los vectores del campo, lo que es esencial para las mediciones paleomagnéticas puesto que fruto de la comparación de las direcciones observadas en cada muestra y la comparación con dichos vectores es como se puede llegar a determinar la edad del objeto de estudio.

En 1988 Constable y Parker (1988) publican un modelo llamado CP88 el cual considera que las variaciones seculares son dependientes del tiempo, consideran a su vez una distribución Gaussiana para los vectores del campo. En el mismo año MacFadden et al (1988) señalan que los coeficientes de Gauss son antisimétricos ceca del ecuador y contribuyen más fuertemente a la dispersión del campo a mayor latitud que las que son simétricas en el ecuador. Para mejorar el modelo de variación paleosecular fueron

necesario realizar una compilación de observaciones paleomagnéticas, con base en ello Quidelleur y Courtillot (1966) modifican el modelo CP88 disminuyendo la varianza en el término σ_2^0 (simétrico) e incrementando la varianza en el término σ_2^1 (antisimétrico), Constable y Johnson (1999) incorporan variaciones en el dipolo axial y en los coeficientes de Gauss del cuadrupolo no axial. Las anteriores modificaciones dan mayor peso al dipolo axial.

En contraste los modelos estadísticos más recientes como el TK03 de Tauxe y Kent (2004) ponen énfasis en los coeficientes antisimétricos de Gauss (incluyendo el dipolo axial) en relación con todos los simétricos.

En la actualidad se cuentan con los modelos estadísticos de Constable y McFadden (2007) y Tauxe et al. (2008).

Debido a que el campo magnético cambia su polaridad en el tiempo; el Norte magnético se torna Sur magnético y viceversa, una roca magnetizada en presencia de un campo con la misma polaridad que la actual (polaridad Normal) presentará una dirección de magnetización antipodal a la magnetización presente en una que fue magnetizada en presencia de un campo geomagnético de polaridad invertida.

Como la magnetización remanente de las rocas refleja el campo magnético existente durante su formación, la información acerca de las características y cambios del campo geomagnético pueden ser obtenidos de este modo. Cuando las variaciones pasadas del CMT han sido bien establecidas, el fechamiento paleomagnético puede ser tan preciso como los métodos radiométricos de datación absoluta. El método utiliza una serie de relaciones con modelos de Curvas de Variación Paleosecular (CVP) con datos disponibles en la literatura y tratamientos estadísticos que permiten generar CVP sintéticas para lugares que no cuentan con datos suficientes, así como crear una CVP propia de los lugares en donde la cantidad de datos lo permita.

Esta técnica pretende establecerse como un método alternativo y casi único para datar lavas recientes formadas hasta los 14,000 años A.C. y el presente, ubicadas a finales de la Época Pleistocena y abarcando de manera significativa toda la Época Holocena. Además es posible definir la polaridad imperante y de éste modo ubicarlas dentro de sus escalas de tiempo correspondientes: la Escala de Tiempo de Polaridades Geomagnéticas (ETPG) y la Escala de Tiempo Geológico (ETG).

Haciendo una comparativa con los métodos radiométricos, el fechamiento por K/Ar y Ar/Ar tiene la restricción de su vida media, la cual está definida en intervalos de Millones de Años. Del mismo modo la Termoluminiscencia abarca intervalos hasta 1 Millón de años, con una precisión cercana al 5% y es comúnmente utilizada para fechamientos de artefactos arqueológicos. Considerando el intervalo de edad (14000 años) la datación por C^{14} es el método que podría aplicarse en estas rocas, sin embargo existe la restricción de que sólo puede ser utilizado para fechar el carbono asociado a la formación rocosa y no a la lava directamente, el método se restringe a organismos biológicos. Mientras que la metodología que paleomagnética aplicada en este trabajo pretende fechar el momento preciso de la formación de la lava.

En México, los estudios sobre el CMT han venido evolucionando de manera significativa. Utilizando los remanentes magnéticos de las rocas arqueológicas y volcánicas recientes, se han comenzado a aportar datos importantes sobre las condiciones que predominaban al momento de la formación de la roca volcánica, o la fabricación de alguna cerámica, ladrillo o artefacto arqueológico.

Dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), existen campos volcánicos que surgen como candidatos específicos para poder utilizar el método paleomagnético así como otros aparatos que no pertenecen a ningún conjunto de volcanes, pero que tuvieron una actividad reciente y que ayudarán a definir la CVP para las diferentes regiones.

El Complejo Volcánico Ceboruco en Nayarit y Jalisco, representa una excelente oportunidad para poder aplicar esta técnica paleomagnética, ya que presenta vulcanismo reciente en varios sectores así como numerosas edades radiométricas disponibles y descripciones detalladas de los eventos eruptivos, en particular dentro del intervalo de edad que comprende el modelo paleomagnético.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES DEL CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA CMT

1.1 El campo magnético de la Tierra

Nuestro planeta está rodeado por un campo magnético, este es el resultado de la superposición de contribuciones que tienen diferentes orígenes. Estas contribuciones en principio se pueden considerar de manera separada, cada una de ellas correspondiendo a diferentes fuentes:

- a) El campo principal, generado en el núcleo de la tierra el cual actúa como un geodínamo.
- b) El campo de la corteza, generado por rocas magnetizadas localizadas en la misma.
- c) El campo externo, producido por corrientes eléctricas que circulan la ionosfera y la magnetosfera, debido a la interacción de la radiación solar electromagnética y el viento solar que impactan el campo magnético de la tierra.

El campo magnético resultado de procesos de inducción electromagnética generados por corrientes eléctricas inducidas en la corteza del manto superior por campos magnéticos externos de variación temporal.

Comenzaremos por analizar las partes más estables del campo magnético de la tierra (partes a y b). Siguiendo el procedimiento utilizado por Gauss quien fue el primero en introducir el análisis de la distribución espacial del potencial del campo magnético. Después estudiaremos las variaciones temporales. De hecho el campo magnético no solo demuestra una estructura espacial peculiar, principalmente determinadas por las contribuciones a y b, sino que continuamente cambia en el tiempo. Estas variaciones que tienen diferentes orígenes pueden ser divididas para su estudio en dos clases: de largo plazo y de corto plazo. Las de largo plazo se les denomina generalmente variaciones seculares, que pueden ser detectadas después de 5 a 10 años o más mientras que las de

corto plazo son de origen externo a la Tierra y son detectadas en pequeñas ventanas de tiempo, éstas duran solo algunas fracciones de segundo generalmente y no alcanzan más de algunos pocos años (estas son esencialmente incluidas en las contribuciones c).

1.2 Elementos del campo magnético Terrestre

El campo magnético terrestre puede suponerse, a primera aproximación, como el campo producido por un enorme dipolo magnético situado en el núcleo de la Tierra, aunque no exactamente en su centro. El vector \mathbf{F} del campo magnético producido por este dipolo puede ser descompuesto en la superficie de la Tierra en tres direcciones, considerando el punto de medición como el origen de un sistema de referencia cartesiano, el eje X en el meridiano geográfico dirigido hacia el norte, el eje Y en el paralelo geográfico dirigido hacia el este y el eje Z paralelo a la vertical en el punto y con sentido positivo hacia abajo. Entonces tenemos que

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}; \quad \sqrt{X^2 + Y^2} = H, \quad (1.1)$$

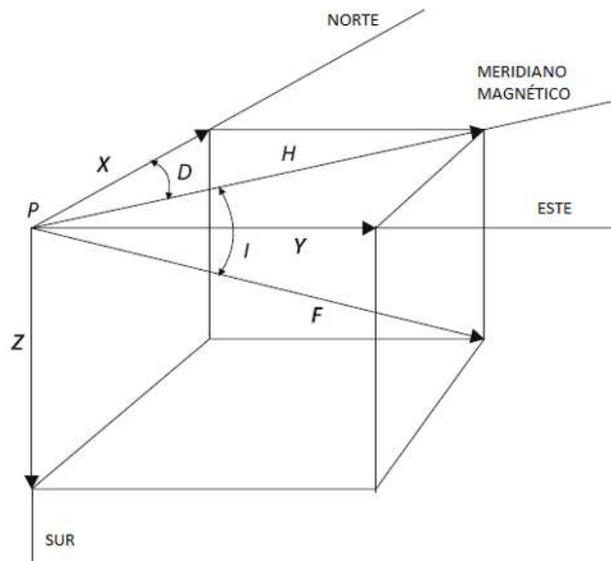


Figura 1. Descripción de los elementos del campo magnético. D es la declinación, I la inclinación y H la intensidad del campo geomagnético.

donde $H_{x,y}$ es la componente horizontal. Las componentes angulares pueden ser obtenidas introduciendo dos ángulos, donde I es la inclinación del vector \mathbf{F} con respecto del plano horizontal, y D la declinación, la cual es el ángulo entre H, la componente

horizontal de \mathbf{F} y la componente X , a lo largo del meridiano geográfico. Así pues podemos definir las siguientes relaciones:

$$H = F \cos I; \quad Z = F \sin I; \quad Z = H \tan I; \quad X = H \cos D; \quad Y = H \sin D. \quad (1.2)$$

Tres de estas ecuaciones son suficientes para determinar el campo magnético de la tierra. Representando la Tierra como una esfera y asumiendo que el campo es generado por un dipolo posicionado en su centro, podemos visualizar una nueva geometría donde el eje del dipolo atraviesa el centro de la Tierra, llamado eje geomagnético, en el punto P que se encuentra en la superficie (lo que anteriormente llamamos \mathbf{F}_t y \mathbf{F}_r) es ahora las componentes horizontal y vertical del campo del dipolo geomagnético

$$H = F_t; \quad Z = -F_t; \quad \sqrt{X^2 + Y^2} = F^2 \quad (1.23)$$

De donde las líneas de fuerza del dipolo que serán denotadas por una función $r=r(\theta)$, pueden ser derivadas de

$$\frac{Z}{H} = \frac{dr}{rd\theta} = 2 \frac{M \cos \theta}{M \sin \theta} = 2 \cot \theta, \quad (1.4)$$

Más aun

$$\frac{dr}{rd\theta} = 2 \frac{\cos \theta}{\sin \theta}; \quad \frac{dr}{r} = \frac{2 \cos \theta d\theta}{\sin \theta} = 2 \frac{d(\sin \theta)}{\sin \theta}, \quad (1.5)$$

$$\ln r = 2 \ln(\sin \theta) + C \rightarrow r = r_e \sin^2 \theta; \quad r_e = C, \quad (1.6)$$

donde r_e es el radio ecuatorial de la tierra. Esta representación analítica de las líneas de fuerza del campo es muy útil cuando se desea representar el campo magnético fuera del planeta, la llamada magnetósfera.

La unidad de medida del campo magnético de la tierra es usualmente expresada en términos del vector de inducción \mathbf{B} (Tesla). En la superficie del planeta la magnitud del campo varía en magnitud principalmente con la latitud para darnos una idea éste varía desde los 20 000nT (10^{-9} T) hasta 68 000nT desde el ecuador hasta los polos.

Actualmente se conoce la morfología del campo magnético terrestre (CMT) mediante los observatorios terrestres, los marinos, y los satélites. Este conocimiento ha permitido elaborar cartas magnéticas de declinación, inclinación e intensidad. Las cartas de igual declinación se llaman isógonas; las de igual inclinación, isóclinas y las de igual intensidad de campo, isodinámicas, (figura 2).

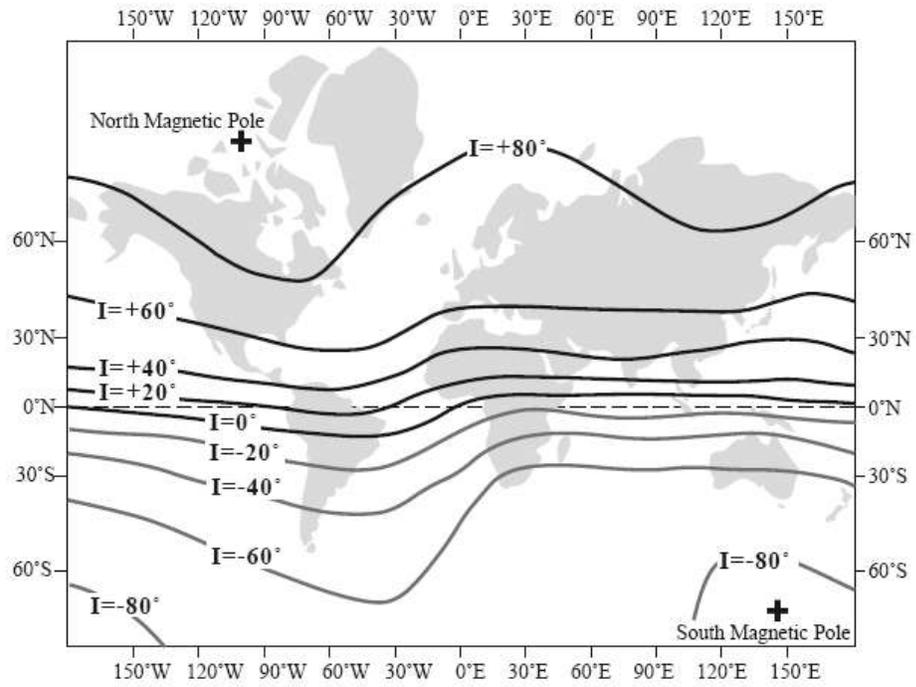


Figura 2. Carta de líneas isóclinas del campo magnético de la Tierra, los contornos representan líneas de campo de igual inclinación, Merrill et al. 1996.

CAPÍTULO 2

FUNDAMENTOS DE PALEOMAGNETISMO

2.1 Hipótesis de paleomagnetismo

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

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

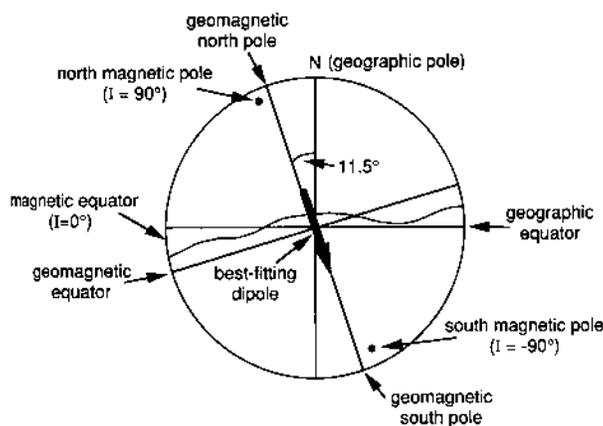


Figura 3. Modelo del dipolo geomagnético axial central.

Se ha observado que el CMT presenta inversiones frecuentemente en el transcurso de tiempos geológicos. El conocimiento detallado sobre el origen de este fenómeno natural

es aún tema de debate entre los paleomagnetistas y algunos físicos sin embargo la compilación de datos paleomagnéticos terrestres nos muestra que:

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

2.2 Origen del Campo magnético de la Tierra (Modelo del Dínamo)

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

En la actualidad existen dos modelos de dínamo tridimensionales publicados y con aceptación (Glatzmaier & Roberts, 1995; Kuang y Bloxman, 1997) ambos tienen un campo muy similar en la superficie de la Tierra pero presentan diferencias sustanciales en el campo que se genera en el núcleo. Por tal motivo han sido minuciosamente revisados y criticados ya que suponen hiperviscosidad en el núcleo exterior o su equivalente hiperdifusividad magnética y que en escalas de tiempo grandes terminan siendo amortiguadas. Este es el caso de todos los modelos de dínamo actuales que, aunque de distinta forma, parten de suposiciones poco realistas sobre la estructura de la Tierra sin embargo estos modelos han permitido ir refinando dichas suposiciones y hacer algunas conclusiones más realistas para la posible solución del Dínamo terrestre.

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

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{U} \times \mathbf{B}) + \nu_m \nabla^2 \mathbf{B}. \quad (1.7)$$

Ecuación de Inducción magnética

Esta ecuación describe como el campo magnético \mathbf{B} cambia en el tiempo debido a los procesos de difusión y advección. El segundo término del lado derecho de la ecuación (1.7) describe el proceso de difusión en donde

$$\nu_m = \frac{1}{\mu_0 \sigma}, \quad (1.8)$$

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

El teorema de Alfvén establece que en el caso límite donde la difusión puede ser ignorada, puede considerarse que el campo magnético se encuentra “congelado” en el fluido, lo que conocemos como la aproximación del campo congelado. Con esta aproximación un torcimiento rotacional del fluido podrá arrastrar las líneas de campo poloidal hacia una configuración toroidal (figura 4). La energía requerida para este proceso proviene de la energía cinética del fluido, es decir del campo de velocidades. Dicho proceso es inadecuado ya que no es capaz de producir un Dínamo auto sustentable debido a que el campo toroidal no se observa en la superficie de la Tierra y el campo poloidal no presenta cambios.

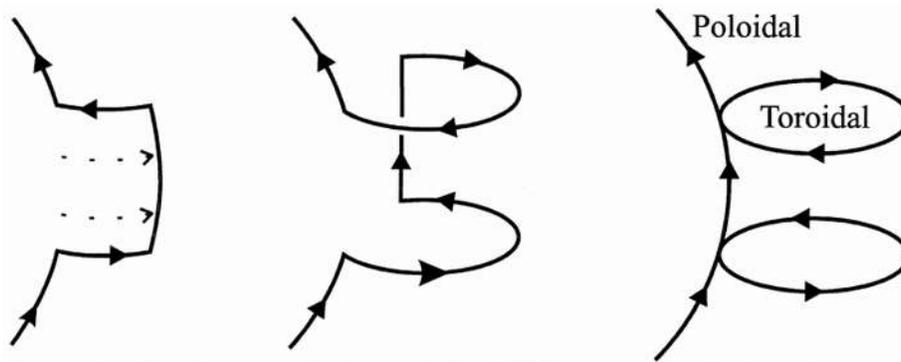


Figura 4. Ilustración de la aproximación de campo congelado en donde un campo poloidal es torcido hacia uno toroidal.

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

Es posible obtener información acerca del tiempo de una inversión a partir de la teoría del modelo de Dínamo, el teorema de Cowling establece que un campo magnético axisimétrico no puede mantenerse y en consecuencia decaerá en el tiempo. Se han hecho algunos intentos para refutar este teorema pero ahora se sabe que es válido para condiciones muy generales que incluyen flujos no estacionarios de fluidos incompresibles. Como consecuencia aparece la posibilidad del decaimiento libre ($U = 0$ en la ecuación de inducción magnética (1.7)). Tal posibilidad sucede si el campo magnético ocasionalmente evoluciona a un estado de simetría radial en el cual el teorema de Cowling es aplicable o si allí simplemente existe un hueco en donde no hay convección, si se desea calcular el tiempo de decaimiento libre es necesario suponer que el manto terrestre es un aislante (en realidad es semiconductor) y suponer un valor de la conductividad eléctrica del núcleo (aunque ésta es bien conocida por los sismólogos) con una conductividad muy baja será difícil de que se tenga la energía suficiente para mantener el Dínamo, por lo que es de esperarse que sea un valor muy alto, lo que es compatible con las observaciones

sismológicas y con la suposición de que el núcleo se forma principalmente de hierro y níquel.

Ya con esto en mente las estimaciones para el decaimiento libre del campo dipolar se encuentran dentro del intervalo de los 15 a los 30 mil años, así mismo, en el modelo de decaimiento libre la intensidad decrecerá en el mismo intervalo y subsecuentemente se incrementará por un proceso en un intervalo de tiempo que no es posible calcular sin un modelo específico del dínamo que contemple a las inversiones. McFadden y Merrill 1999 hacen una comparación en los tiempos de decaimiento libre y la duración de la inversión y encuentran que el segundo es significativamente menor y sugieren, con el apoyo de datos paleomagnéticos, que es un proceso dinámico todo el tiempo. Así que se puede decir que la respuesta a la primer pregunta es si, y el primer ejemplo de esto es la duración de la inversión.

Aunque aparece ahora una nueva pregunta: ¿qué tan rápido puede invertirse el campo magnético por un proceso dinámico? Usualmente se supone que el campo magnético puede cambiar tan rápido como se lleva a cabo el proceso de advección y se ha estimado (Gubbins y Roberts, 1987) que para el núcleo es del orden de 10^{-4} ms^{-1} . Lo siguiente es entonces utilizar este valor para hacer una estimación del tiempo mínimo para una inversión y se ha encontrado que es del orden de 10^2 años si la advección se lleva a cabo en una escala de 100km. Ya en los modelos específicos de dínamo que presentan inversiones apoyan la sugerencia de que la advección juega el papel dominante en el tiempo que dura la inversión y que se llevará a cabo dentro de un intervalo de algunos cientos a miles de años, por ejemplo el modelo de Glatzmaier y Roberts; 1995. Algunas de las objeciones que se le hacen a estos tiempos son las siguientes: la velocidad del núcleo puede cambiar sustancialmente durante una inversión, o el proceso dinámico puede ser completamente diferente e involucrar fenómenos como las ondas planetarias, también se puede considerar que las ondas MHD pueden modificar al campo magnético del núcleo en tiempos extremadamente rápidos, por lo que hasta ahora no se ha podido hacer una estimación teórica rigurosa del tiempo de una inversión, sin importar el modelo de que se trate.

2.3 El esférico armónico y el C.M.T.

Para poder demostrar que el campo magnético de la tierra se aproxima por un dipolo magnético es necesario retomar las ecuaciones fundamentales de la teoría

electromagnética e introducir el análisis del esférico armónico. Recordemos que de las ecuaciones de Maxwell tenemos que para el campo magnético

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (1.9)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu \left(\mathbf{I} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right), \quad (1.10)$$

donde \mathbf{I} es la densidad de corriente eléctrica, \mathbf{D} es la inducción dieléctrica y μ la permeabilidad magnética. En un espacio donde no hay superficies discontinuas y corrientes eléctricas, se puede asumir que \mathbf{B} se puede obtener a partir de un potencial V

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0, \quad (1.11)$$

$$\mathbf{B} = \nabla V, \quad (1.12)$$

$$\nabla \cdot (-\nabla V) = \nabla^2 V = 0, \quad (1.13)$$

la ecuación 1.13 es llamada el Laplaciano de V la cual en coordenadas rectangulares se escribe como sigue

$$\nabla^2 V = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0, \quad (1.14)$$

el cual en coordenadas esféricas resulta en

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0. \quad (1.15)$$

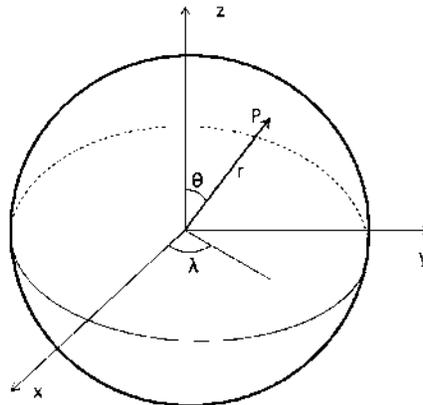


Figura 5. Coordenadas esféricas para un punto P en la superficie de la Tierra, r es la distancia desde el centro del planeta, θ la colatitud y λ la longitud.

A las funciones que satisfacen la función $V=V(r,\theta,\lambda)$ se les conoce como funciones armónicas.

Las soluciones para el potencial en el Laplaciano pueden ser obtenidas por las técnicas llamadas análisis del esférico armónico (SHA por sus siglas en inglés). La idea es poder escribir tres ecuaciones ortogonales que estén escritas en términos de una sola variable.

Como λ varía de 0 a 2π es necesario incluir en el cálculo funciones que sean periódicas. Es común para este tipo de derivación hacer una expansión en series de Fourier para λ . Mientras que para θ se utiliza la función Smith casi normalizada. Lo anterior mencionado es equivalente a utilizar las funciones de Legendre $P_{n,m}(\theta)$, salvo un factor de proporcionalidad.

Las funciones de Legendre se definen por la siguiente ecuación

$$P_{n,m} = \text{sen}^m \theta \frac{d^m P_n(\theta)}{d(\cos \theta)^m}, \quad (1.16)$$

donde n denota el grado y m el orden. Para $m=0$ la ecuación 1.16 se reduce a las ecuaciones zonales estándar:

$$P_n = \frac{1}{n!2^n} \frac{d^n}{d(\cos \theta)^n} (\cos^2 \theta - 1)^n, \quad (1.17)$$

A continuación se muestran los primeros 4 términos de esta expansión, los cuales representan las variaciones latitudinales del campo magnético

$$P_0 = 1,$$

$$P_1 = \cos \theta,$$

$$P_2 = \frac{1}{2}(3\cos^2 \theta - 1),$$

$$P_3 = \frac{1}{2}(5\cos^3 \theta - 3\cos \theta),$$

$$P_4 = \frac{1}{8}(35\cos^4 \theta - 30\cos^2 \theta + 3),$$

Las funciones Smith usadas en geomagnetismo son polinomios de Legendre casi normalizados, las cuales difieren sólo en un factor de proporcionalidad.

En la superficie de la Tierra una solución a la ecuación de Laplace debe incluir las dos posibilidades para que se genere el campo magnético y el potencial asociado, este puede ser original en el interior o el exterior del planeta. Esto implica que las fuentes externas que generan el campo deben adicionarse a los generados en el interior. Además para que se cumplan las condiciones de frontera de la ecuación de Laplace es necesario que estos campos externos se generen a grandes distancias de la Tierra, también es necesario que la magnitud decrezca cayendo a cero en el centro. Para que esto pueda suceder se puede incluir una variable radial $\left(\frac{r}{a}\right)^n$, por el contrario para que el campo se pueda decaer con la distancia y se anule en el infinito podemos incluir el término $\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}$.

La expresión general para el potencial que incluye las consideraciones antes mencionadas será la siguiente

$$V = a \sum_{n=1}^{\infty} \left(\left(\frac{r}{a} \right)^n T_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^i \right), \quad (1.18)$$

donde las funciones T_n^e (externas) y T_n^i (internas) son representadas por el producto de dos funciones angulares para la latitud y longitud. Estas funciones llamadas funciones esféricas armónicas $T_n(\theta, \lambda)$ están dadas por la ecuación

$$T_n = \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda) P_n^m, \quad (1.19)$$

donde g_n^m y h_n^m son las expansiones de los coeficientes del potencial magnético, que en geomagnetismo son llamados coeficientes de Gauss.

Las derivadas espaciales del potencial V se pueden definir de la siguiente manera:

$$X = \frac{\partial V}{r \partial \theta}; \quad Y = \frac{-\partial V}{r \sin \theta \partial \lambda}; \quad Z = \frac{\partial V}{\partial r}. \quad (1.20)$$

En la superficie del planeta para $r=a$, las derivadas anteriores se pueden reducir a

$$X = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{dP_n^m}{d\theta} (g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda), \quad (1.21)$$

$$Y = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m (m g_n^m \sin m\lambda - m h_n^m \cos m\lambda), \quad (1.22)$$

$$Z = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_n^m \left((n g_n^{me} - (n+1) n g_n^{mi}) \cos m\lambda + (n h_n^{me} - (n+1) h_n^{mi}) \sin m\lambda \right), \quad (1.23)$$

en las expresiones anteriores podemos observar los términos g_n^{me} , g_n^{mi} , h_n^{me} y h_n^{mi} , estos son los llamados coeficientes de Gauss y representan las dos posibles contribuciones del campo magnético, interno y externo.

Si consideramos ahora la expansión del potencial para $n=1$ la ecuación que determina a V en la superficie del planeta será para cada punto $P=P(\theta, \lambda)$

$$V_1 = \frac{a^3}{r^2} (g_1^0 P_1^0 + g_1^1 P_1^1 \cos \lambda + h_1^1 P_1^1 \sin \lambda), \quad (1.24)$$

y como ya hemos visto las funciones $P_1^0 = \cos \theta$ y $P_1^1 = \sin \theta$, entonces la expresión anterior se puede reescribir de la siguiente forma

$$V_1 = \frac{a^3}{r^2} (g_1^0 \cos \theta + g_1^1 \sin \theta \cos \lambda + h_1^1 \sin \theta \sin \lambda). \quad (1.25)$$

Para darnos una idea de las contribuciones del campo interno y externo, se sabe de los datos obtenidos desde 1830 hasta el día de hoy que la amplitud de la componente externa del coeficiente g_1^0 con respecto de la interna es de apenas el 0.2%, mientras que para el g_1^1 y el h_1^1 es de tan sólo el 2%, lo que implica el campo en la superficie es mayormente generado por fuentes internas.

Este tipo de representaciones resultan un tanto ambiguas, ya que si en el hipotético caso de que el campo fuese conocido sobre toda la superficie de la Tierra, no sería posible determinar con unicidad a las fuentes que lo generan ya que existen una infinidad de combinaciones que proporcionarían la misma respuesta. Lo interesante de los armónicos esféricos es que explotan esta ambigüedad y se modela al campo magnético terrestre interno suponiendo que sus fuentes se encuentran exactamente en el centro. Estas fuentes son conocidas como el dipolo (armónico de grado 1), cuadrupolo (armónico de grado 2), octupolo (armónico de grado 3) etcétera. Por ejemplo, la suposición del campo magnético en la superficie de la Tierra sea creado por un enorme imán en la corteza debajo del polo norte puede modelarse por armónicos esféricos con un número infinito de fuentes magnéticas en el centro de la Tierra. A pesar de que ésta es la más sencilla de las simplificaciones, es muy útil ya que nos ofrece una descripción matemáticamente muy manejable, es decir un conjunto de ecuaciones completo y ortogonal (ver figura 6). Las fuentes internas del campo magnético presentan una dependencia radial del campo que varía con la distancia del centro r de la forma: $r^{-(n+1)}$ donde n es el grado del armónico, lo que nos muestra que los armónicos de órdenes elevados son rápidamente atenuados hacia el exterior de la Tierra (r decrece) y sólo el campo dipolar prevalece (grado 1) por lo que es comúnmente dividido en una componente principal dipolar y componentes secundarias no dipolares. En la actualidad el campo tiene aproximadamente una configuración 80% dipolar y 20% no dipolar.

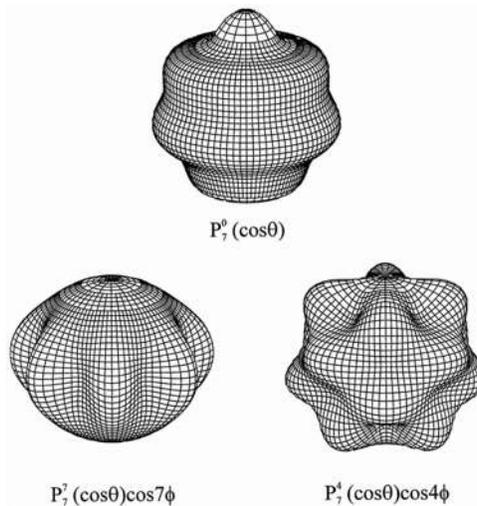


Figura 6. Armónicos esféricos de grado 7 y orden cero, 7 y 4 para el campo magnético potencial, Merrill et al. 1996.

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

2.4 Variaciones temporales del CMT

Las variaciones del campo magnético de la tierra se pueden dividir en dos clases, aquellas que tienen que ver con orígenes internos y aquellas que tienen que ver con un origen externo. Del estudio del resultado del esférico armónico está demostrado que las variaciones en una escala menor a 5 años son producidas generalmente por fuentes externas. Las variaciones temporales en una escala mayor a 5 años son llamadas variaciones seculares (SV por sus siglas en inglés) y son de origen interno. Las variaciones externas son por lo general vistas en observatorios y tienen que ver entre otros por ejemplo con los ciclos del Sol los cuales duran en promedio 11 años. Las SV pueden ser detectadas en observatorios, pero también pueden ser medidas en records arqueológicos o geológicos analizando muestras de rocas. Las variaciones de las amplitudes del CMT en las mediciones seculares pueden fluctuar en una zona de estudio desde unos cuantos nT/año hasta varias docenas de nT/año y desde algunos pocos minutos/año hasta varios minutos/año para la declinación e inclinación.

2.5 Variaciones seculares

Las variaciones seculares son claramente observadas en los datos de observatorios geomagnéticos cuando los datos correspondientes a varios años de uno o varios sitios son graficados en el tiempo.

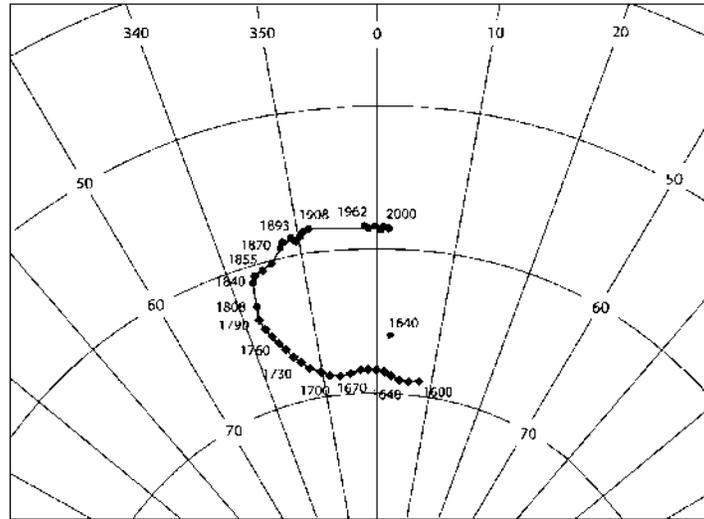


Figura 7. Variaciones seculares del campo magnético en Italia central. En el diagrama las variaciones de la inclinación y declinación son reportadas en una proyección estereográfica desde el año 1600 hasta el día de hoy.

Como ya se ha mencionado gran parte del conocimiento de la historia del CMT es producto del análisis proveniente del estudio de rocas magnéticas, llamado paleomagnetismo. Análisis precisos de rocas volcánicas o sedimentos de lacustrita (lagos evaporados por procesos naturales) han generado curvas llamadas de variación paleo secular. Ciertamente la precisión es menos que la de un observatorio, pero el estudio de estas rocas permiten realizar un análisis estadístico que permiten realizar extrapolación más allá de los tiempos observables.

2.6 Características de las Variaciones Seculares

Como resultado del estudio de muestras magnéticas se pueden determinar las principales características de las variaciones seculares las cuales se mencionan a continuación

- Resultados obtenidos de observaciones geomagnéticas de los últimos 400 años
- Un decremento principal anual del momento del dipolo de un orden del 0.05% del valor promedio el cual se ha acelerado en los últimos 40 años
 - Una precesión hacia el oeste del eje del dipolo de $0.08^{\circ}\text{yr}^{-1}$
 - Un desplazamiento hacia el norte del dipolo del orden de 2km yr^{-1}
 - Derrape hacia el oeste de un campo que no es producido por un dipolo de $0.2\text{-}0.3 \text{ yr}^{-1}$
 - Una variación de la intensidad del campo (incremento o decremento) de un campo de un rango cercano a los 10nT yr^{-1}

Resultados obtenidos del estudio de muestras arqueológicas y paleo magnetismo

- La información de muestras arqueológicas ni confirman en una forma clara el derrape hacia el oeste del campo y sugiere que ésta en realidad no es una característica permanente de las variaciones seculares
- El campo fluctúa en intensidad y tiempo, en promedio en tiempos mayores a 100 mil años esta fluctuación es dipolar, geocéntrica y alineada con el eje de rotación de la Tierra
- El campo invierte su polaridad en un rango que parece aleatorio. La polaridad permanece constante por periodos de tiempo de 100kyr hasta 1Myr.

2.7 Magnetismo de rocas y Parámetros magnéticos (aproximación macroscópica)

La intensidad del campo magnético (H) se define como el campo que aparece al hacer circular en una bobina de longitud infinita una corriente de un Ampere, en un círculo de un metro de radio se expresa en A/m.

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

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

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

2.8 Estados Magnéticos

El magnetismo en la materia es el resultado de las contribuciones de los momentos magnéticos elementales creados por el movimiento de los electrones en los átomos (el momento magnético de espín) y el desplazamiento orbital (el momento magnético orbital). Para un mineral, el momento magnético depende de la naturaleza de los átomos y su arreglo en la red cristalina. Antes de la aplicación de un campo magnético, el material que

no posea momento magnético atómico es diamagnético, si posee algún momento neto, puede ser paramagnético, ferromagnético, ferrimagnético y antiferromagnético, ver la tabla1.

Tabla 1. Descripción de los estados magnéticos

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

2.9 Minerales Magnéticos (Óxidos de hierro y titanio)

Los minerales portadores de magnetización remanente son ferrimagnéticos, estos son principalmente óxidos de hierro y de titanio, se representan en el diagrama ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂, (figura 8) y se agrupan en tres familias principales.

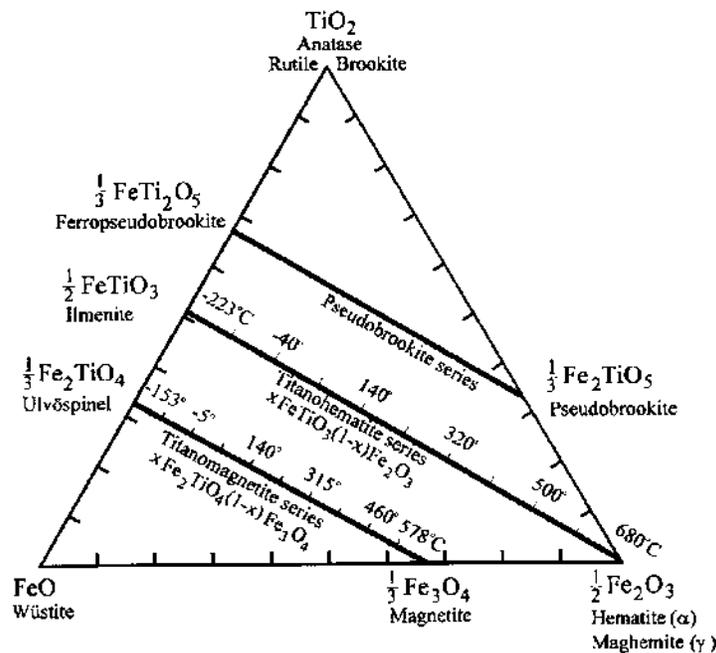


Figura 8. Diagrama ternario de los óxidos de hierro y titanio

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

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

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

2.10 Tipos de magnetización remanente

Magnetismo termo remanente (TRM): en arcillas y rocas que contengan un pequeño porcentaje de óxido de hierro, los granos de éste tienen una distribución isotrópica de la magnetización. Al someter estos materiales a altas temperaturas, las partículas se agitan permitiendo que éstas se orienten con respecto al norte magnético en

el proceso de enfriamiento lento. "La temperatura a la que el dominio puede revertir su dirección, conocida como temperatura de bloqueo, depende del tamaño del grano, su forma y su composición mineral" (Dunlop y Özdemir, 1996).

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

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

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

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

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

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

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

2.11 Dominios magnéticos

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

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

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

La formación de varios dominios dentro de un mismo grano hace disminuir la energía magnetostática ya que el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas es más pequeño y las cargas de signo opuesto están más cerca. Aunque dentro de cada dominio la magnetización siga siendo j_s' el grano adquiere en su conjunto una magnetización $j(j_s')$. Los diferentes dominios están separados por regiones conocidas como "paredes de Bloch" (figura 9) en las que los espines cambian gradualmente su dirección de la que es predominante en un dominio a la que es característica del adyacente. La pared tiene una energía finita y una anchura también finita. En concreto para la magnetita esta anchura es del orden de $0.1 \mu\text{m}$.

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

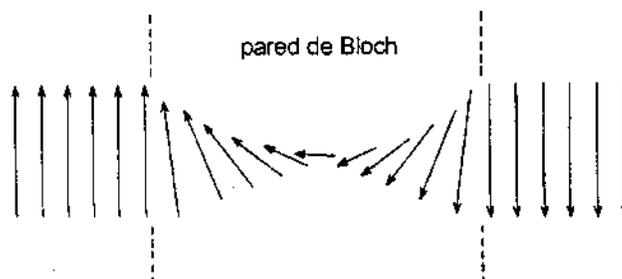


Figura 9. Diagrama de la pared de Bloch.

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

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

2.12 Susceptibilidad Magnética

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

2.13 Ciclo de Histéresis

En los materiales *ferromagnéticos*, las características de su magnetización se definen por su ciclo de histéresis. Este consiste en una respuesta de la magnetización a un campo que es aplicado en incrementos sucesivos hasta alcanzar la magnetización de saturación (M_s). Al disminuir el campo aplicado la magnetización disminuye por una curva diferente a

la que originó la saturación. Además en campo cero, el material conserva una cierta magnetización (M_r), que se destruirá al cambiar de sentido el campo magnético en el valor $-H_c$ que define la fuerza coercitiva. Si se continúa disminuyendo se llegará a una nueva saturación, para un campo $-H_s$; si de nuevo se aumenta el campo, cambiará el sentido y se completará el ciclo de histéresis (figura 10).

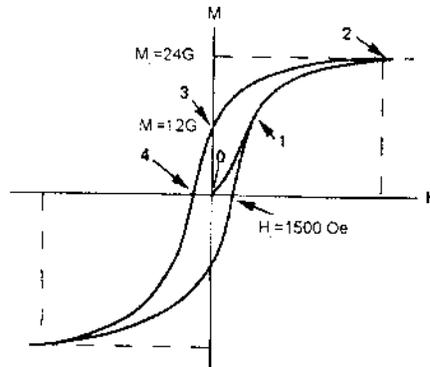


Figura 10. Ciclo de Histéresis

2.14 Tratamientos magnéticos

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

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

2.15 Representación de datos

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

El diagrama de Zijderveld (figura 11) es una proyección ortogonal que ayuda a visualizar la desmagnetización progresiva de la magnetización remanente durante la desmagnetización térmica o por campos alternos. La ventaja de este diagrama es que la intensidad de la magnetización es incorporada en él.

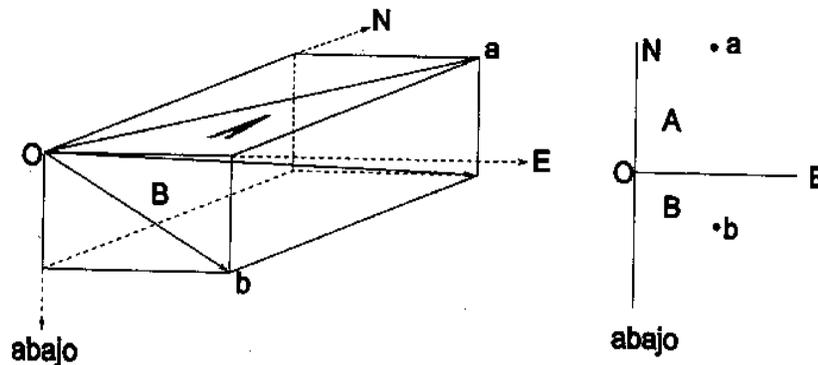


Figura 11. Diagrama de Zijderveld, Zijderveld, J.D., 1967

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

2.16 Métodos estadísticos en paleomagnetismo

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

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

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

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos\theta), \quad (2.1)$$

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

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

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin\theta d\theta d\xi, \quad (2.2)$$

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:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin\theta d\theta d\xi = 1.0, \quad (2.3)$$

la probabilidad $P_{d\theta}(\theta)$ de encontrar una dirección en una banda de ancho $d\theta$ entre θ y $\theta + d\theta$ está dada por:

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta)dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \sin\theta d\theta = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos\theta) \sin\theta d\theta, \quad (2.4)$$

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:

$$\theta_{50} = \frac{67.5^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{\kappa}}, \quad \theta_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{\kappa}}. \quad (2.5)$$

La dirección media puede calcularse mediante las expresiones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum m_i}{\sum l_i}, \quad (2.6)$$

$$I = \frac{\text{sen}^{-1} \sum n_i}{R}, \quad (2.7)$$

$$R = \sqrt{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2}, \quad (2.8)$$

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

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

$$\kappa = \left(\frac{N-1}{N-R} \right), \quad (2.9)$$

cuando es conocida la dirección verdadera, o

$$\kappa' = \frac{N}{N - R \cos \omega}, \quad (2.10)$$

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 esta caso es el llamado $\alpha_{95} = \alpha_{(1-p)}$ y está dado por la expresión:

$$\cos \alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{N} \left\{ \left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right\}, \quad (2.11)$$

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

2.17 Polos Paleomagnéticos

A partir de la figura (figura 12) sean (λ_s, ϕ_s) la latitud y longitud de un sitio dado y las del polo (λ_p, ϕ_p) , por lo tanto se forma un triángulo esférico con ápices (λ_s, ϕ_s) , (λ_p, ϕ_p) y el norte geográfico N. La colatitud (distancia angular desde el norte geográfico) del sitio es p_s , y la colatitud del polo magnético p_p .

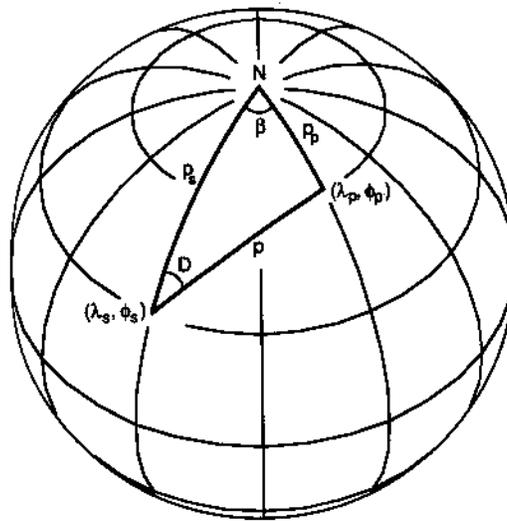


Figura 12. Determinación del polo geomagnético a partir de una dirección del campo magnético.

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

$$p = \cot^{-1}\left(\frac{\tan I}{2}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan I}\right), \quad (2.12)$$

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

$$\operatorname{sen} \lambda_p = \operatorname{sen} \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \operatorname{sen} p \cos \lambda_s D, \quad (2.13)$$

donde

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad \text{solo sí} \quad \cos p \geq \operatorname{sen} \lambda_s \operatorname{sen} \lambda_p, \quad (2.14)$$

o bien

$$\phi_p = \phi_s + \pi - \beta. \quad (2.15)$$

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

$$\frac{\operatorname{sen} p}{\operatorname{sen} \beta} = \frac{\operatorname{sen} p_p}{\operatorname{sen} D}, \quad (2.16)$$

de donde se puede despejar $\operatorname{sen} \beta$, sustituyendo la colatitud de p , finalmente β queda expresada como:

$$\beta = \operatorname{sen}^{-1} \left[\frac{\operatorname{sen} p \operatorname{sen} D}{\cos \lambda_s} \right], \quad (2.17)$$

donde: $-\pi/2 \leq \beta \leq \pi/2$.

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

$$dI_m = \alpha_{95} = dD_m \cos I_m, \quad (2.18)$$

que corresponde a un error en la colatitud dp

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) 2 \alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3 \cos^2 I_m} \right), \quad (2.19)$$

y un error en la dirección perpendicular al meridiano dada por

$$dm = \frac{\alpha_{95} \operatorname{sen} p}{\cos I_m} \quad (2.20)$$

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

2.18 Paleodirecciones esperadas para un sitio dado

Se desea obtener la dirección del campo para un sitio dado con coordenadas geográficas (λ_s, ϕ_s) debido a un campo geocéntrico axial, con polo en (λ_p, ϕ_p) . Los puntos, N Norte geográfico, S sitio y el polo P, forman un triángulo esférico y se desea determinar D_x (figura 13).

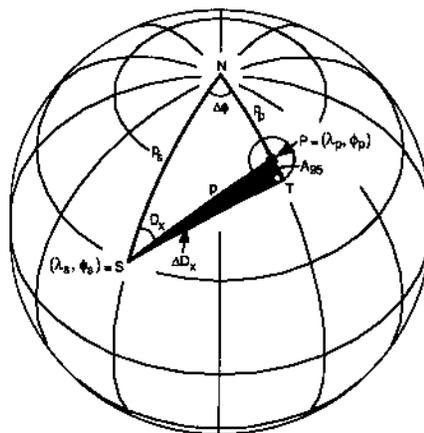


Figura 13. Geometría utilizada para la determinación del campo magnético esperado a partir de un polo magnético.

Aplicando la ley de los senos a SPN tenemos:

$$\cos p = \cos p_p \cos p_s + \sin p_s \cos \Delta \phi , \quad (2.21)$$

como

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

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

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

sustituyendo

$$\cos p = \sin \lambda_p \sin \lambda_s + \cos \lambda_p \cos \lambda_s \cos(\phi_p - \phi_s) . \quad (2.22)$$

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

$$I_x = \tan^{-1}(2 \cot p) . \quad (2.23)$$

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

$$\Delta I_x = A_{95} \left(\frac{2}{1 + 3 \cos^2 p} \right) , \quad (2.24)$$

de igual forma se determina la declinación esperada

$$\cos D_x = \frac{\sin \lambda_p - \sin \lambda_s \cos p}{\cos \lambda_s \sin p} , \quad (2.25)$$

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

$$\frac{\text{sen} A_{95}}{\text{sen} D_x} = \frac{\text{sen} p}{\text{sen} T} , \quad (2.26)$$

y como $T = \pi/2$, $\text{sen} T$ es 1.

CAPÍTULO 3

CONTEXTO REGIONAL VULCANOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO: CAMPO VOLCÁNICO SAN PEDRO

3.1 Descripción geográfica

Ceboruco es un volcán andesítico y dacítico cuaternario, el cual es localizado en el gravado Tepic- Zacoalco en la parte oeste del cinturón volcánico mexicano (TMVB por sus siglas en inglés), en lo que en la actualidad es el estado de Tepic. El cono principal está rodeado por jóvenes morfologías con lavas frescas que cubren los flancos norte y sur. El volcán esta coronado por múltiples domos en los cuales no crece la vegetación y por pequeños conos piro clásticos localizados en el interior de dos cráteres anidados en la cumbre, los cuales fueron creados en los últimos 1000 años. En el presente, leves fumarolas (con temperaturas menores a los 100 Celsius) son observables en unos cuantos puntos en la zona del cráter. Mientras que las primeras erupciones ocurrieron en la etapa final del periodo pleistoceno y holoceno, la última erupción de este volcán ocurrió en 1870, lo que lo vuelve de particular interés puesto que este fenómeno tiene poco tiempo de haber ocurrido, esta erupción fue documentada por Caravantes (1870), Iglesias et al. (1877) y Barrera (1931). Las erupciones del Ceboruco después de la erupción pliniana Jala (en los últimos 1000 años) son difíciles de datar por las técnicas de radio carbón, por esta razón es necesario recurrir al estudio de documentos históricos para evaluar los tiempos en los que sucedieron las erupciones más recientes.

En la vecindad del volcán diferentes tipos de estructuras mono magnéticas se han formado entre las que se encuentran 18 conos de escoria, 8 domos de lava silícica, y 2 conos piro clástico freato magmáticos.

El área alrededor de volcán ha sido habitada desde el año 300 aC (Bell, 1971; Zepeda et al., 1993), esto ha sido documentado por diversos estudios de zonas arqueológicas. En el presente cerca de 85 mil habitantes se distribuyen en los distintos municipios alrededor del volcán (censo INEGI 2005), de estos cerca de 35 mil permanecen en la inmediatez del mismo.

El área donde se localiza el volcán Ceboruco se caracteriza principalmente por tres dominios geológicos de gran escala, las cuales son la Sierra Madre Occidental (SMO) al noroeste, el Bloque de Jalisco (BJ) al sudoeste, y la parte occidental del Cinturón Volcánico Mexicano (TMVB), la cual separa la SMO del BJ.

La SMO es una planicie volcánica de aproximadamente 1000m de grosor, la cual está constituida por ignibritas y riolitas terciarias creada por diversas etapas de actividad volcánica, con la mayor cantidad de desplazamientos tectónicos ocurridos durante la etapa llamada “de las explosiones” (“*flare up*”) desde los 38 a los 18 millones de años antes de nuestra era (McDowell et al., 1990; Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernández, 2003). En la área del Ceboruco las ignibritas más jóvenes de la SMO (de aproximadamente 20 Ma) (Ferrari et al.,2000) florecen en las cercanías de Mexpan, otras partes son cubiertas por jóvenes silícicas y basáltica- ande síticas secuencias, de los cuales los rangos se encuentran entre los 4.7 y 3.8 Ma (Ferrari et al., 2000, 2003).

Al sudoeste la depresión ocupada por el Ceboruco es la elevación topográfica de la Sierra El Guamuchil (SEG), la cual es parte del BJ y consiste principalmente de riolitas e ignibritas y en menor cantidad dacitas y andesitas las cuales se dataron a 65 Ma (Ferrari et al., 2003). Al pie de la SEG ignibritas pertenecientes a la más joven secuencia de ignibritas y riolitas de la erupción Jala. El Bloque de Jalisco consiste de secuencias volcánicas y sedimentarias creadas por plutones en la etapa final del cretácico.

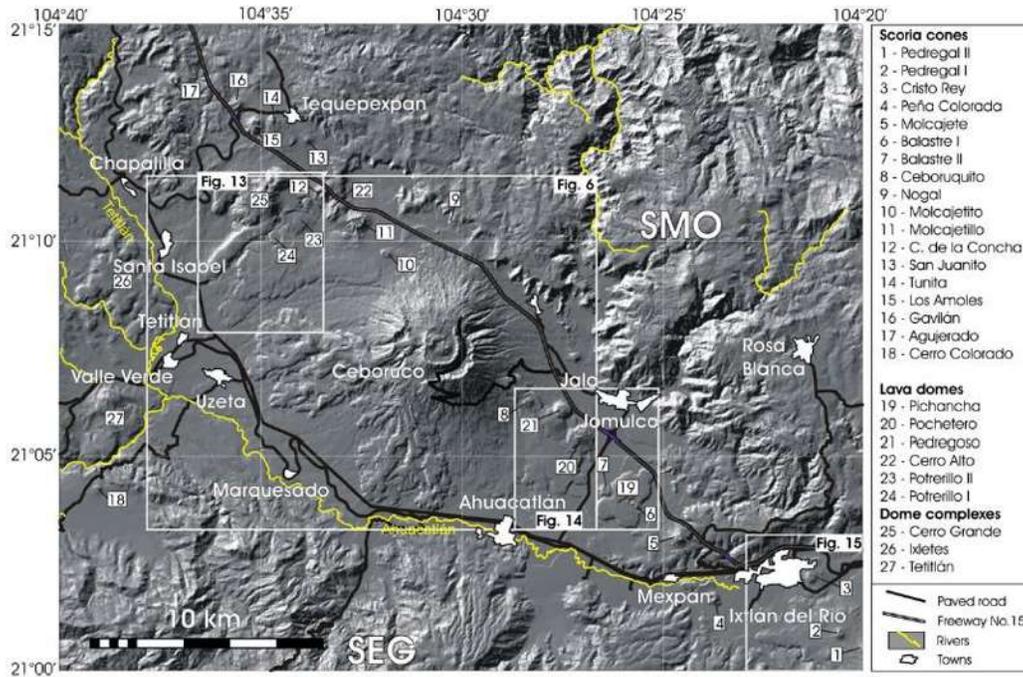


Figura 14. Mapa del relieve de la zona del volcán Ceboruco y estructuras mono magnéticas circundantes, tomado de Sieron y Siebe (2008).

Hay que comentar que los mejores afloramientos se encuentran cerca de la costa de Puerto Vallarta y Punta Mita, las cuales delinear la zona de estudio.

Se sabe que el grabado Tepic –Zacoalco separa la SMO del BJ, este es una extensión de un extenso sistema de grabados, grabados medios y fallas (e.g. Luhr et al., 1985; Nieto-Obregón et al.,1992;Allan,1986; Ferrari et al.,1994, 2000, 2003; Rosas-Elguera et al., 1996). El origen y extensión de esta estructura desde el norte del BJ ha sido muy

discutida recientemente, al respecto se han postulado dos ideas, la primera indica que la estructura extensional de sistemas de grietas marcan el principio de una separación futura del BJ del territorio mexicano principal, (similar a la separación de la península de Baja California), la segunda indica que las superposiciones de planos es el resultado del estrés acumulado entre las placas tectónicas.

El grabado asimétrico del Ceboruco es parte de una depresión de gran escala llamada el Grabado de Tepic –Zacoalco, el cual tiene una orientación de noroeste a sudoeste, junto con el grabado de Colima el cual tiene una orientación de norte a sur y el grabado de Chapala de este a oeste. La barrera del medio grabado del Ceboruco está marcada por una falla normal, con un corte escarpado en las secuencias de riolitas e ignibritas (Ferrari et al., 2002).

3.2 La erupción pliniana de Jala

Una erupción de tipo pliniana es aquella que se asemeja a la ocurrida en el monte Vesubio en el año 79 d.C., recibe el nombre en honor a Plinio el viejo quien falleció al acercarse a investigar la erupción. Este tipo de erupciones se caracterizan por un alto grado de explosividad logrando lanzar columnas de gases volcánicos cenizas y fragmentos hasta 30 km de altura, además de la emisión de grandes cantidades de pumita (piedra pómez, roca volcánica vítrea de baja densidad) y las continuas y muy extensas expulsiones de gases tóxicos.

La secuencia eruptiva pliniana de Jala fue descrita a detalle por Gardner y Tait (2000), quienes a su vez determinaron que fue expulsado un volumen de 3-4 km³ (DRE) de magma. La correlación entre los depósitos norte y sur fue establecida por Browne y Garden (2004). Procesos de erupción y formación de cráter fueron analizados por Chertkoff y Gardner (2004) y Browne y Gardner (2004,2005).

Una de las maneras de datar las erupciones en particular la pliniana es mediante la prueba de radio carbón. Las tres edades de radiocarbono publicadas por Nelson (1980) incluyen dos fechas obtenidas de muestras de carbón de la precipitación de ceniza de la erupción pliniana y la otra de una muestra de carbón asociada a un depósito de flujo piro clástico. Como resultado de estos estudios se tiene que las fechas de la erupción Jala se produjo alrededor de los 1055±85 y 1060±55 años antes de nuestra era, estudios anteriores arrojan tiempos de 1010±200 y 1030±200 años lo cual coincide aproximadamente con los resultados más recientes (Sieron, Siebe 2008). Las precipitaciones de ceniza de la erupción pliniana fueron principalmente distribuidas en el noreste, la mayor parte del flujo piro clástico fue depositado en el suroeste del volcán. En 1980 Nelson publicó un resultado de una pieza de carbono encontrada en un flujo piroclástico depositado entre el bloque del Marquesado y el abanico de ceniza el cual data de 1500± 300 años, lo cual crea incertidumbre. Los diferentes estudios arrojan un espacio

de tiempo que sitúan la erupción pliniana en diferentes momentos estos son: 960 ± 90 , 1055 ± 85 , 1060 ± 55 , 1010 ± 200 y 1030 ± 200 años antes de nuestra era.

3.3 Erupciones Documentadas

Una de las mejores referencias para el estudio histórico de las erupciones del volcán es la erupción pliniana que como ya sabemos podemos ubicar en 1060 ± 55 años antes de nuestra era, las relaciones estratigráficas indican que después de ésta se han producido siete flujos de lava mayores, las cuales fueron emitidas desde el domo y hacia los flancos, además de múltiples conos y domos de lava ubicados en la cima en las colindancias del cráter. Estas erupciones más recientes son difícilmente analizadas con la prueba de radiocarbono, por lo que es necesario recurrir a documentos históricos para poder datarlas.

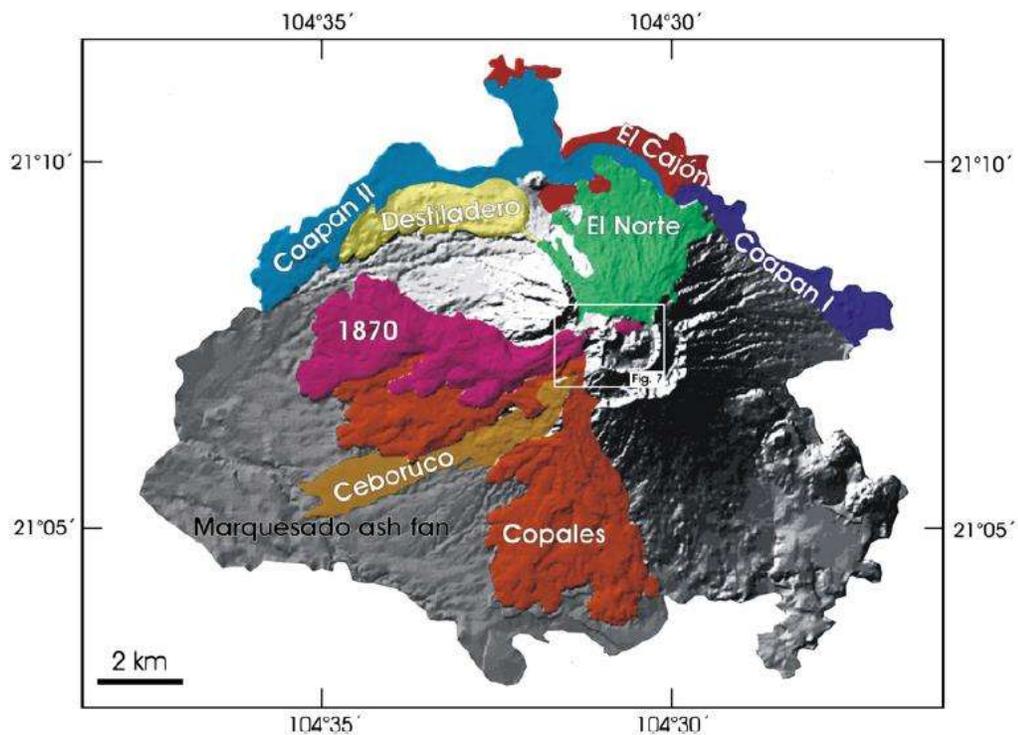


Figura 15. En el mapa se muestran los depósitos de lava de las erupciones consecuentes a la erupción pliniana de 1005 a. d. hasta 1870, (Sieron y Siebe , 2008).

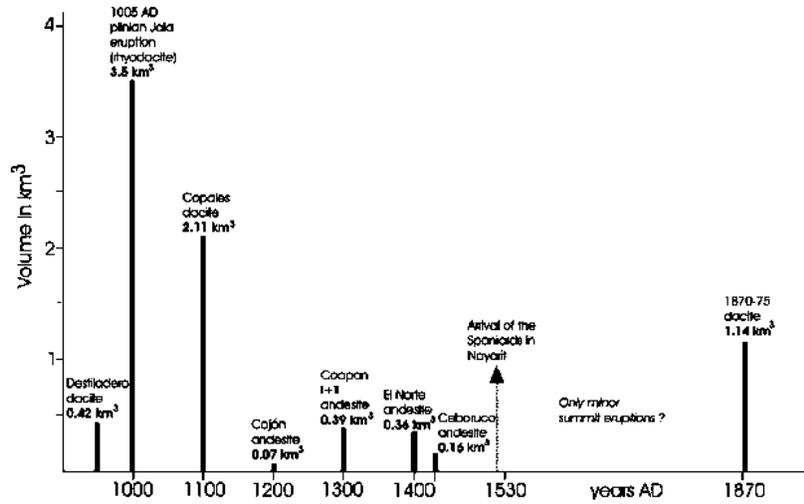


Figura 16. Gráfica de volúmenes emitidos durante las siete erupciones consecuentes a la erupción de Jala, Katrin Sieron, C. S., 2008.

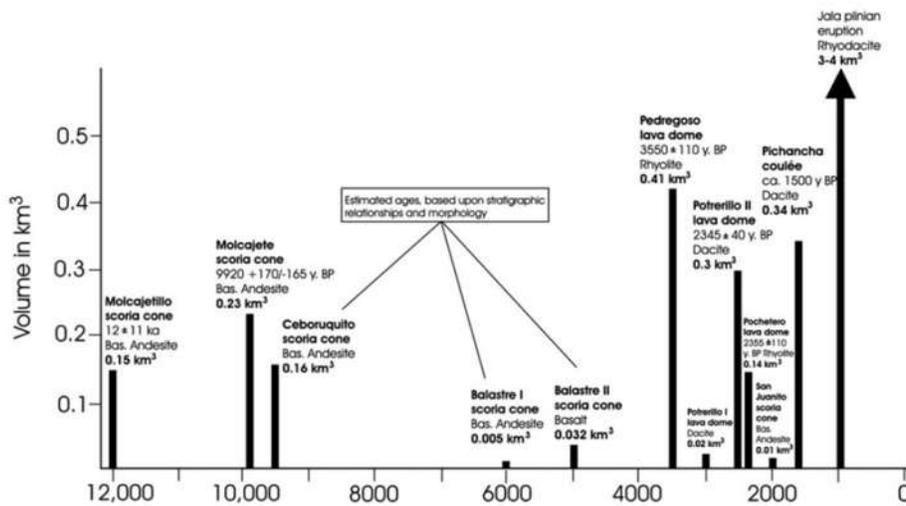


Figura 17. Gráfica de volúmenes emitidos hasta doce mil años antes de nuestra era (Sieron y Siebe, 2008).

El nombre prehispánico del volcán en lengua náhuatl era *Tonan* (Pérez-Verdía, 1951) lo cual significa “luz brillante como el sol” (Razo-Zaragoza, 1988), tiempo después fue renombrado por los españoles como Ceboruco, término utilizado en las islas canarias, el cual en español significa vericuerdo (terreno rugoso con obstáculos difíciles de superar) (López-Portillo y Weber, 1980; Razo-Zaragoza, 1988). Después de la conquista española algunas crónicas fueron escritas mayormente por soldados y clérigos entre ellos Fray Antonio Tello, Antonio de Ciudad Real, Lázaro De Arregui, y Everardo Peña-Navarro, los cuales documentaron diferentes eventos. Entre estos documentos se pueden leer relatos sobre terremotos, expulsiones de ceniza o desplazamientos de lava. Estos relatos han permitido crear una historia reciente de la actividad volcánica de la zona,

hasta el año de 1870 en el cual inicio un evento que duro al menos 5 años y que fue muy bien documentado.

3.4 La erupción de 1870

La erupción de 1870 fue la última erupción del volcán y la cual fue bien documentada, inicio el 23 de febrero de 1870 y se prolongó por cinco años hasta 1875 cuando todavía se podían observar pequeñas columnas de ceniza eruptiva las cuales alcanzaban intervalos de 10 min y desplazamientos de lava (García, 1875; Iglesias et al., 1877). Durante este periodo fueron emitidos 7.7 km de flujo de lava dacítica, la cual se derramo desde el cráter a lo largo de la barranca de “Los cuates”. En el año de 1872 el flujo de lava se había detenido, pero la inflación causo un lento pero continuo incremento de la altura de las masas de lava. Durante las primeras décadas del siglo veinte era posible observar aún fumarolas a lo largo del flujo de lava y el cráter.

Las primeras señales de reactivación del volcán fueron los ruidos subterráneos y actividad sísmica notificadas entre los años 1783 y 1832, los cuales fueron particularmente fuertes y causaron miedo entre los habitantes de Jala (Iglesias et al., 1877). Mientras que la datación exacta de señales claras de la activación del volcán difieren entre los diferentes autores pero es seguro que ocurrieron entre 15 y el 21 de febrero de 1870, algunas de estas señales incluyen ruido, actividad sísmica y vapor blanco que emanaba desde la zona del cráter en la cima del volcán.

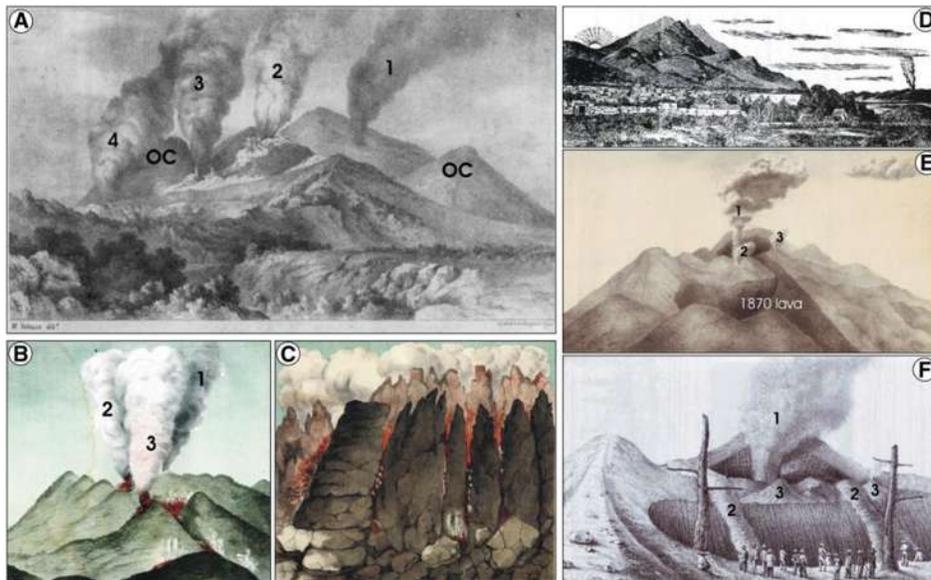


Figura 18. (A) litografía de José María Velasco 1870 vista desde el sur (B) y (C) De autor desconocido muestran el volcán Ceboruco desde el pueblo de Uzeta, (D) muestra una vista panorámica desde Tepic en el año 1875. (E) vista desde Los Encinos 1870. (F) litografía creada por los integrantes de la expedición del 20 de marzo de 1875, (Sieron y Siebe, 2008).

3.5 Sitios estudiados

Se recolectaron en total 47 núcleos paleomagnéticos estándar provenientes de cinco flujos independientes distribuidos en los alrededores del volcán Ceboruco (figura 19). Las muestras se obtuvieron con ayuda de una perforadora portátil de gasolina (figura 20). Los núcleos son de 1 pulgada de diámetro y de profundidad variable en función de la dureza de la roca. Las muestras fueron orientadas solar y magnéticamente con un orientador magnético ASC y una Brújula de precisión Brunton, registrando la Inclinación y el azimut en los que fueron extraídos los núcleos (figura 21). En la tabla 2 se muestran las coordenadas de los sitios y sus correspondientes edades determinadas mediante la prueba de radio carbón. Debido a que las rocas volcánicas (basaltos) registran con mayor fidelidad el campo magnético de la Tierra al momento de su formación, la estrategia de muestreo se basó en seleccionar aquellos sitios en donde la determinación de la edad se haya realizado en rocas de este tipo, estos sitios son los que se indican con un asterisco.

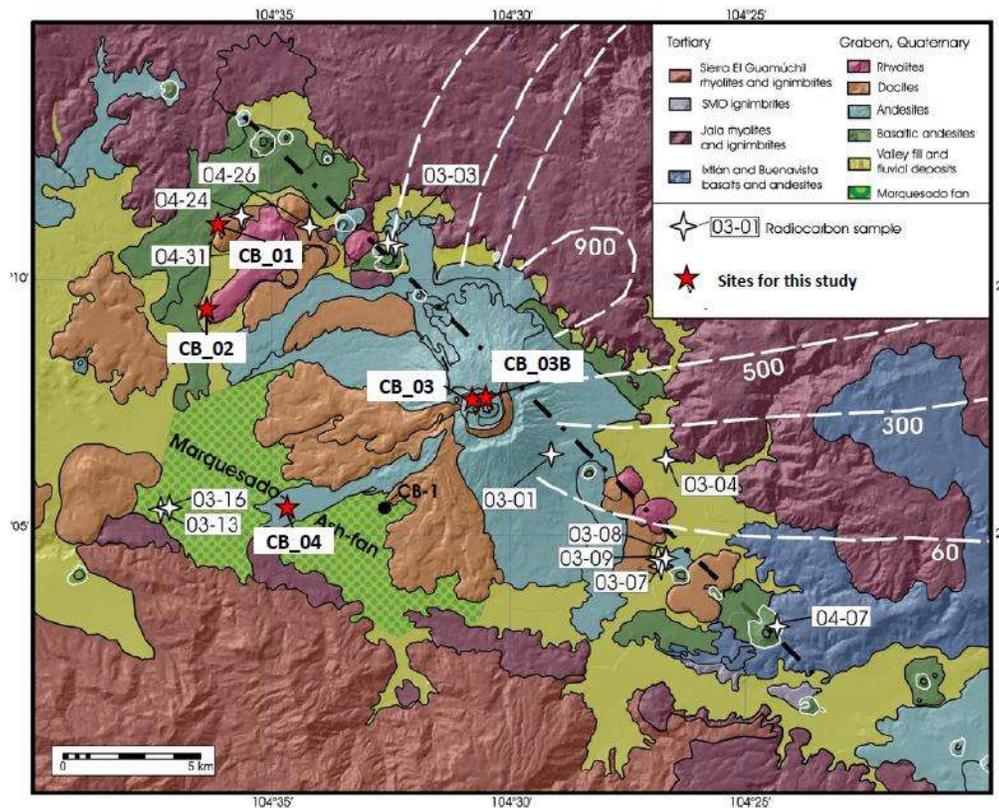


Figura 19. Las estrellas blancas indican la localización de los estudios realizados por la técnica de radio carbón, mientras estrellas rojas indican las localizaciones de los sitios donde fueron obtenidas las muestras para el presente estudio, modificado de Sieron y Siebe (2008).

Tabla 2. Coordenadas de sitios con edades obtenidas mediante el método de radio carbón según Sieron y Siebe , (2008), el * indica los sitios utilizados en este estudio.

Edad en años antes de nuestra era	Número de muestra	Latitud	Longitud	Altitud
960±90	04-24	21°11'12.6"	104°35'49.4"	1229 m
1055±85	03-03	21°10'42.2"	104°32'37.4"	1375 m
1200±35	03-01	21°06'37.2"	104°28'48.9"	1444 m
1280+85/-80	03-07	21°04'33.5"	104°26'51.0"	1040 m
1540±85	03-04	21°06'27.1"	104°26'57.0"	1100 m
1905±85	03-13	21°05'27.1"	104°37'15.8"	750 m
Edad en años antes de cristo	Número de muestra	Latitud	Longitud	Altitud
2345±40	04-26a	21°11'09.0"	104°34'07.0"	1337 m
2355±110	03-09	21°04'33.5"	104°26'51.0"	1040 m
3550±110	03-08	21°04'33.5"	104°26'51.0"	1040 m
9220+170/-165	04-07	21°03'05.8"	104°24'22.1"	1208 m
21,075+680/-625	03-13_2	21°05'27.1"	104°37'15.8"	750 m



Figura 20. Perforadora de núcleos modelo D261-C marca Stihl.



Figura 21. A) Orientación de muestras *in situ* con la Brújula, B) Detalle de la roca donde se obtuvieron las muestras del sitio CB4.

CAPÍTULO 4

EXPERIMENTOS DE LABORATORIO

4.1 Metodología de datación magnética.

La información sobre las características del CMT puede obtenerse a través de las rocas mediante procesos de desmagnetización por etapas.

La representación de los datos se hace en: diagramas ortogonales llamados “Diagramas de Zijderveld”; en “Proyecciones Estereográficas”. Por lo tanto, por medio de la desmagnetización de una colección de muestras, se pueden identificar las diversas magnetizaciones en Dirección e Intensidad. Partiendo de la premisa de que las magnetizaciones de la roca ocurren, tentativamente de acuerdo a la Dirección e Intensidad del campo presente al momento de su enfriamiento, es posible identificarlos a partir de los que se obtienen mediante los tratamientos magnéticos a los flujos de los diferentes sitios muestreados.

El procedimiento utilizado para la datación magnética, consta de tres métodos principales:

1. Preparación de muestras y procedimiento de laboratorio.
2. Procesamiento de las Paleodirecciones por flujo.
3. Datación de rocas utilizando el modelo, modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k

1. Preparación de muestras y procedimientos de laboratorio. Esta etapa consiste en la a) preparación de las muestras para las mediciones del laboratorio y b) la desmagnetización mediante campos alternos.

a) Preparación de muestras. Las muestras recolectadas en campo debidamente identificadas son cortadas en segmentos más pequeños, llamados especímenes, y posteriormente son marcados para identificar tanto la muestra de la que proceden como los datos de la orientación realizada en campo. Estos segmentos miden aproximadamente 2.2 cm de largo y 2.5 de diámetro (figura 22), obteniéndose así de tres a cuatro especímenes por muestra. Los cortes se hicieron con una cortadora eléctrica especial a base de dos discos de punta diamantada marca ASC.



Figura 22. especímenes obtenidos de los cortes de núcleos.

b) Desmagnetización por campos alternos. Estos experimentos se realizaron en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural LIMNA del Instituto de Geofísica de la UNAM. Y consisten en realizar un proceso de desmagnetización durante el cual se aplica un campo alterno que se incrementa en intervalos desde los 5nT hasta los 90nT, previo a la medición de los especímenes es necesario determinar un protocolo en el cual se indican los pasos de desmagnetización para cada sitio estudiado, puesto que algunos especímenes pierden rápidamente su RM y otros necesitan grandes amplitudes, además de la posible existencia de remanencias viscosas.

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

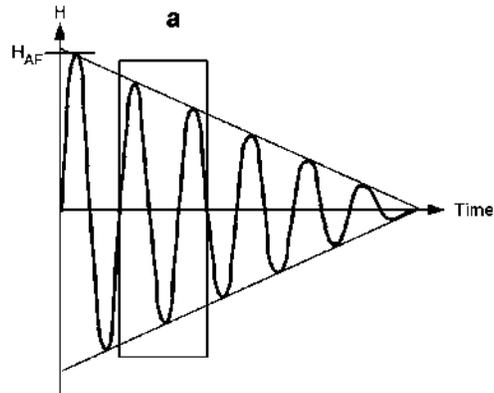


Figura 23. Representación del campo magnético alterno aplicado para la desmagnetización por campos alternos.

Para desmagnetizar los especímenes se utilizó un desmagnetizador modelo GSD-5, AC Geophysical Tumbling-Specimen Demagnetizer, hecho en Virginia EU (figura 20). Cuenta con: control análogo de campo aplicado y ciclo, interruptor de encendido, interruptor de activación, interruptor de inicio de ciclo, cabina de desmagnetización y monitor externo para visualización del comportamiento de las ondas senoidales (amplitud y frecuencia).



Figura 24. a) Unidad central del desmagnetizador GSD-5, b) Cabina de desmagnetización

Las mediciones de remanencia se hicieron en un Magnetómetro JR5 marca AGICO (Figura 21). El principio de la medición de roca consiste en que el espécimen de tamaño y forma definida, gira a una velocidad angular constante en la unidad de recogida dentro de un par de bobinas. La magnetización presente en la roca produce entonces un voltaje inducido en las bobinas cuya amplitud y fase dependerá de la magnitud y dirección del vector RM de la muestra. Mediante el análisis de Fourier, realizado por el software proporcionado por el fabricante, se calculan dos componentes rectangulares de la proyección del vector de RM en el plano perpendicular al eje de rotación (AGICO, 2004).

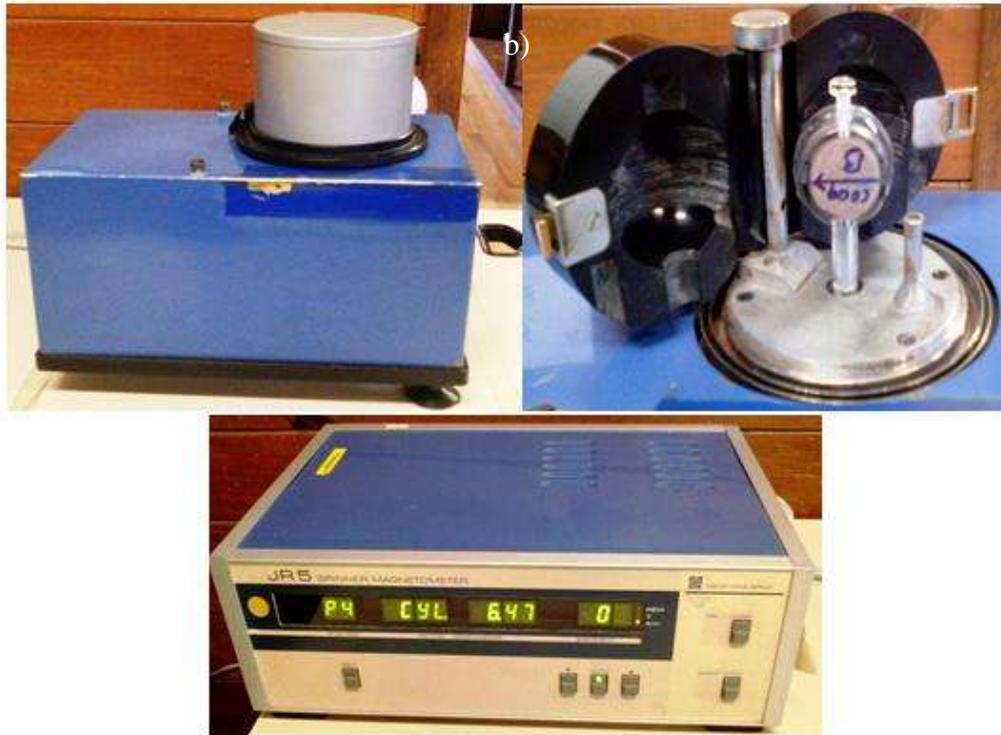


Figura 25. Equipo de desmagnetización, en la imagen a) se observa el equipo JR5, b) detalle del porta muestras con un espécimen colocado, c) interfaz controladora, en ella se pueden observar datos como paso actual y calibración.

El magnetómetro requiere al menos cuatro pasos (+x,-x,+y,-y) para poder determinar una dirección las posiciones de la muestra en cada paso se ilustran en la figura 26.

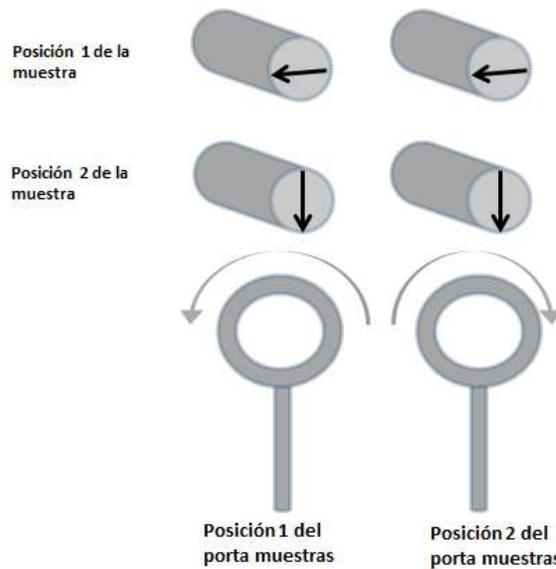


Figura 26. Posiciones de la muestra y el porta muestras para cada uno de los pasos requeridos para determinar la dirección de la muestra en cada uno de los pasos de desmagnetización.

Para poder determinar la dirección en un sitio en particular es necesario realizar un análisis estadístico, para lo cual es necesario determinar varias direcciones de varios especímenes de muestras del mismo sitio. En la figura 27 se muestra cómo cambia la intensidad del campo magnético al aplicarle la técnica de des magnetización por campos alternos.

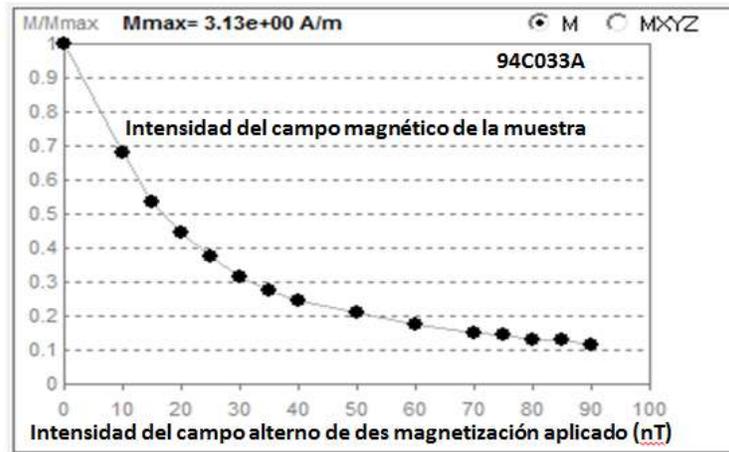


Figura 27. Gráfica de desmagnetización: la intensidad de la magnetización registrada en la roca (muestra 94C033A) decae para cada paso, en el eje horizontal se indica en mT el valor del campo magnético aplicado y en el eje horizontal se indica la fracción de magnetización presente en la muestra.

Una vez que se han realizado todos los pasos de des magnetización se realizan con la ayuda del programa Remasoft V3, el cual forma parte de la interfaz del magnetómetro JR5, se pueden generar gráficas que permiten visualizar la relación entre los pasos de la des magnetización y la posición y dirección del vector de magnetización del espécimen, un ejemplo del espécimen analizado 94C031A se muestra en la Figura 28.

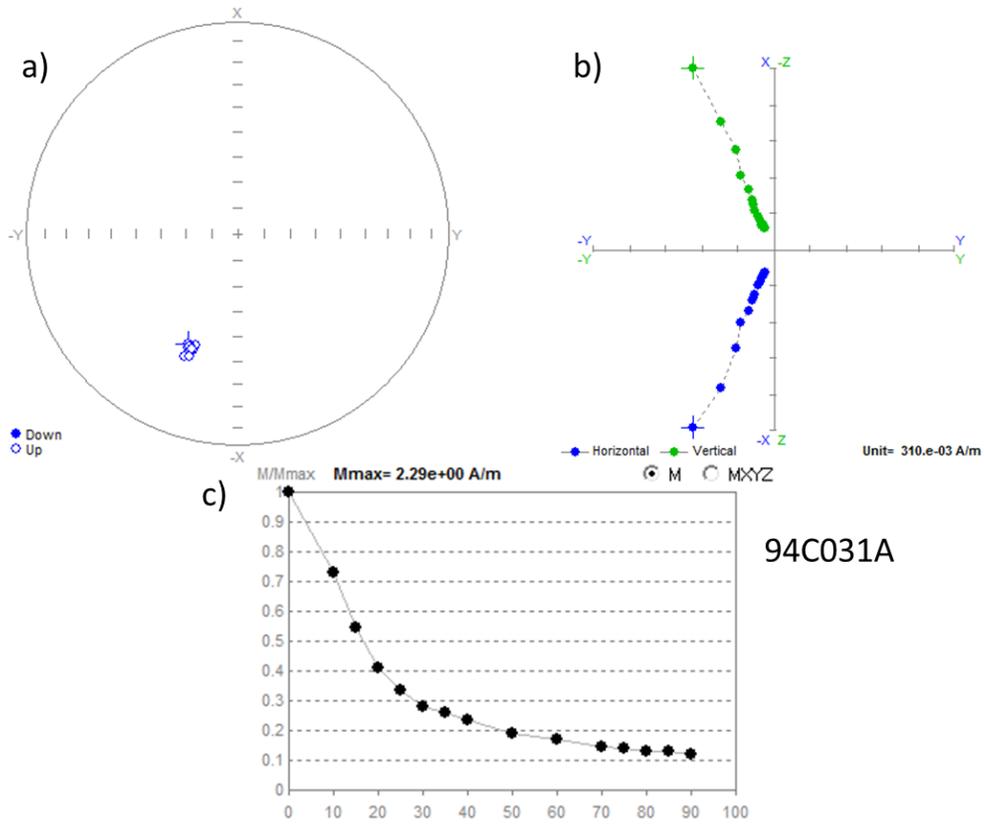


Figura 28. Resultados de la desmagnetización por campos alternos del espécimen 94C031A a) posición de cada uno de los vectores dirección en los pasos de des magnetización en la proyección sobre el plano (x,y) de una distribución esférica, b) representación de los vectores dirección de cada uno de los pasos de desmagnetización en el marco (x,y,z), c) gráfica normalizada de la intensidad del vector magnético de la muestra en cada uno de los pasos de desmagnetización.

2. Procesamiento de las Paleodirecciones por flujo. En esta etapa se obtienen primero las direcciones de cada una de las muestras estudiadas y posteriormente se calcula el promedio para cada sitio. Las direcciones de la muestras se obtienen mediante el método de componentes principales PCA de Kirschvink, (1980) y las direcciones promedio por sitio se calculan siguiendo la estadística esférica de Fisher (1953). En ambos casos, para los cálculos y la visualización de los resultados, se utiliza el programa PALEO96, Ver tabla 3.

Tabla 3. Direcciones promedio por Flujo, ver el texto para detalles.

Sitio	n/N	Dec.	Inc.	R	K	A95
CB_01	6/8	358.2	26.1	4.8	115.4	5.2
CB_02	8/8	352.5	34.4	7.92	82.83	5.8
CB_03	7/7	351.0	53.2	6.89	54.46	5.4
CB_03B	7/7	18.80	57.20	6.94	93.50	6.30
CB_04	6/7	249.80	-38.40	5.95	109.34	6.40

En la Tabla 3 la columna indicada con la letra “n” representa el número de muestras que se consideraron para el cálculo estadístico del total de especímenes analizados; la columna con la letra “N”, representa el número de especímenes que se tomaron en consideración para los cálculos; Las columnas de “Declinación” e “Inclinación”, muestran el promedio para cada flujo de la estructura estudiada. “A95”, es el grado intervalo de confianza al nivel del 95% en donde pueden encontrarse las direcciones calculadas de los datos calculados, un valor pequeño de ($a_{95} < 10^\circ$) implica una baja dispersión de los datos. En la figura 29 se presentan en diagramas de igual área las direcciones de las muestras estudiadas y sus correspondientes promedios.

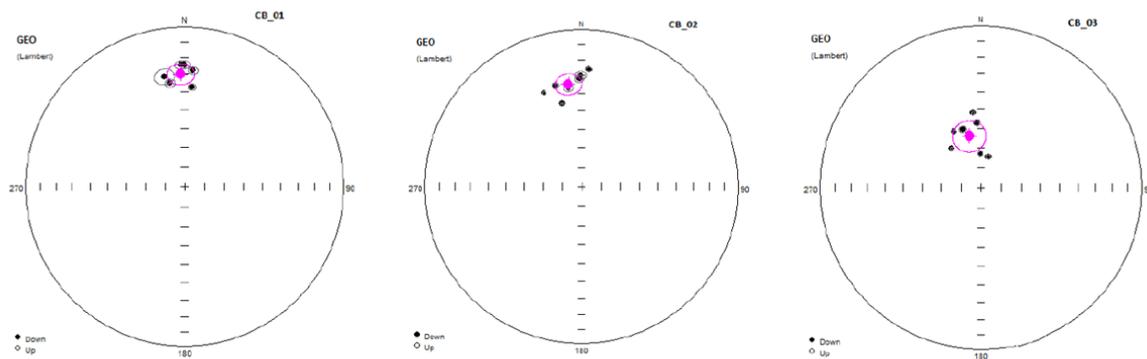


Figura 29. Diagramas de igual área por sitio. Los puntos de color negro son las direcciones obtenidas en las muestras estudiadas y los círculos de color rosa indican la dirección en cada sitio, Sitios CB_01, CB_02 y CB_03 respectivamente.

4.2 Datación de rocas utilizando el modelo, modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k.

Para determinar la edad de las rocas estudiadas mediante las direcciones medias de cada sitio éstas se comparan curvas de referencia de PSVC. En el año 2014 Pavón-Carrasco propuso el modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k el cual permite determinar las PSVC desde el año 12000 antes de Cristo hasta el año 1900 antes de nuestra era. Este modelo se basa en el análisis de los datos ya publicados disponibles en la base de datos GEOMAGIA v2; estos datos son seleccionados según criterios de calidad y posteriormente se les ajusta un modelo de campo magnético multipolar mediante el desarrollo de armónicos esféricos en donde a la componente principal es dipolar y se le van agregando términos multipolares de baja amplitud que se ajustan gradualmente a los datos observados. Para mayor información sobre el método aplicado, su interpretación, el modelo matemático, referencias más específicas y material suplementario, puede verse la versión electrónica en el sitio: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.046>.

Para utilizar este modelo se empleó un código escrito para MATLAB elaborado por el mismo autor el cual ya tiene incorporada la base de datos global y con el cual es posible obtener mediante una extrapolación la edad de los flujos. Esto se hace comparando las direcciones promedio obtenidas en las mediciones y la ubicación geográfica de la zona con las direcciones que se esperan según el modelo en esa misma región, el resultado que se obtiene es la edad más probable a un nivel del 95% de confianza.

Figura 30. Pantalla de inicio para el uso del modelo SHA.DIF.14k, Fco. Javier Pavón-Carrasco, et al 2011.

Luego de realizar este procediendo para cada uno de los sitios estudiados no fue posible determinar la edad en dos de los sitios, CB_03B y CB_04. En ambos casos esto posiblemente se deba a que las muestras se hayan tomado de bloques de roca rotados o desplazados en tiempos posteriores al emplazamiento, ya que estos movimientos no fueron advertidos durante el muestreo los datos de orientación de las muestras no reflejan las condiciones reales durante el enfriamiento de las rocas por lo que el cálculo se vuelve ambiguo y se obtienen varios intervalos de edades igualmente probables. En la tabla 4 se presentan los resultados de las edades por sitio.

Tabla 4. Edades reportadas por sitio para este estudio. Dec. Inc., son la Declinación e Inclinación promedio de cada sitio, A95 el ángulo del 95% de confianza.

Sitio	Dec °	Inc °	A95	Intervalo de edad más probable	Edad reportada	Fuente consultada
CB_01	358.2	26.1	5.2	735 AD- 933AD	884-1045 AD	Sieron y Siebe 2008
CB_02	352.5	34.4	5.8	192BC - 69BC	734-690 BC	Sieron y Siebe 2008
CB_03	351.0	53.2	5.4	315AD - 447AD	1870	Documentos históricos. Sieron y Siebe 2008
CB_03 B	18.80	57.20	6.3	ND		
CB_04	249.80	-38.40	6.4	ND		

A continuación se muestran en la Figura 31 a la 33 los resultados y las edades determinadas a partir de la utilización del modelo SHA.DIF.14k de las edades para cada uno de los sitios estudiados.

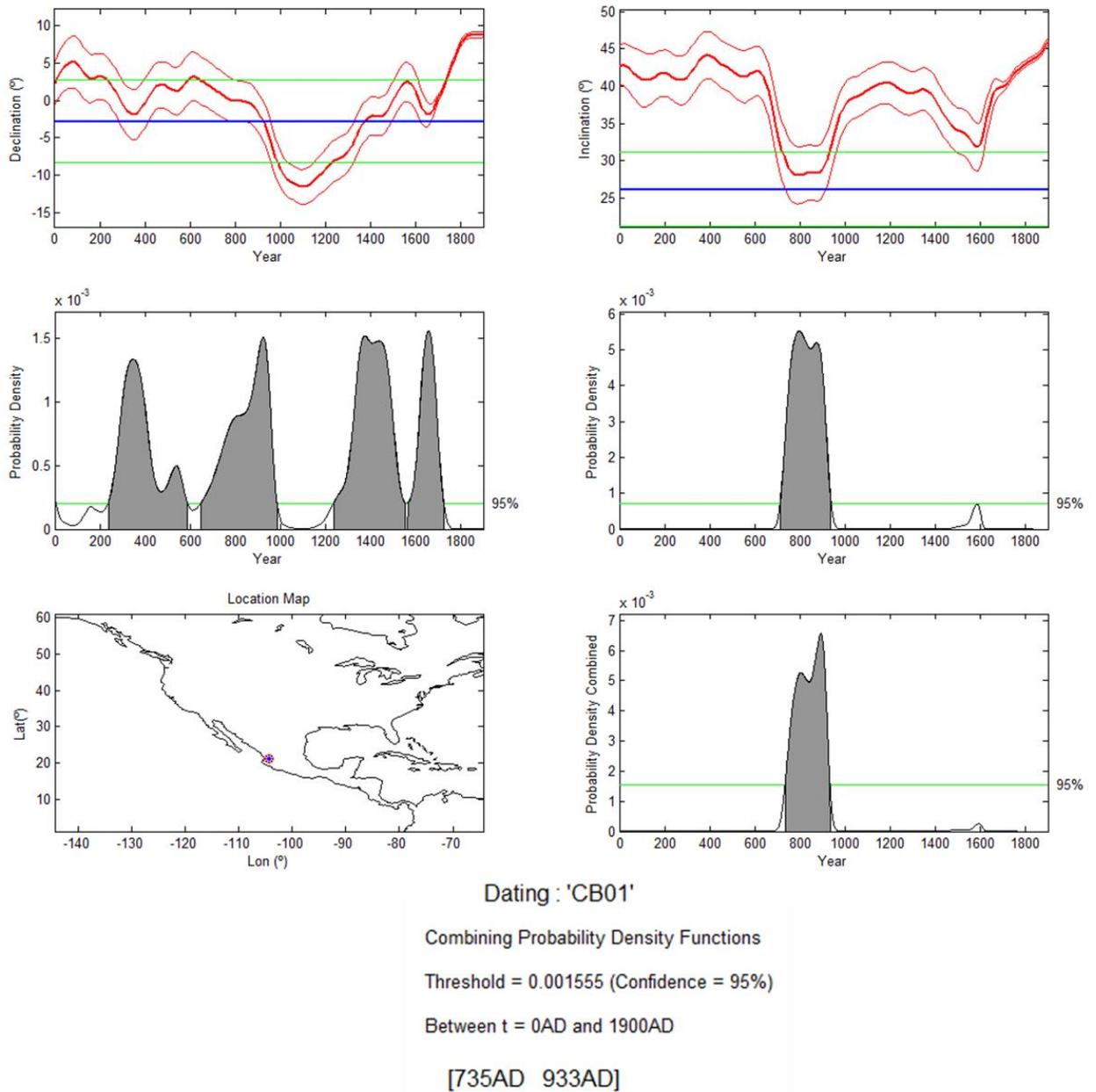
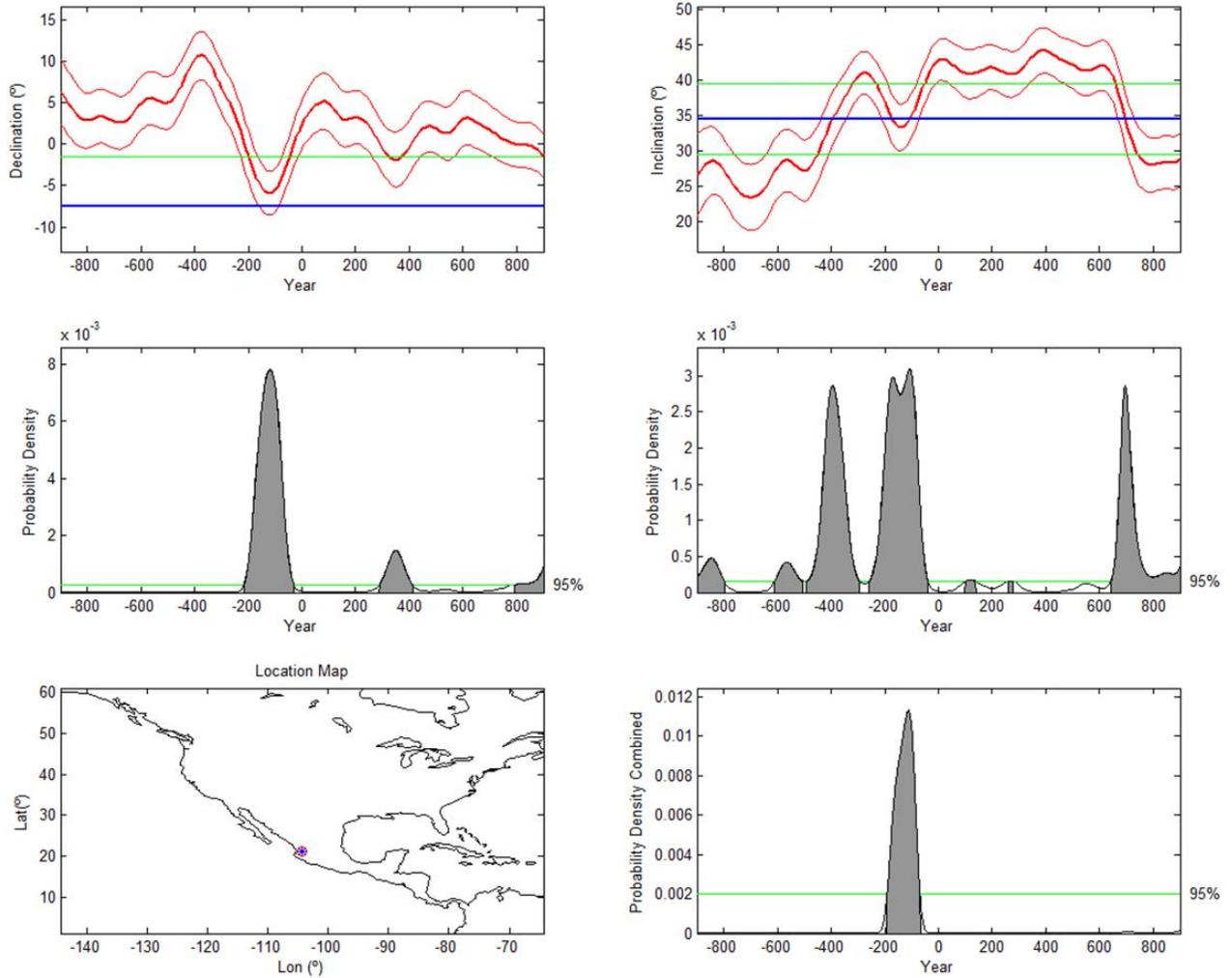


Figura 31. PSVC y edades determinadas para el sitio CB01.



Dating : 'CB02'

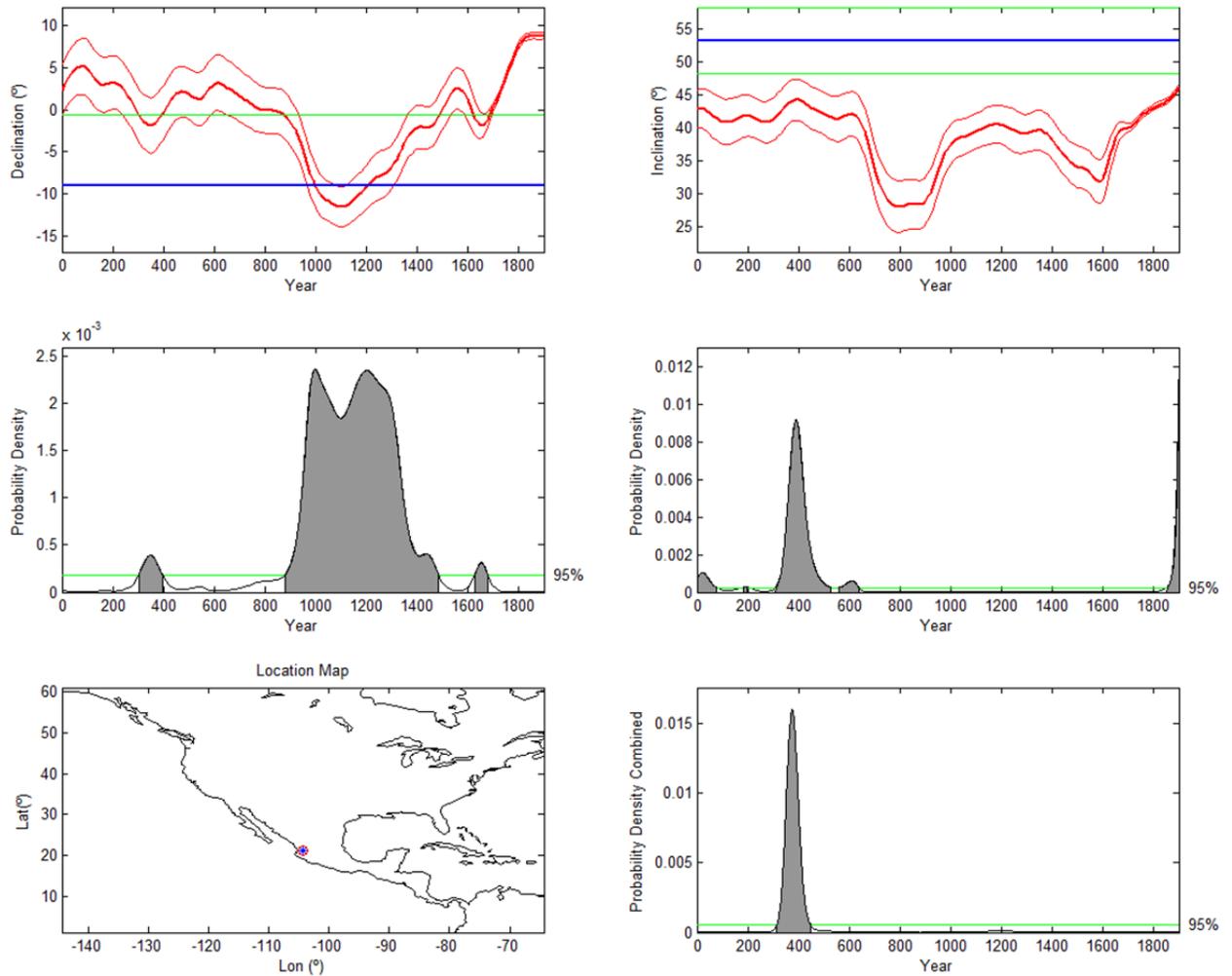
Combining Probability Density Functions

Threshold = 0.001981 (Confidence = 95%)

Between t = 900BC and 900AD

[192BC 69BC]

Figura 32. PSVC y edades determinadas para el sitio CB02.



Dating : 'CB03'

Combining Probability Density Functions

Threshold = 0.00056036 (Confidence = 95%)

Between t = 0AD and 1900AD

[315AD 447AD]

Figura 33. PSVC y edades determinadas para el sitio CB03.

Para el sitio CB_01 se obtiene un intervalo de edad de 735-933 AD, la cual concuerda bien con la edad reportada por Sieron y Siebe (2008) obtenida por el método de C_{14} . Cabe señalar que la edad obtenida por C_{14} se obtiene a partir del contenido de carbono

asociado a la formación rocosa de donde se obtiene la muestra, suponiendo que éste ha permanecido así desde su emplazamiento mientras que la edad obtenida mediante el modelo de variación del campo magnético terrestre es la edad que corresponde al momento de enfriamiento de la roca, es decir durante su formación.

En el sitio CB_02 se obtiene un intervalo de edad probable de 192-64 BC. Esta edad difiere de la reportada por Sieron y Siebe (734-960 BC). Esta diferencia puede atribuirse a que la edad se obtuvo por medio de C14 el cuál presenta un alto grado de incertidumbre ya que no es posible garantizar que las rocas estudiadas no estuvieron expuestas al carbono en épocas posteriores a su formación. Por otro lado hay que resaltar la alta calidad técnica de los datos utilizados para el cálculo de la edad con el Método de PSVC ($a_{95}=5.8$) que permite afirmar que la roca estudiada preservó la dirección del CMT presente en el momento de su formación por lo que la edad obtenida por este método representa la edad real de la erupción.

Sitio CB_03, este sitio corresponde a una erupción histórica bastante bien documentada sucedida en el año de 1870. La edad obtenida 315-477 AD, la diferencia en las edades se atribuye a que la muestra utilizada para fechamiento mediante PSCV corresponde a una erupción anterior a la que se reportó ya que el volcán ha tenido distintos eventos eruptivos lo que dificulta al momento de la recolección en campo, la identificación del flujo de lava más reciente por lo que probablemente se tomó una muestra de una erupción más antigua, sin embargo dada la calidad de los resultados podemos afirmar que la edad aquí encontrada es altamente confiable por lo que hace falta relacionar la muestra estudiada con el contexto volcánico para poder establecer a que evento pertenece.

En los Sitios CB_03B y CB_04 no fue posible obtener sus direcciones promedio debido a que estos se vieron posiblemente afectados por rotaciones o movimientos posteriores al emplazamiento, esto se confirmó con los resultados obtenidos ya que presentan direcciones invertidas o intermedias que no corresponden a la época en que sucedieron las erupciones.

Conclusiones

En base a las direcciones paleomagnéticas obtenidas en los sitios CB_01, CB_02 y CB_03 y a su alta calidad técnica se puede afirmar que las rocas estudiadas provenientes del Campo Volcánico Ceboruco registran fielmente el CMT el momento de su emplazamiento.

La edad obtenida para el sitio CB_01 mediante el modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k concuerdan razonablemente bien, dentro de las incertidumbres, con la edad obtenida mediante métodos radiométricos reportadas por Sieron y Siebe , (2008).

La edad obtenida para el sitio CB_02 mediante el modelo SHA.DIF.14k difiere de la reportada anteriormente. Dado que hay completa certeza de que la roca estudiada corresponde exactamente a las rocas utilizadas para el fechamiento radiométrico esta diferencia se atribuye a las limitaciones propias de este método ya que no es posible garantizar que las rocas estudiadas no estuvieron expuestas al carbono en épocas posteriores a su formación. También hay que resaltar la alta calidad técnica en esta determinación por lo que podemos afirmar que la edad que esta nueva edad es la del momento de la erupción.

La edad obtenida para el sitio CB_03 mediante el modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k difiere considerablemente de la edad obtenida mediante métodos radiométricos reportadas por Sieron y Siebe, (2008). Esta diferencia se atribuye a que el muestreo se efectuó en rocas de eventos eruptivos anteriores.

Con estos nuevos datos y los ya disponibles, se puede afirmar que el modelo de variación del campo magnético Terrestre SHA.DIF.14k permite estimar a partir de las direcciones paleomagnéticas, las edades de rocas para los últimos 14 mil años siempre que estas direcciones se hayan determinado con niveles altos de calidad.

Bibliografía

Barrera, T., 1931. Zonas mineras de los estados de Jalisco y Nayarit. Bol. Inst. Geol. Min. 51, 5–46.

Bell, B., 1971. Archaeology of Nayarit, Jalisco, and Colima. In:Wauchope, R., Ekholm, G.F., Bernal, I. (Eds.), Handbook of Middle American Indians, vol. 11. University of Texas Press, Austin, pp. 694–753.

Browne, B.L., Gardner, J.E., 2004. The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the ~1000 A.D. eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res. 130, 93–105.

Caravantes, A., 1870. El Ceboruco. La Naturaleza, Periódico Científico de la Sociedad Mexicana de Historia Natural, Tomo 1. Imprenta de Ignacio Escalante, Mexico, pp. 248–252.

Chertkoff, D.G., Gardner, J.E., 2004. Nature and timing of magma interactions before, during, and after the caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 146, 715–735.

Constable, C. G. and R. L. Parket, 1988, Statics of geomagnetic secular variation for the past 5 My., J. Geophys. Res., 93, 11596-11581.

Constable, C. G., and C. L. Johnson, 1999, Anisotropic paleosecular variation models: implicatios for geomagnetic field observables. Phys. Earth Planet, Inter, 104, 35-51.

Creer, K. M. 1962, The dispersion of the geomagnetic field due to secular variation and its determination from remote times from paleomagnetic data, J. Geophys. Res., 67, 3462-3476.

Dunlop, D., and Ö. Özdemir, 1997. Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers, Cambrige University Press, 573pp.

Iglesias, M., 1875. La exploración científica del Ceboruco. Edición oficial., Informe y colección de artículos relativos a los fenómenos geológicos verificados en Jalisco en el presente año y en épocas anteriores. Tomo II. Tipografía de S. Banda, Guadalajara. 354 pp.

Iglesias, M., Bárcena, M., Matute, J.I., 1877. El Ceboruco. An. Minist. de Fom. de México 1, 168–196.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2005 Census, II. Conteo de población y vivienda 2005, www.inegi.gob.mx.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggeli, G., Petrone, C.M., Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans- Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 318, 161–185.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofís. Int.* 33, 139–151.

Ferrari, L., Petrone, C.M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003. Geology of the San Pedro-Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 20, 165–181.

Fisher, R.. 1953. Dispersion on a Sphere. *Proceedings Royal Society London, A* 217: 295-305.

Gardner, J.E., Tait, S., 2000. The caldera-forming eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Bull. Volcanol.* 62, 20–33.

Gubbins, D. 1999, The distinction between geomagnetic excursions and reversals, *Geophys. J. Int.*, 137, F1-F3.

Glatzmaier, G. A., and P. H. Roberts, 1995, A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 91, 63–75.

Kirschvink, J. L., 1980, The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.

Luhr, J., Carmichael, I.S.E., 1980. The Colima volcanic complex: I Post-Caldera andesites from Volcán Colima. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 127–147.

López-Portillo y Weber, J., 1980. La conquista de la Nueva Galicia. Consorcio Minero Benito Juárez Peña Colorada, México. 385 pp.

McDowell, F.W., Wark, D.A., Aguirre-Díaz, G.J., 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Geol. Soc. Amer. Annu. Meet. Abstr. Programs* 22 (3), 366.

McFadden P., Merrill T., McElhinny W., 1988, Dipole/Quadrupole Family of Paleosecular Variation, *Journal of Geophysical Research*, V. 93, 11, 583-11,588.

McFadden P., Merrill T., McElhinny W. and Lee S., 1991, Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *J. Geophys. Res.*, 96, 2923-2933.

Merrill, R. T., M. W. McElhinny, and P. L. McFadden, 1996, The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle, 531 pp., *Academic*, San Diego.

Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzmán de la Campa, A., 1992. Listric faulting and continental rifting in western Mexico — a paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics* 208, 365–376.

Pérez-Verdía, L., 1951. Historia particular del Estado de Jalisco, 2nd ed. Tomo I, Guadalajara, 199pp.

Razo-Zaragoza, J.L., 1988. Conquista hispánica de las provincias de los Tebles Chichimecas de la America Septentrional. Ed. Universidad de Guadalajara. 97 pp.

Roberts, P. H., 1971. Dynamo theory, in *Mathematical Problems in the Geophysical Sciences*, edited by W. H. Reid, p. 129–206, Am. Math. Soc., Providence, R. I.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J., 1996. Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene– Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology* 24 (19), 921–924.

Katrin Sieron, Claus Siebe, 2008. Revised stratigraphy and eruption rates of Ceboruco stratovolcano and surrounding monogenetic vents (Nayarit, Mexico) from historical documents and new radiocarbon dates. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 24PP.

Stacey, F.D. y Banerjee, 1974 *The physical principles of rock magnetism*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

Tauxe L, 2007. *Lectures in Paleomagnetism*. Edición Electronica.

Tauxe L., and D. V. Kent, 2004, A simplified statistical model for the geomagnetic field and the directions of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar?, in *timescales of the Paleomagnetic Field*.

Weijia Kuang & Jeremy Bloxham, An Earth-like numerical dynamo model *Nature* 389, 371-374 (25 September 1997) | doi:10.1038/38712.

Zepeda, G., Samaniega, F., Rodríguez, A., Huerta Bahena, M., Viart Muñoz, M., Becerril, R.E., Pérez Blas, D., Socorro de la Vega, D., 1993. Informes trimestrales del proyecto “Rescate arqueológico Autopista Ixtlán-Tepic, Nayarit, INAH, unpublished.

Zijderveld, J.D., 1967. Demagnetization of Rocks: analysis of results. In: *Methods in paleomagnetism*. Elsevier, Amsterdam, 254-286.