



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**FECHAMIENTOS ARQUEOMAGNÉTICOS EN
CHAPULTEPEC. EVIDENCIA DE PRESENCIA
TEOTIHUACANA.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**F I S I C A
P R E S E N T A:**

VERÓNICA LÓPEZ DELGADO



**DIRECTOR DE TESIS:
DRA. ANA MARÍA SOLER ARECHALDE**

2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja de Datos del Jurado

Formato	Datos
1. Datos del alumno Apellido paterno Apellido materno Nombre (s) Teléfono Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Carrera Número de cuenta	López Delgado Verónica 56 18 39 89 Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Física 097103459
2. Datos del tutor Grado Nombre (s) Apellido paterno Apellido materno	Dra. Ana María Soler Arechalde
3. Datos del sinodal 1 Grado Nombre (s) Apellido paterno Apellido materno	M. en C. Manuel René Garduño López
4. Datos del sinodal 2 Grado Nombre (s) Apellido paterno Apellido materno	Dr. José Luis Ruvalcaba Sil
5. Datos del sinodal 3 Grado Nombre (s) Apellido paterno Apellido materno	Dra. Linda Manzanilla Naím
6. Datos del sinodal 4 Grado Nombre (s) Apellido paterno Apellido materno	Dr. Avto Gogichaishvili
7. Datos del trabajo escrito Título Subtítulo Número de páginas Año	Fechamientos arqueomagnéticos en Chapultepec. Evidencia de presencia Teotihuacana. 53 2008

*A mis padres
por la vida,
por su amor y
por todo su apoyo.*

*A todas y todos
los que hacen y
construyen cada día
un mejor México.*

*A los muertos
de mi felicidad.*

Ik' otik.

Agradecimientos y dedicatorias.

A Ceci y Jaime, mis padres, por la vida, por su amor, por sus enseñanzas, por todo su apoyo, comprensión y compañía. Gracias, esto es de ustedes y por ustedes.

A Fabián, hermano y compañero de vida. En las buenas y en las malas tu ser alumbra este camino, gracias por enseñarme tanto.

A mi abuelita Amparo, 92 años de experiencia y contando, con sus palabras y cuidados siempre pendiente de nuestros pasos.

A la memoria de mis abuelos Hermenegilda, Ramón y Trinidad, porque las raíces son lo más importante y marcan el futuro.

A mi abuelo por elección, Amado Santiago, un gran hombre lleno de historias e ingenio inimaginable, gracias por estar siempre.

A mis hermanas y hermanos, estrellas en el firmamento que siempre brillan.

Especial agradecimiento a la Dra. Ana María Soler Arechalde por su infinita paciencia y su imprescindible guía en el camino de la ciencia; Ane por la oportunidad de desarrollarme y por tu apoyo siempre, muchas gracias.

Gracias a la Dra. Linda Manzanilla por sus enseñanzas y toda la virtud que brinda. Al Dr. Rene Garduño por sus revisiones, consejos y pasión por comprender mejor nuestro mundo. Al Dr. José Luis Ruvalcaba por hacer lo inimaginable y aplicar la Física en otras áreas. Al Dr. Avto, que aunque ahora lejos, impulsa el trabajo paleomagnético en México.

A toda mi familia, la de sangre y la elegida, por el amor, ánimo, apoyo e interés en mi desarrollo escolar y profesional; en especial a todas mis tías, tíos, primas y primos, y a todos los sobrinos: Luisa, Eli, Tina, Chivis, Ramón, Silvia, Sergio, David, Jorge, Omar, Hilda, Jorge Q., Ana Luisa, Conchita, Efren, Cristi, Pedrito, Trini, Tere, Juanito y Margie, Caro y Mario, Pepi, Gabo, Gaby, Octavio, Gemelos, Hiram, Roncha y los R's, Sony, Leslie y Jr., Viu y todos los que me faltaron. A mis otros padres: Coco y Sergio, Juanito y Margie, Laura y Alejandro. Familia gracias.

A mis profesores y profesoras de toda la vida, que sin duda dejaron huella en este ser y de quienes se recuerda con admiración y cariño. A Inés, Julia, Luisa, Goyita, Mercedes, Karla, Mercedes Vilchis, Héctor, Dulce María Peralta, Toño Lee, Carmen Georgina, Ma. Eugenia Tovar, Edgar Méndez, Sergio Bravo, Pablo Ledezma.

A la memoria de Darío Moreno y Juan Manuel Lozano, pilares de la Física en México, maestros inolvidables y de quienes generaciones enteras gozamos sus enseñanzas.

A Gaby Del Valle, Sergio Hernández, Manuel Alvarado, Mirna Villavicencio, Manuel Peimbert, Marcos Ley Koo, Gerardo García Naumis, Karen Volke, Toño Guzmán, Clara Luz Quintanar, Jesús Lara, Ricardo Martín Hernández, Salvador Iván Márquez, José Marquina, Alejandro Reyes Esqueda y Ane Soler, todas físicas y físicos excelentes que llenaron mi mente de preguntas e impulsaron mi camino.

A mis queridos profesores de Matemáticas: Paz, Ana, Pilar, Javier, Rosa María, Santiago, Jefferson, Juan Manuel, Tania Eréndira, Emilio Llamas y María de Lourdes; por las horas de ecuaciones, teoremas y demostraciones; por el razonamiento *muy otro* aprendido.

A mis entrañables amigas y amigos, en mi corazón y mente están; Gemelas, Sofi, Yez, Yuri, Elías, Luz, Emilia, Amanda, Aldo, Oskir, gracias por compartir este espacio y tiempo. Por el cariño, compañía y años tan maravillosos que hemos vivido.

A todas y todos aquellos que me han acompañado en las diferentes etapas de mi vida.

A mis amigas y compañeras de la danza; sin ustedes no hubiera aguantado cuerda, gracias Nati, Gaby, Pau, Lagu, Terp y May por crecer juntas.

A Andy, Rodo, Juanita y Ericka, por la compañía y ánimo otorgados, gracias.

A la Facultad de Ciencias, al CCH Sur, en fin, a la UNAM por ser casa de conocimiento, de libertad, de grandes enseñanzas; mi segunda casa.

Especialmente a quienes me enseñaron todo lo que no se aprende en un aula, mirar allá afuera, a otro lado, hacia el pasado para hacer un mejor presente y futuro. Es un honor. Gracias.

Verónica,
junio de 2008.

ÍNDICE

	Página
Resumen	I
I. Bases teóricas	1
1. El Campo Magnético Terrestre. Su origen y variaciones	1
Variación secular	2
2. Elementos del CMT	3
3. Parámetros magnéticos	5
a) Momento dipolar	5
b) Magnetización	6
c) Susceptibilidad magnética	6
d) Dominios magnéticos	8
Ferromagnetismo	9
e) Ciclo de histéresis	10
4. Tipos de magnetización	12
a) Magnetización termorremanente TRM	12
b) Magnetización remanente detrítica DRM	13
5. Arqueomagnetismo	13
Fechamiento arqueomagnético en Mesoamérica	14
6. Metodología del fechamiento arqueomagnético	15
a) Mediciones	15
b) Correcciones	15
c) Representación	16
d) Desmagnetización	17
e) Obtención de componentes de magnetización. Componentes principales	18
f) Método estadístico y confiabilidad del método	20
g) Otras pruebas: IRM y ciclo de histéresis.	21
h) Caracterización del material: Diagrama de Day.	21
i) Determinación de la dirección media con la curva de variación secular	22
j) Selección de fecha arqueomagnética	22

II. El sitio arqueológico: Chapultepec	23
Unidad habitacional de Chapultepec. Descripción arqueológica	24
III. Procesamiento de las muestras arqueomagnéticas	
Trabajo de campo	26
Trabajo en el Laboratorio de Paleomagnetismo	27
IV. Análisis e interpretación de resultados	
Direcciones de magnetización	29
Pruebas de IRM e histéresis	33
Fechamiento arqueomagnético	35
Conclusiones	38
Bibliografía	40
Anexos	43

Resumen

A través de métodos paleomagnéticos se estudiaron tres muestras arqueológicas de la falda sur del cerro de Chapultepec colectadas en 2003, un Fogón, Piso 1 y Piso 2. Se determinó fechamiento arqueomagnético empleando la curva de variación secular para el Centro de México. Las muestras fueron procesadas mediante campos alternos, mostrando direcciones medias de magnetización estables que se determinaron como características mediante el método de componentes principales. Se encontró a través de pruebas de IRM y de histéresis, que los minerales del Fogón son de dominio magnético pseudo sencillo, evidenciando su contenido de titanomagnetitas y por tanto primarias.

Se determinó el fechamiento arqueomagnético para el Fogón y Piso 2, hacia 550 d. C. \pm 25 años, que corresponde a la transición de la fase Xolalpan (350 a 550 d. C.) a la Metepec (550-650 d. C.), durante el colapso teotihuacano. El fechamiento arqueomagnético confirma migración teotihuacana hacia Chapultepec.

No fue posible determinar fechamiento para el Piso 1 debido a que las fechas probables no corresponden a la secuencia estratigráfica del sitio, se esperaría una fecha posterior a la del Piso 2.

I. Bases teóricas.

El objetivo principal de este trabajo es estudiar materiales arqueológicos que contienen óxidos de hierro, los cuales pueden registrar la variación del campo magnético terrestre o ser caracterizados mediante experimentos de propiedades magnéticas, y emplear la curva de variación secular correspondiente como referencia para determinar un método de fechamiento, usando la declinación e inclinación magnéticas, de las piezas. En este capítulo expongo los fundamentos físicos que sustentan el presente trabajo.

1. El Campo Magnético Terrestre. Su origen y variaciones.

El magnetismo es una interacción física que la humanidad ha estudiado desde tiempos muy remotos; se sabe que, al menos, las civilizaciones griegas y chinas dejaron registros de sus conocimientos sobre imanes (Grecia, s. VI a. C.) y la orientación de ciertos materiales que llevó a inventar la brújula (China, 221 - 206 a. C.). A través de la historia evolucionaron las ideas sobre el origen del magnetismo en la Tierra; en 1546 Gerhard Mercator propone que el origen del campo geomagnético se encuentra en el interior del planeta mismo. William Gilbert concluye en 1600 que la Tierra es similar a un imán de barra, generador de un campo vectorial y que para cada punto sobre la superficie, cuasiesférica, existe un vector cuyos componentes son la declinación e inclinación magnéticas (Merrill et al, 1983).

Mediciones en diversas partes del mundo, como las realizadas por el Barón Von Humboldt en México, Centro y Sudamérica a finales del siglo XVIII y principios del XIX, confirmaron que la inclinación magnética (I) depende de la latitud geográfica (λ), vislumbrando una característica importante del campo magnético terrestre (CMT), una fenomenología local y variable.

La primera observación de la declinación magnética (D) fue hecha por Yi-Xing en 720 d. C. y a partir de ello se registró en China la variación de D con el tiempo; el registro llega hasta 1829 d. C. (Smith y Needham, 1967). Ver Anexo 1.

La mejor aproximación del CMT actual es la de un campo dipolar cuyo eje forma un ángulo de 11.5° con el eje de rotación terrestre, originado por corrientes convectivas en el núcleo externo de La Tierra, donde mezclas de hierro y níquel en estado líquido que al moverse generan el campo magnético debido a la existencia de

flujo de electrones; su morfología hoy día se representa a través de cartas isomagnéticas que muestran curvas de igual valor de una componente particular del CMT. Ver Anexo 2.

Variación Secular

Además de variar la declinación magnética, el CMT presenta cambios en la inclinación e intensidad magnéticas, a estos se les denomina variación secular, del latín *seculāris*, que sucede o se repite cada siglo (Real Academia Española, 2001); fue descrita por primera vez en 1634 por el matemático y astrónomo inglés Gellibrand (Smith y Needham, 1967).

A partir de observaciones realizadas se ha podido construir una curva que muestra el cambio del campo en determinados lugares; a estas gráficas se les conocen como Curvas de Variación Secular. Aunque el fenómeno de la variación secular es a nivel global, pues se observa en todo el planeta, presenta diferencias locales, debido a que la dirección del campo depende de la posición geográfica, por lo que en regiones o bloques tectónicos se presenta una curva distinta. Ver Anexo 3.

Esta variación indican que el CMT no es exactamente un campo dipolar, sino que es más complejo y hoy se puede entender como la suma de dos campos: el dipolar y el no dipolar; el campo no dipolar es la diferencia entre el campo observado (registrado) y el mejor modelo del campo dipolar. Ver Anexo 4. Variaciones como las tormentas magnéticas son producto del campo magnético externo, donde existe interacción con el viento solar, campo magnético del Sol. La variación secular se considera efecto del campo no dipolar. Dichas variaciones ocurren en escalas de tiempo distintas, algunas duran milisegundos y otras millones de años, en la Tabla 1 se muestran a detalle.

NOMBRE	TIEMPO (s)	CAUSA
Muy cortas Micropulsaciones Variaciones subacústicas	3.0 E-1 a 3.0	Asociadas al campo externo
Tormentas magnéticas Variación Diurna	1.0 E+2	Asociadas al campo externo
Variación secular	3.0 E+9 a 3.0 E+10	Campo no dipolar (turbulencias en el núcleo)
Variación en el momento dipolar geomagnético	3.0 E+9 a 3.0 E+10	Campo no dipolar (turbulencias en el núcleo)
Excursiones	1.0 E+14	Inversiones abortadas
Variaciones en Intensidad	3.0 E+11	Campo dipolar
Paleovariación secular	3.0 E+12	Campo no dipolar y variaciones en el dipolo
Cambios de polaridad	3.0 E+14	Campo dipolar y no dipolar interno

Tabla 1. Variaciones del campo magnético, duración y causa (Merril, 1983).

En el fenómeno de variación secular se determinan dos componentes, correspondientes al campo no dipolar: la deriva al oeste a razón de 0.18° por año y, la deriva hacia el polo del orden de 0.01° de latitud por año, así como cambios al azar del campo no dipolar. En los cambios de intensidad magnética se observa un patrón casi lineal del 8% de disminución del momento dipolar durante los últimos 150 años. Para este estudio trabajaremos con declinación e inclinación del campo, no así para la intensidad.

Un buen seguimiento temporal de las variaciones del campo en una región resultará en una curva de variación secular de referencia para estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos. Esto implica un seguimiento de años atrás muy grande, pues las variaciones de periodo corto no pueden ser tomadas en cuenta. Es así como una búsqueda en el pasado puede mejorar el conocimiento paleomagnético de una región.

2. Elementos del CMT

El modelo del CMT considera un campo dipolar, geocéntrico y axial, es decir, producto de un dipolo (m) en el centro terrestre con eje alineado al eje de rotación del planeta. En la Figura 1, se observa el dipolo al centro de la Tierra, la orientación de las líneas del campo magnético (H) y para un punto en la superficie la latitud e inclinación correspondientes.

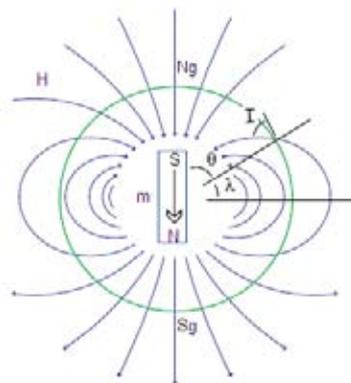


Figura 1. Modelo del dipolo geocéntrico y axial (modificado de Tauxe, 2005).

La orientación de líneas del campo magnético H producido por el dipolo m , va del norte magnético N al sur magnético S , es decir de sur geográfico S_g a norte geográfico N_g . Para un punto en la superficie λ es la latitud e I inclinación; θ es el ángulo complementario de λ , llamado colatitud.

Para todo punto en la superficie terrestre la latitud geomagnética es igual a la geográfica. Si m es el momento magnético del dipolo y r_e es el radio medio terrestre, H_h la componente horizontal y H_v la componente vertical del campo a la latitud λ , entonces:

$$H_h = \frac{m \cos \lambda}{r_e^3}, \quad H_v = \frac{2m \sin \lambda}{r_e^3} \quad \text{Ec. (1), (2)}$$

y el campo total H es:

$$H = \left(H_h^2 + H_v^2 \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{M}{r_e^3} (1 + 3 \sin^2 \lambda)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Ec. (3)}$$

y como la tangente de la inclinación magnética I es $\frac{H_v}{H}$ entonces obtenemos la

ecuación del dipolo: $\tan I = 2 \tan \lambda \quad \text{Ec. (4)}$

El esquema vectorial que define al campo magnético H mostrado en la Figura 2 nos indica que D es el ángulo que forma la componente horizontal del vector H con el norte geográfico o azimut, I es el ángulo que forma el vector H con el plano horizontal (se encuentra entre -90° y 90°); la magnitud del vector H es la intensidad, medida en Teslas T (1 T=1 kg/s·C). La intensidad del campo geomagnético es del orden de 0.05 mT.

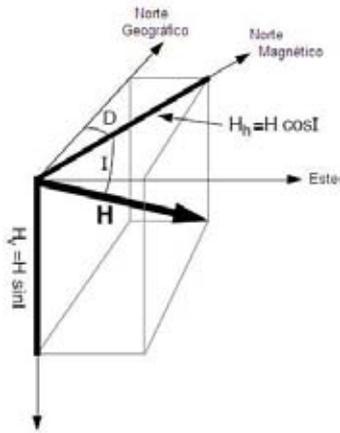


Figura 2. Esquema de ángulos que definen el CMT en un punto superficial. (modificado de Butler, 1992).

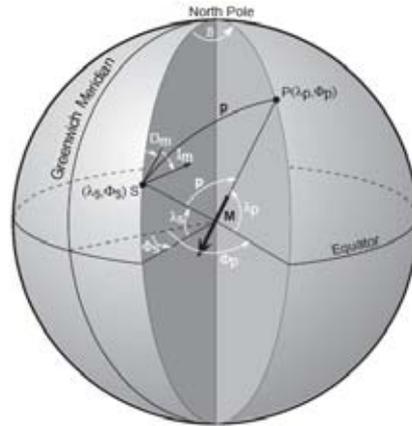


Figura 3. Cálculo de la posición (λ_p, ψ_p) del polo paleomagnético P, relativo a un sitio de muestreo (λ_s, ψ_s) con dirección media (D_m, I_m) (Butler, 1992).

Para estudiar dos puntos muy separados en la superficie terrestre utilizamos un punto de referencia entre ellos; llamado polo paleomagnético (P) representa la posición donde el eje dipolar promedio en el tiempo cortarían la superficie, como se observa en la Figura 3. Toda paleodirección instantánea convertida a polo se le llama polo virtual geomagnético (PVG) y el promedio de varios PVG es P. Para el desarrollo matemático empleamos coordenadas esféricas por simplicidad.

El modelo del campo magnético terrestre satisface las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}, \quad \nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ec. (5), (6)}$$

donde H es el campo magnético, B la inducción magnética, J la densidad de corriente eléctrica, D es el vector de desplazamiento de la densidad de corriente y t es el tiempo. Considerando la región de la superficie terrestre de altitud mayor a 50 km como vacío electromagnético, se puede asumir que $J = 0$ y $\frac{\partial D}{\partial t} = 0$, lo que implica que H es un campo conservativo y, por tanto, existe un campo potencial escalar ψ tal que:

$$H = -\nabla \psi \quad \text{Ec. (7)}$$

Por otro lado, B y H cumplen la Ec. (8), sobre la superficie terrestre donde la permeabilidad del vacío es $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m, lo que implica la Ec. (9); por tanto ψ satisface la ecuación de Laplace (Ec. (10)). A través de un tratamiento matemático con polinomios de Legendre, funciones asociadas a la fórmula de Rodrigues y polinomios de Schmidt se determina el campo potencial escalar ψ , con el cual se aproxima el modelo dipolar del CMT. Ver Anexo 5.

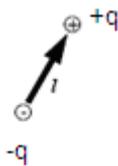
$$B = \mu_0 H, \quad \nabla \cdot H = 0, \quad \nabla^2 \psi = 0 \quad \text{Ec. (8), (9), (10)}$$

3. Parámetros magnéticos.

Las bases del método paleomagnético contemplan parámetros de gran importancia.

a) Momento dipolar m

Partiendo de la no existencia de monopolos magnéticos, como enuncia Maxwell en sus ecuaciones, la unidad magnética es un dipolo. El momento magnético dipolar o, simplemente, el momento dipolar m , se define a partir de un par de cargas magnéticas o de una corriente eléctrica continua. Para un par de cargas magnéticas, Figura 4, con magnitud de carga q , y distancia l entre ellas, el momento magnético



$$\text{dipolar } m \text{ está determinado por: } m = ql \quad \text{Ec. (11)}$$

El momento dipolar se encuentra en todo material y puede ser susceptible o no a campos magnéticos, lo que es determinante para el comportamiento macroscópico de un material.

Figura 4. Dipolo magnético.

b) Magnetización.

Los fenómenos magnéticos se deben a la existencia de dipolos magnéticos en los átomos de materiales; son el resultado del movimiento de electrones en las órbitas atómicas y de los momentos magnéticos de los núcleos atómicos.

En presencia de un campo magnético exterior los dipolos magnéticos del material tenderán o no a alinearse con la dirección del campo externo. El grado de alineación de los dipolos se puede caracterizar como el momento magnético total por unidad de volumen del material, esto es la suma vectorial de momentos individuales por volumen. Esta magnitud es la magnetización M del material, es decir qué tanto se alinean los dipolos magnéticos; sus unidades son amperes/metro (A/m). Ver Anexo 6.

Los materiales generalmente responden ante un campo magnético aplicado generando un propio campo magnético, pero algunos (como los minerales magnéticos) mantienen ese campo generado aún en ausencia de un campo externo. Para este caso es conveniente separar la magnetización de un material en dos contribuciones: la que existe sólo en presencia de un campo magnético externo, magnetización inducida M_i ; y la que permanece sin el campo externo, magnetización remanente M_r . La magnetización en un material puede ser fijada por varios mecanismos y puede preservar registros de campos magnéticos antiguos; esta magnetización remanente forma la base del método paleomagnético como se verá más adelante.

c) Susceptibilidad magnética χ

La susceptibilidad magnética χ es la capacidad con la que un material se magnetiza en presencia de un campo magnético H . Actúa a nivel atómico y se asocia al espín electrónico y a su movimiento alrededor del núcleo. Se presenta como proporcional a la intensidad del campo aplicado H , esto es:

$$M = \chi H = \chi \left(\frac{B}{\mu_0} \right) \quad \text{Ec. (12)}$$

donde χ es una cantidad adimensional pues M y H tienen mismas unidades (A/m), B es la inducción magnética y μ_0 es permeabilidad magnética en el vacío con valor de $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m. La permeabilidad es la facilidad que presenta un material al paso del flujo magnético. Ver Anexo 7 para el análisis dimensional de Ec. (12).

Utilizando la susceptibilidad magnética se clasifican materiales, según su comportamiento ante un campo magnético, como se observa en la Tabla 2.

Los materiales se pueden clasificar según su comportamiento frente a un campo magnético, observemos en la Tabla 2:

NOMBRE	SUSCEPTIBILIDAD	PERMEABILIDAD
paramagnético	$0 < \chi \ll 1$	$\mu > \mu_0$
diamagnético	$\chi < 0$ y $ \chi \ll 1$	$\mu < \mu_0$
ferromagnético	$\chi \gg 1$	$\mu \gg \mu_0$

Tabla 2. Clasificación de materiales según su comportamiento ante un campo magnético (modificado de Soler, 2006).

Los materiales paramagnéticos presentan una pequeña susceptibilidad magnética positiva, que disminuye con la temperatura y proviene de la existencia de dipolos magnéticos permanentes capaces de orientarse bajo la influencia de un campo externo. A temperaturas normales, las vibraciones térmicas del material aseguran una orientación al azar de los dipolos, por lo que la magnetización media es nula, pero al ser mayor el campo aplicado, mayor será el momento magnético neto por unidad de volumen.

El diamagnetismo resulta de momentos magnéticos negativos inducidos en todos los materiales por aplicación de un campo magnético externo, su susceptibilidad es negativa y es independiente de la temperatura. De modo que el momento diamagnético inducido es el mismo en cualquier orientación de la órbita respecto al campo, lo que implica que las vibraciones térmicas no afecten la susceptibilidad diamagnética.

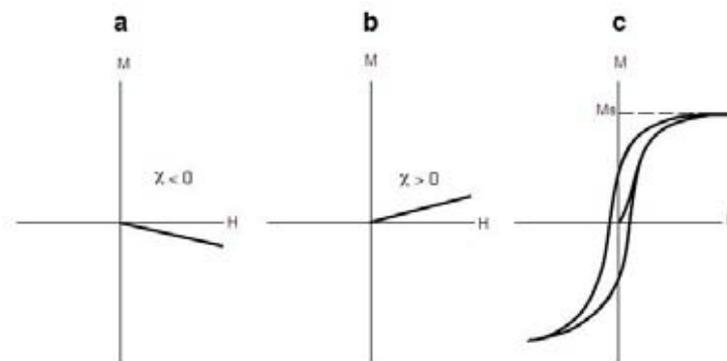


Figura 5. Gráfica de magnetización M contra campo aplicado H a un material a) diamagnético, b) paramagnético y c) ferromagnético. M_s es la magnetización de saturación (mod. Butler, 1992).

El ferromagnetismo se caracteriza por susceptibilidad positiva y grande, se observa más fácilmente en compuestos del hierro, por ello su nombre. El valor de la susceptibilidad depende del campo aplicado y de la historia previa de la materia. Para nuestro estudio, los materiales ferromagnéticos son de gran importancia, por la magnetización que retienen. En la Figura 5 apreciamos la magnetización para cada material descrito anteriormente en términos de la susceptibilidad.

d) Dominios magnéticos. Ferromagnetismo.

Los materiales ferromagnéticos se componen de una gran cantidad de cristales microscópicos, compuestos por granos en los cuales hay regiones llamadas *dominios magnéticos*, donde el acoplamiento de los dipolos magnéticos atómicos produce esencialmente una alineación perfecta de todos los átomos. En estos dominios la magnetización es uniforme y se toma como la mayor magnetización posible en el interior del dominio, llamada magnetización de saturación (M_s). Landau y Lifschitz propusieron el primer modelo de dominio magnético explicando cómo se equilibra la fuerza magnetostática en un cristal.

Existen tres tipos de dominios según Dunlop (1995):

- i) Dominio sencillo (DS). Contiene un solo dominio donde los cambios en la magnetización ocurren debido a la rotación simultánea de los espines atómicos.
- ii) Dominio pseudo-sencillo (DPS). Magnetización no uniforme pues ocurre en granos más grandes que los de DS, pero es similar en su comportamiento en cuanto a la alta magnetización remanente de saturación (M_{rs}) y ante un campo magnético intenso suficiente para mover las paredes de los dominios, campo nombrado coercitivo o simplemente coercitividad (H_c).
- iii) Dominio múltiple (DM). Más de un dominio, los cambios de magnetización ocurren por el movimiento de las paredes de Bloch o por la formación y deformación de dominios.

La coercitividad interna de los granos h_c es determinante para la respuesta de dominios. Las zonas de transición o de discontinuidad entre dominios magnéticos vecinos, llamadas Paredes de Bloch, permiten el cambio continuo de dirección de los espines electrónicos no apareados, esto se observa en la Figura 6.



Figura 6. Comportamiento de momentos magnéticos atómicos en transición de un dominio a otro por medio de la pared de Bloch (Tarling, 1983).

El cociente M_r/M_s es usualmente tomado como medida de la eficiencia de la magnetización remanente adquirida y además es útil para diferenciar el tipo de dominio de la red cristalina. Por esta forma es posible identificar que rocas ricas en magnetita o titanomagnetita presentarán un dominio pseudo sencillo DPS.

Ferromagnetismo

Los materiales ferromagnéticos pueden retener magnetización aún en ausencia de un campo externo, debido a que presentan una gran tendencia a desdoblarse en dominios, cada uno con una dirección de magnetización distinta por lo que macroscópicamente la magnetización resulta nula. Éste comportamiento es la base de los imanes permanentes. El origen de los momentos magnéticos o dipolos de estos materiales está asociado al espín de los electrones, pues existen interacciones entre ellos que permiten o no acoplamiento de direcciones.

A partir de la dirección de alineación de los espines electrónicos, un material puede presentar una de las tres variantes del ferromagnetismo, observe en Figura 7.

- a) Ferromagnetismo. Interacciones muy intensas entre los espines que producen alineamiento paralelamente unos con otros.
- b) Antiferromagnetismo. El acoplamiento por parejas resulta un espín paralelo a la alineación del campo y el otro tiene dirección opuesta, por lo que el resultado es una magnetización nula del material. Ejemplos de materiales: hematita, hierro y níquel.
- c) Ferrimagnetismo. Presentan dos capas internas de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente pero con magnitud distinta, obteniendo una magnetización distinta de cero aún en ausencia de un campo externo. La magnetita (Fe_3O_4) es un material ferrimagnético y es el mineral más importante en contribuir al magnetismo de las rocas.

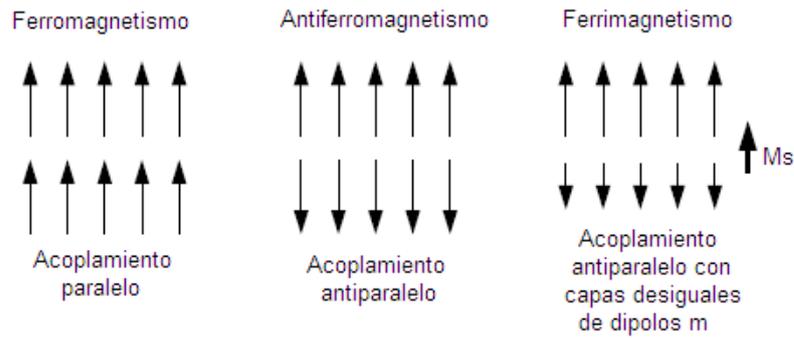


Figura 7. Acoplamiento de los momentos dipolares m , asociados a espines electrónicos, conforme a la respuesta del material ante un campo magnético. En el caso del ferrimagnetismo se presentan dipolos antiparalelos pero de magnitud distinta por lo que resulta una magnetización de saturación M_s (aún sin campo externo) distinta de cero. (modif. Butler, 1992).

La composición química de los minerales ferromagnéticos determina tres propiedades de la magnetización remanente: la temperatura de Curie T_C , el punto de Néel P_N y la magnetización de saturación M_s .

T_C es la temperatura a la cual el material pierde la capacidad de retener el magnetismo, cambia su condición de ferromagnética a paramagnética. Debajo de esta temperatura el comportamiento de los átomos produce el acoplamiento de los dipolos en dirección del campo magnético aplicado. Para la mayoría de las rocas $T_C < 600^\circ \text{C}$. P_N es el punto análogo a T_C para los materiales antiferromagnéticos.

M_s es la magnetización máxima que un material puede guardar de acuerdo a los dominios de la red cristalina que lo forme.

e) Ciclo de histéresis.

Al cesar la aplicación de un campo magnético externo sobre un material ferromagnético, el material produce una magnetización remanente M_r . Si analizamos la curva de magnetización M del material contra un campo externo aplicado H observaremos un comportamiento peculiar, llamado histéresis. Describamos este proceso para el caso de un dominio simple DS, como se observa en la Figura 8.

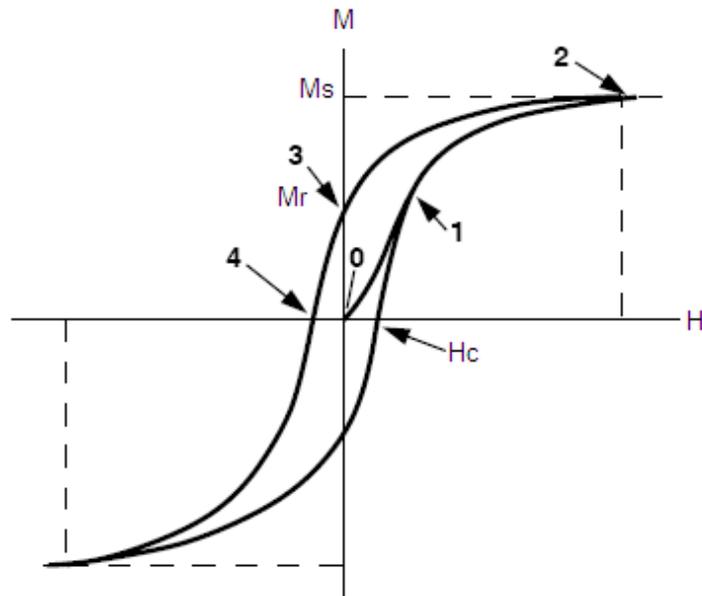


Figura 8. Diagrama del ciclo de histéresis para DS. H_c es coercitividad, campo requerido para mover las paredes del dominio y obtener magnetización M ; M_s magnetización de saturación del dominio producida por el intercambio de espines atómicos; M_r magnetización remanente, magnetización que permanece en el material en ausencia de H (modificado de Buttler, 1992).

Partiendo del origen, la aplicación inicial de un campo magnético H lleva al dominio a adquirir magnetización paralela a H , puntos 0 – 1 – 2. Si el campo aplicado incrementa a un nivel suficiente todos los granos del dominio se alinearan con el campo, punto 2, obteniendo el material magnetización de saturación M_s . La M_s depende linealmente de la concentración del mineral ferromagnético. Eliminando el campo aplicado, M decrece, puntos 2 – 3. Tras remover H , surge la magnetización remanente M_r . La magnetización llega a cero y un campo magnético opuesto debe ser aplicado. M decrece a través de los puntos 3 – 4 y el campo magnético requiere una fuerza suficiente, coercitividad H_c , para llevar M a cero. El ciclo de histéresis se completa conduciendo al material a la saturación en la dirección negativa. El ciclo vuelve a la saturación en la dirección positiva.

El proceso anterior es un ejemplo de granos de DS ferromagnéticos con adquisición eficiente de M_r y resistencia a la desmagnetización. Ambas propiedades son obviamente deseables para el paleomagnetismo. Por ejemplo para la magnetita DPS, para obtener M_r el campo aplicado debe ser aproximadamente de 150 mT;

para rocas ricas en titanomagnetita los valores para H_c y M_r/M_s son cercanos a 300 mT, debido a que su red cristalina es también DPS.

El ciclo de histéresis permite definir las características de magnetización de los minerales ferromagnéticos, mediante el análisis de esta curva, es posible inferir el tipo de dominio magnético del material a investigar.

4. Tipos de Magnetización.

Existen varias maneras en que un material adquiera magnetización; puede ser por la presencia de un campo magnético, por vía química, térmica, por sedimentación, esfuerzos, de forma rápida o en muy largos periodos. Un material al ser medido presenta una magnetización, denominada magnetización remanente natural (NRM), que es la suma de la magnetización primaria (adquirida al momento de la formación del material), las secundarias (a través de su vida) y la inducida. Para este estudio nos interesan en particular dos tipos de magnetización: la termorremanente y la detrítica.

a) Magnetización termorremanente TRM

Magnetización adquirida por un mineral magnético al enfriarse lentamente después de estar sujeto a altas temperaturas en presencia de un campo magnético, se muestra en Figura 9. Existe un modelo propuesto por Néel que proporciona matemáticamente el resultado de este proceso Ver Anexo 7. Esta magnetización en ocasiones puede ser estable en grandes periodos de tiempo. El límite térmico en que un material puede retener magnetismo es la T_C .

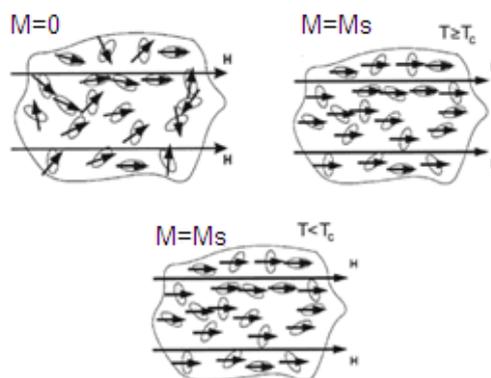


Figura 9. Adquisición de magnetización termorremanente. Donde M magnetización, M_s magnetización de saturación, T temperatura, T_C temperatura de Curie (modif. Butler, 1992).

b) Magnetización remanente detrítica (DRM)

Esta magnetización es adquirida durante la deposición y litificación de las rocas sedimentarias, se esquematiza en la Figura 10. En la mayoría de los ambientes sedimentarios el mineral magnético dominante es la magnetita o titano-magnetita pobre en titanio (Butler, 1992).

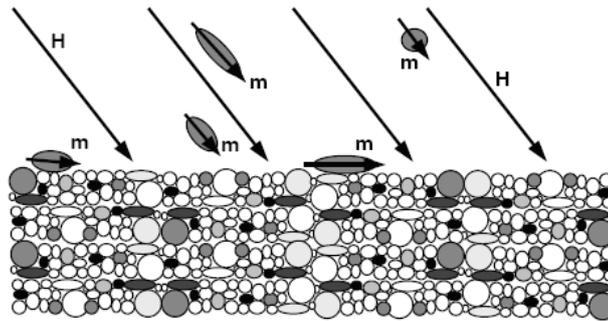


Figura 10. Esquema de granos ferromagnéticos con momentos magnéticos m depositándose bajo la influencia de un campo magnético H (Butler, 1992).

Este modelo considera que sólo las partículas ferromagnéticas son afectadas por el campo magnético permitiendo su alineación. Los granos ferromagnéticos elongados con el momento magnético en el eje mayor tienden a rotar hacia el plano horizontal, resultando una menor inclinación. Las desviaciones de dirección que pueden sufrir estos sedimentos se manifiestan en errores de inclinación magnética (Butler, 1992). Las muestras de sedimentos necesitan una corrección en la inclinación.

Para este estudio la TRM es la forma en que fueron magnetizados los materiales arqueológicos a investigar.

5. Arqueomagnetismo

Debido a la presencia de minerales magnéticos en las rocas éstas pueden servir de registro de la intensidad, inclinación y declinación del campo magnético terrestre en el momento en que se formaron en algún momento en el pasado. Esto se explica dado que los minerales magnéticos en las rocas a temperaturas mayores de $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ (T_c) no pueden guardar magnetización alguna, es al momento de enfriarse, por debajo de esta temperatura, que “registran” la magnetización TRM.

Esta propiedad de las rocas ha permitido el desarrollo del paleomagnetismo, que es el estudio del campo magnético terrestre en el pasado. El paleomagnetismo da un marco

de referencia para comparar la variación de la dirección e intensidad del campo magnético terrestre en el tiempo, y puede, por lo tanto, servir como un método para conocer la edad de las rocas y otros materiales que tienen minerales magnéticos como son algunos materiales arqueológicos: hornos, fogones, comales, temazcales, pisos, techos y muros; que después de ser expuestos al fuego guardan la dirección e intensidad del campo magnético presente al momento de su última exposición, como en Figura 11.

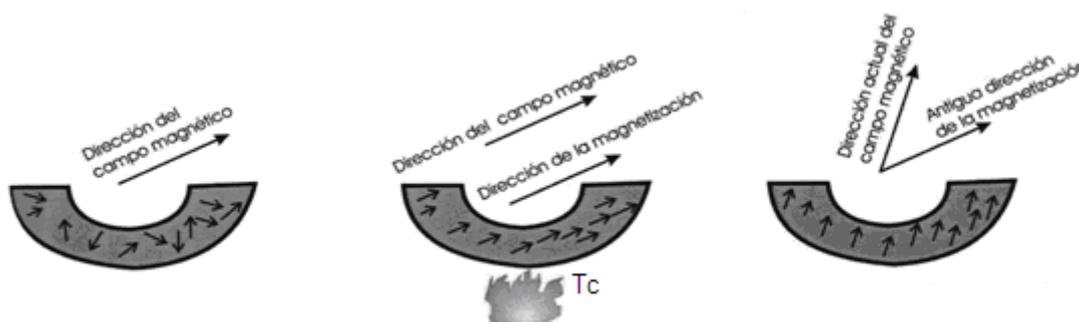


Figura 11. Proceso de adquisición de TRM en pared de horno (modif. de Soler, 2006).

El arqueomagnetismo es el estudio de materiales arqueológicos que debido a su contenido de óxidos de hierro pueden registrar la variación del campo geomagnético o ser caracterizados mediante experimentos de propiedades magnéticas.

Existen diversas investigaciones arqueomagnéticas: 1) estudios de variaciones espacio-temporales del campo geomagnético en zona de interés; 2) fechamiento de estructuras y eventos; 3) identificación de instrumentos que indicarían el conocimiento del campo geomagnético por diversas culturas; 4) estudio de orientaciones de construcciones; y 5) propiedades magnéticas de materiales empleados para la elaboración de objetos con el objetivo de identificación de fuentes.

Para dichas investigaciones se buscan materiales que hayan sido expuestos al calor o a altas temperaturas; como un área incendiada o un horno de cerámica son candidatos para aplicar un fechamiento arqueomagnético.

Fechamiento arqueomagnético en Mesoamérica.

Mesoamérica es un área comprendida por el centro y sur de México, Guatemala, Belice, El Salvador y el oeste de Honduras, donde se desarrollaron civilizaciones entre el 2000 a. C. y el 1521 d. C. Su frontera norte comprende los estados de Michoacán, Hidalgo, México y Veracruz.

La cronología mesoamericana ha estado basada en secuencias estratigráficas ajustadas mediante cerámica, estilos arquitectónicos y fechamientos absolutos mediante ^{14}C . Las diversas correlaciones entre calendarios prehispánicos y cristianos, fechamientos anómalos de ^{14}C , el mejoramiento de técnicas de ^{14}C y el desarrollo de otras técnicas de fechamiento como hidratación de obsidiana y termoluminiscencia, conducen a una revisión de dicha cronología. En las investigaciones arqueológicas se emplea cada vez más el arqueomagnetismo como herramienta que puede proveer una precisión no alcanzada aún por los métodos radiométricos (Tarling, 1983).

Nagata y colaboradores realizaron las primeras investigaciones arqueomagnéticas en México en 1965 sobre alfarería de Cuicuilco (Urrutia, 1975).

Daniel Wolfman en 1969, tomó las primeras muestras para fechamiento arqueomagnético y cuatro años después publicó una nueva cronología para Mesoamérica entre el año 1 y 1200 d. C. (Wolfman, 1973). Ver Anexo 8.

La investigación arqueomagnética en México realizada por Soler-Arechalde y colaboradores a partir de 1999 nos plantea la necesidad de obtener mayor información para mejorar la curva de referencia de variación secular para Mesoamérica. El presente trabajo pretende contribuir en la variación secular por dirección.

6. Metodología del fechamiento arqueomagnético

a) Mediciones

Una vez obtenida la muestra arqueomagnética y preparados los especímenes, como se explica en el capítulo siguiente, son medidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo. Utilizamos un magnetómetro de giro JR6, que mide la oscilación del campo magnético producida por la rotación del momento magnético m del espécimen que está girando; su resolución es de 10^{-10} Am^2 . Las mediciones obtenidas son las componentes del momento magnético del espécimen (m_x , m_y , m_z) en coordenadas de la muestra. A través del programa de computo REMA6 obtenemos la declinación, inclinación y magnitud de la magnetización remanente del espécimen.

b) Correcciones

Para representar estas direcciones realizamos una *corrección geográfica*, es decir transformamos las coordenadas de la muestra a coordenadas geográficas. Para esto

necesitamos la orientación del especimen (medida in situ), su volumen V y las componentes del momento magnético (m_x, m_y, m_z). Para cada especimen el

momento magnético total m es
$$m = \sqrt{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2} \quad \text{Ec. (13)}$$

y la intensidad de magnetización remanente natural NRM es
$$NRM = \frac{m}{V} \quad \text{Ec. (14)}$$

La inclinación y declinación en coordenadas del especimen, I_c y D_c , están dadas por:

$$I_c = \tan^{-1}\left(\frac{m_z}{\sqrt{m_x^2 + m_y^2}}\right), \quad D_c = \tan^{-1}\left(\frac{m_y}{m_x}\right) \quad \text{Ec. (15), (16)}$$

Ahora se realiza la *corrección de rumbo y echado*, que consiste en rotar la dirección de la NRM al rededor del eje local del rumbo A (azimut con respecto al norte geográfico del sitio), en este caso del azimut medido, por un monto igual al del echado B (inclinación con respecto a la horizontal del sitio). Esta rotación se efectúa con la siguiente matriz:

$$R = \begin{bmatrix} \cos A & -\sin A \cos B & \sin A \sin B \\ \sin A & \cos A \cos B & -\sin B \cos A \\ 0 & \sin B & \cos A \end{bmatrix} \quad \text{Ec. (17)}$$

c) Representación

Con las direcciones ya corregidas se representan a través de una red, esto es desplegar visualmente esta información utilizando una proyección sobre una esfera. La proyección utilizada en este trabajo es la de igual-área o de Schmidt, que asigna un área sobre la esfera correspondiente a un cono de vectores alrededor de un vector central, esta área permanecerá constante sin depender de la dirección del vector central. Esta proyección es la más útil para el caso de datos de análisis de direcciones.

Entonces se observarán puntos sobre una red estereográfica (esfera) para las NRM, que se encontrarán dentro de un área circular con vector central que funge como polo. Los materiales pueden tener una o varias magnetizaciones, una de ellas debe ser la primaria M_p y la(s) otra(s) magnetización secundaria M_s . En la Figura 12 observamos un ejemplo de representación sobre esfera correspondiente a la corrección de rumbo y echado.

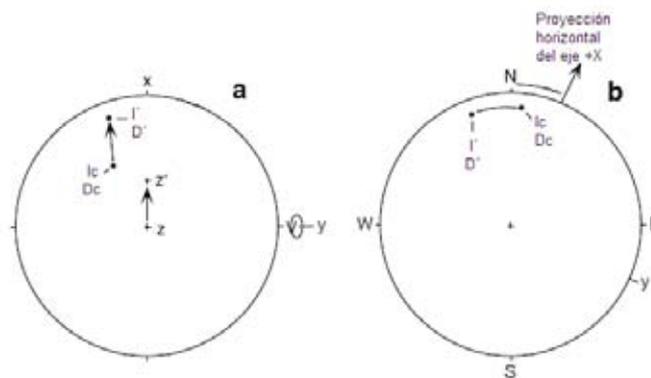


Figura 12. Corrección geográfica sobre una esfera.

a) La inclinación y declinación de la dirección NRM de un espécimen en coordenadas de la muestra (I_c, D_c) pasa a (I', D') al rotando el eje Z hacia la horizontal del sitio. b) El eje de la muestra va a la posición geográfica rotando hacia el azimut (modificado de Butler, 1992).

d) Desmagnetización.

Para obtener la magnetización primaria o característica y la o las secundarias, existen dos tipos de tratamiento desmagnetizador: Campos alternos y térmico.

- 1) Desmagnetización mediante campos alternos. El método consiste en aplicar un campo débil a la muestra, causando que los granos de menor o igual coercitividad h_c a la del campo aplicado H_c se alinean a él; al reducirse el campo, la magnetización de estas partículas queda desordenada, por lo que sólo quedarán las remanencias de las partículas con coercitividades mayores que la del campo aplicado. Con incrementos sucesivos del campo aplicado, medimos la remanencia tras cada incremento, obteniendo el espectro de coercitividad, graficando contra el campo aplicado. Técnica recomendada para el tratamiento de rocas ígneas, pues presentan una NRM muy fuerte que perdura en el tiempo.
- 2) Desmagnetización térmica. Calentamos la muestra a temperaturas por debajo de T_C para minerales ferromagnéticos y dejamos que se enfríe a temperatura ambiente en un campo magnético nulo. Esto produce que los granos con temperatura T_C menor a la temperatura expuesta adquieran magnetización termorremanente en $H=0$, lo que implica borrar la NRM que portan los granos. Este método se emplea para rocas con hematita dominante en su composición.

En este trabajo se empleó sólo el primer método. Para cada espécimen se hace un espectro de desmagnetización, grafica de M contra campo aplicado H .

e) Obtención de componentes de magnetización. Componentes principales.

La magnetización M que presenta un material decrecerá conforme se apliquen campos alternos para desmagnetizar dicho material. En la Figura 13, observaremos la transformación del vector de magnetización $M_0 = NRM$ actual, del punto 0 – 6, sujeto a desmagnetización. De los puntos 1 – 3 cambia su dirección y magnitud, la magnetización en el punto 1 (M_1) es de mayor magnitud que M_2 y tienen distinta dirección. A partir del punto 3 al 6 se puede el vector de magnetización ya no cambia su dirección, sólo decrece su intensidad, esto debido a que se ha llegado a la NRM principal o característica (NRM_p), es decir la magnetización grabada debido al campo magnético al que se encontraba sujeto cuando se formó el material, o cuando fue expuesto a temperaturas mayores a la de Curie.

Para obtener las componentes de magnetización M a través del tratamiento desmagnetizador, se emplea una herramienta llamada *Diagrama de Zijderveld* DZ, en el que se combina la intensidad y los cambios en la dirección de M , ver Figura 14. El punto final del vector de magnetización M es proyectado como dos puntos en dos planos ortogonales; el plano horizontal contiene el vector $\sqrt{x^2 + y^2}$, y el vertical contiene a $x\sqrt{x^2 + y^2}$ ó $y\sqrt{y^2 + z^2}$, donde x, y, z son sus componentes referidas a los ejes coordenados:

$$x = m \cos I \cos D, \quad y = m \cos I \sin D, \quad z = m \sin I \quad \text{Ec. (18), (19), (20)}$$

En el DZ se representa el eje X como Norte, $-X$ como Sur (o abajo), Y Este y $-Y$ Oeste. La distancia al origen es proporcional a la intensidad de M , por lo que se formarán trayectorias sobre los planos de DZ de acuerdo con los cambios de dirección (inclinación y declinación) e intensidad.

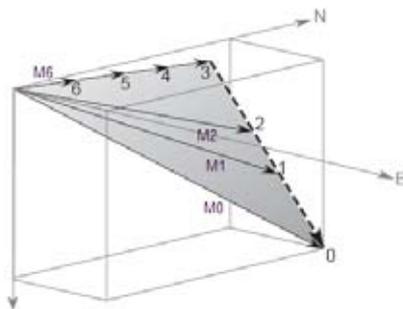


Figura 13. Vector de magnetización M . M_0 magnetización actual, M_1 a M_6 es M a través de campos alternos (modificado de Butler, 1992).



Figura 14. Construcción del Diagrama de Zijderveld. A y B cabezas de vector de magnetización (mod. Butler, 1992).

El caso mostrado en la figura 14 es prácticamente ideal, pues lo más común es que traslapen direcciones en DZ y por tanto hay traslape de los espectros de coercitividad. Resolver las direcciones de dos magnetizaciones sobrepuestas es complejo, observe la Figura 15. Y únicamente en el caso que las dos direcciones, M_p y M_s , tengan un traslape no muy grande es que es posible obtener las componentes de la magnetización.

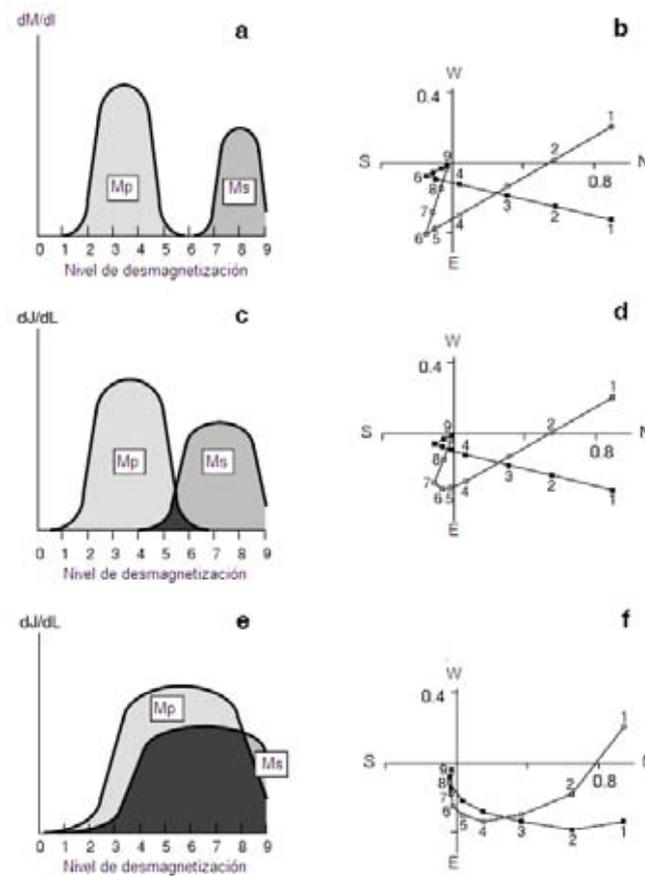


Figura 15. Esquema de traslape de espectros de desmagnetización (Butler, 1992). El espectro de magnetización se obtiene graficando el cambio de M en el espécimen (dM/dI) a través de cada desmagnetización. M_p es dirección principal de M y M_s dirección secundaria. Observamos para a), c) y e) el diagrama de Zijderveld correspondiente b), d) y f).

En casos de traslape de magnetizaciones se recomienda el uso de *círculos de remagnetización*, esto es, si M_p y M_s están siendo desmagnetizadas simultáneamente los vectores resultantes después de cada desmagnetización definirán un círculo en una red estereográfica, llamado círculo de remagnetización; la intersección de círculos de remagnetización de varios especímenes se usa para encontrar las componentes de la magnetización principal o característica. Para un material con M

uniforme y que posea NRM_p y NRM_s coincidirán los círculos de remagnetización obtenidos; si existiera dispersión o traslape en alguna componente, los círculos no coincidirán, pero tenderán a converger en un punto o polo (cuando se alcance la dirección característica cerca del origen), observe la Figura 16. Este es el método de componentes principales (Kirschvink, 1980), haciendo el mejor ajuste por planos con una desviación angular máxima (MAD por su siglas en ingles) para la aproximación. Ver Anexo 9.

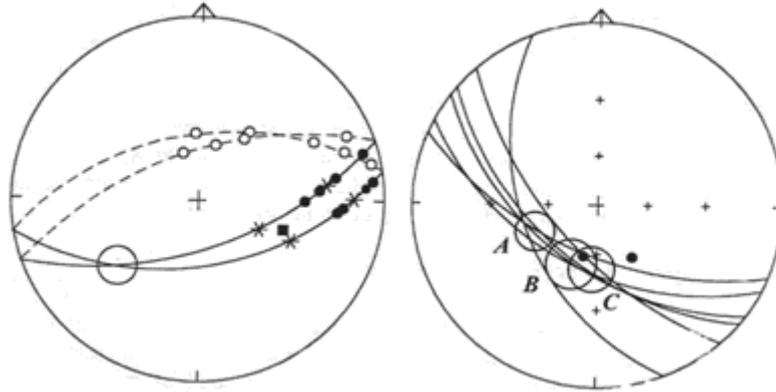


Figura 16. Círculos de remagnetización para determinar componentes de la magnetización. Los puntos y asteriscos señalan los puntos de vectores magnetización que se traslapan y que tenderán hacia los puntos A, B y C, que determinarán la dirección de magnetización buscada (Butler, 1992).

f) Método estadístico y confiabilidad del método.

La estadística empleada para determinar direcciones medias en los vectores de magnetización M como en los polos paleomagnéticos es de tipo bidimensional; la más utilizada es la de Fisher (1953), sugerida para el análisis de datos paleomagnéticos (Demarest, 1983). La distribución Fisher ve a las direcciones de los vectores de NRM de varios especímenes como puntos en la superficie de una esfera unitaria, cada una de las direcciones con peso unitario. La función de densidad de Fisher da la probabilidad por unidad de área angular de encontrar una dirección dentro de dicha área, centrada en su dirección media.

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} e^{\kappa \cos \theta} \quad \text{Ec. (21)}$$

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión κ es

$$\kappa = \left(\frac{N-1}{N-R} \right) \quad \text{Ec. (22)}$$

donde N es el número de especímenes y R la magnitud del vector resultado de cosenos directores totales del espécimen. Para el desarrollo estadístico Ver Anexo 10. Para obtener una dirección media, tras el tratamiento estadístico, es necesario dar un límite de confiabilidad llamado α_{95} pues nos da una confiabilidad de 95% de que la declinación e inclinación de la magnetización se encuentren dentro del área; así:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N-R}{N} \left(\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right) \quad \text{Ec. (23)}$$

g) Otras pruebas: Susceptibilidad, IRM y ciclo de histéresis.

De la muestra a investigar se eligen algunos especímenes para realizar pruebas secundarias que determinarán el tipo de mineral magnético que guarda magnetización.

La susceptibilidad se midió con un susceptómetro Kappa bridge KLY3.

Con micromuestras se realizaron pruebas de magnetismo de rocas como ciclos de histéresis y adquisición de IRM, para determinar los minerales magnéticos y caracterizar a la magnetización.

h) Caracterización del material: Diagrama de Day.

Del ciclo de histéresis obtenemos la magnetización (H_{cr}), que se incrementan gradualmente, se mide la magnetización que va guardando (M_r) hasta llegar al punto de saturación de M (M_s), entonces se identifica la magnitud del campo coercitivo (H_c) para el cual M ya no cambia en dirección. Así se grafica la razón entre magnetización remanente y magnetización saturada (M_r/M_s) contra la razón entre campo aplicado que causa remanencia y campo coercitivo (H_{cr}/H_c). Este diagrama identifica el tipo de dominio magnético que presente el espécimen, como se observa en la Figura 17, la región superior izquierda corresponde a dominio sencillo DS, la región media es de dominio pseudo sencillo DPS y la región inferior derecha para dominio múltiple DM.

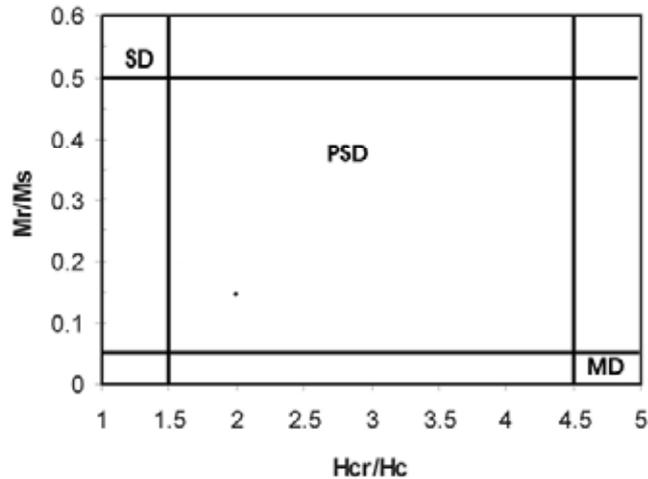


Figura 17. Diagrama de Day. Donde SD es dominio simple, PSD dominio pseudo sencillo y MD dominio múltiple. En el ejemplo se observa la caracterización de un material que tiene PSD.

i) Determinación de la dirección media con de la curva de variación secular.

Con las direcciones características de los especímenes se saca la media de valores, así se obtiene la dirección media de la muestra. Esta dirección se compara la declinación e inclinación, en coordenadas geográficas (latitud, longitud), contra la curva de variación secular de Mesoamérica. Los puntos de coincidencia corresponderán a fechas arqueomagnéticas probables. Esta determinación se representa en la red estereográfica o en gráficas latitud, longitud contra años. En este trabajo utilizamos la red estereográfica.

j) Selección de fecha arqueomagnética.

Las fechas probables se presentan al especialista (arqueólogo o historiador) que lleve el proyecto arqueológico para que con elementos de Arqueología e Historia selecciones alguna o varias fechas probables. Si es posible se busca contar con fechamiento por ^{14}C que delimiten estratigráficamente a las muestras obtenidas. Tras la selección se presenta el fechamiento arqueomagnético definitivo.

II. El sitio arqueológico: Chapultepec.

La gran urbe teotihuacana fue la ciudad más compleja del período Clásico en Mesoamérica, y se desarrolló en diversas fases culturales que muestran su desarrollo, así como su decadencia. En la fase Xolalpan (350 - 550 d. C.) se llegó al esplendor teotihuacano, sobre todo en su gobierno, religión y comercio; extendió su influencia a otras zonas de Mesoamérica, sobre todo en la cuenca de México que en aquel entonces era ocupada por un gran lago como se muestra en la Figura 18.

En la fase Metepec (550 – 650 d. C.) Teotihuacan sufrió su drástica caída (Manzanilla, 2003); enormes interrogantes surgen sobre lo ocurrido en las zonas rurales, periferias o suburbios de la ciudad de los muertos, sobre todo su posible migración a otros sitios de la cuenca de México como Chapultepec.



Figura 18. Lago de la cuenca de México en el Posclásico temprano.



Fig. 19. Código Boturini. Llegada mexicana en Chapultepec 1332 (Biblioteca Nacional de Antropología e Historia).

Chapultepec en la historia de nuestro país constituye un lugar especial, hacia 1332 fue ocupado por los mexicas, muestra de ello es el Código Boturini que se observa en la Figura 19; espacio ritual y secular de los tlatoanis aztecas y de donde salía un acueducto que surtía a la ciudad de Tenochtitlan. Tras la conquista española, Cortés se apropió de Chapultepec hasta 1530 cuando el rey español Carlos V resolvió que el bosque y el cerro pertenecían a la ciudad de México. En la cima del cerro se destruyó el templo prehispánico para construir una capilla católica en 1555 (Moreno, 2002).

Unidad habitacional de Chapultepec. Descripción arqueológica

En el año 2003 se realizaron investigaciones arqueológicas en la falda sur del cerro de Chapultepec a través del Proyecto Arqueológico del Museo Nacional de Historia-INAH. Dichas investigaciones podrían aportar información sobre la migración teotihuacana. En esta área, se detectaron los restos de una unidad habitacional de filiación teotihuacana, según el análisis de la cerámica encontrada; la cual denota población humana que vivió en este sitio durante finales del período Clásico (Fase Metepec 550 - 650 d. C.) y principios del Epiclásico (Fase Coyotlatelco 650 - 750 d. C.) (Espinosa, 2005; Moreno, 2004).

Las excavaciones efectuadas en la falda sur de Chapultepec condujeron al hallazgo de una unidad habitacional que se reveló mediante alineaciones de piedra asociadas a entierros humanos con ofrendas, cajetes de soporte anular en forma yuxtapuesta, artefactos y restos materiales que corresponden a actividades de tipo doméstico característicos de la fase Metepec (Moreno 2004). Las excavaciones se ampliaron en 2004 y la investigación se enfocó al patrón de asentamiento del lugar con el fin de conocer los procesos de cambio en Chapultepec para ese periodo.



Figura 20. Excavaciones en la ladera sur del Cerro de Chapultepec.

En la Figura 20 se aprecia el área de excavación de 45 m², ahí se identificaron muros alineados de andesita careada; que forman una casa de forma rectangular, con paredes de adobe. También se encontraron en el interior de la unidad cuatro pisos

III. Procesamiento de muestras arqueomagnéticas.

a) Trabajo de Campo

Las muestras estudiadas se tomaron en 2003 por la Dra. Soler y equipo del Laboratorio de Paleomagnetismo LP (I. Geofísica UNAM). Se tomaron 3 muestras: 15 especímenes del Fogón, 13 especímenes del Piso 1 y 11 especímenes del Piso 2 (ver Tabla 3). Mi participación personal en trabajo de campo fue la toma de muestras del Palacio Quemado en Tula, Hidalgo (Martínez, 2008). El equipo del LP ha realizado muestreos en Teotihuacan, Templo Mayor, Xochicalco y Tula, entre otros sitios, material en investigación actual y futura.

Muestra	Especímenes
Fogón	Chap1 a Chap 12, con Chap11: a, b, c, d.
Piso 1	Chap21 a Chap 32, con Chap32: a, b.
Piso 2	Chap33 a Chap44.

Tabla 3. Muestras medidas. El especimen Chap11 fue preparado en cuatro especímenes más debido al tamaño que presentó y Chap32 en dos.

La toma de muestras en el sitio arqueológico se realiza de acuerdo a los intereses arqueológicos y prefiriendo lugares u objetos que hayan sido expuestos a fuego. En la Figura 22 se muestra la distribución de los especímenes en el sitio y en la Figura 23 la colecta del Fogón. Seleccionada el área a investigar, primero se limpia cuidadosamente para luego adherir con pegamento epóxico (que no contiene materiales magnéticos), un cilindro de madera de 5 mm de espesor y una pulgada de diámetro por espécimen, previamente lijado para obtener una superficie lisa.



Figura 22. Distribución de colecta del sitio.

Figura 23. Colecta especímenes del Fogón.

Enseguida utilizando una brújula Brunton, orientamos los especímenes con respecto al CMT actual para hacer la corrección geográfica en el laboratorio. Ver Anexo 11. Se coloca la brújula con la pínula siguiendo la regla de la mano derecha, sobre el cilindro de madera y buscamos la posición en que se encuentre nivelada (con el ojo de buey bien centrado). Marcamos con plumón permanente una recta marcada por el canto derecho de la brújula, con punta de flecha en dirección de la pínula. Anotamos en la bitácora la dirección que marca la aguja que corresponde al azimut de la línea.

Ahora colocamos la brújula sobre su canto derecho sobre la línea trazada, la pínula y la punta de flecha deben coincidir nuevamente. Y movemos suavemente el control del nivel que se encuentra atrás en la carcasa, hasta lograr que el ojo de buey del clinómetro esté en el centro. Anotamos el valor de la escala del clinómetro que apunta la aguja; ésta es la inclinación. Con el plumón permanente etiquetamos cada espécimen con inicial *Chap* y con numeración progresiva, anotando en la bitácora a qué muestra corresponden. Tras un tiempo suficiente para que el pegamento seque, procedemos a extraer las muestras; con cincel y martillo golpeamos suavemente alrededor del área del cilindro hasta separar el fragmento del piso.

Para transportar los especímenes, los envolvemos en algodón y dentro de una bolsa de plástico se guardan en recipientes de plástico para garantizar el traslado al laboratorio.

b) Trabajo en el Laboratorio de Paleomagnetismo

Una vez en el laboratorio pegamos en cada espécimen una segunda tapa de madera cilíndrica con pegamento epóxico. Perfilamos con un torno de banco los excesos de material que pudiera haber y consolidar con epóxico las zonas no rellenas, para obtener un cilindro de paredes suaves y de una pulgada de alto, adecuado para ser medido con el equipo del laboratorio. De los 48 especímenes obtenidos de tres muestras, 13 de ellos no fueron extraídos o consolidados adecuadamente por lo que no fueron medidos, en la Figura 23 se observan todos los especímenes con que se trabajó.

Ahora se procede a someter las muestras al tratamiento de lavado magnético con un Desmagnetizador de Campos Alternos, con el que aplicamos campos de 2.5 a 100 mT, en intervalos de 5, 10 y 20 mT. Paralelamente se mide cada espécimen con un

magnetómetro de giro JR6, a partir del cual obtenemos inclinación, declinación e intensidad de la magnetización que portan. Todos los datos se registran en bitácora.



Figura 23. Especímenes de Chapultepec.

Tres especímenes fueron seleccionados para realizar las pruebas de susceptibilidad, IRM e histéresis. De las muestras Chap3, 8 y 11 del Fogón se extrajeron fracciones pequeñas del material. La susceptibilidad fue medida con Kappa bridge KLY3 y normalizada con su masa. Para realizar ciclos de histéresis y adquisición de magnetización mediante pulsos se utilizó un Micromag de Princeton Measurements.

Tras la medición de las muestras proseguimos al procesamiento de datos de acuerdo a la metodología explicada en el capítulo I.

IV. Análisis e interpretación de resultados.

Direcciones de magnetización

Se obtuvieron las componentes de magnetización para el Fogón, Piso 1 y Piso 2, las cuales presento, con una selección de especímenes (Figuras 24, 25 y 26). Se muestran la red estereográfica, el Diagrama de Zijderveld DZ y el espectro de desmagnetización de cada muestra.

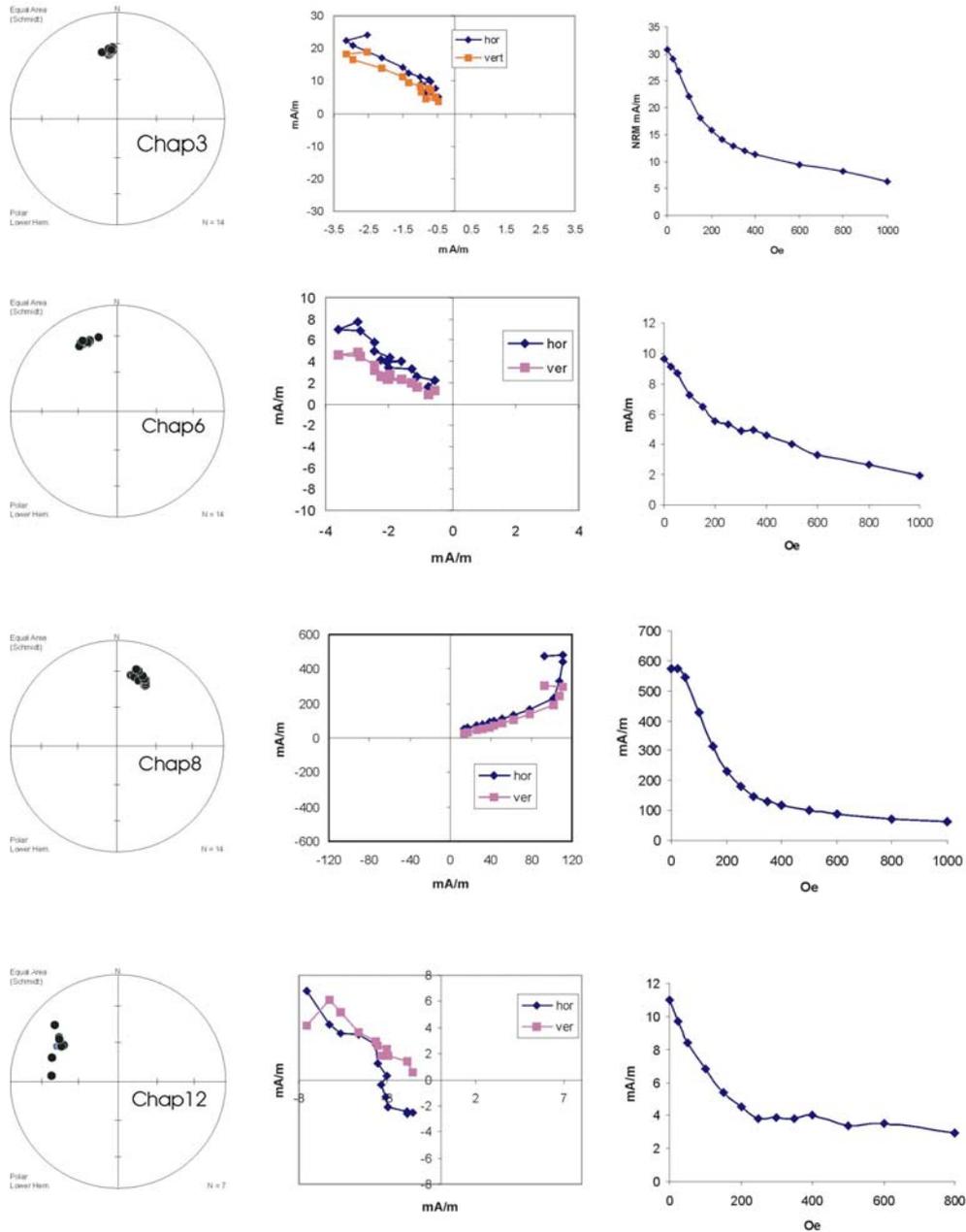
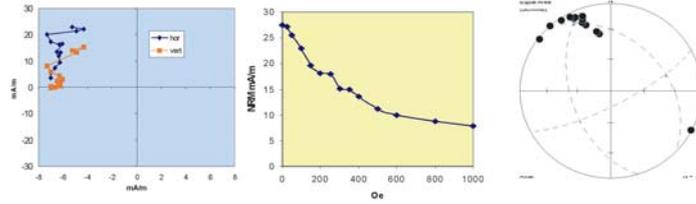


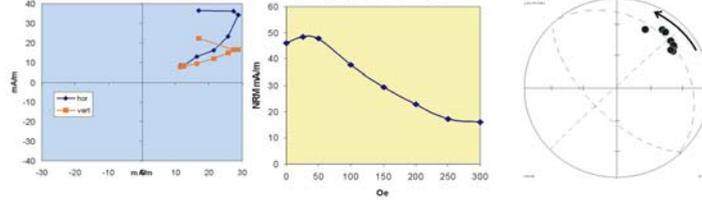
Figura 24. Diagrama de igual área unidimensional, DZ y espectro de desmagnetización de Chap3, Chap6, Chap8 y Chap12 del Fogón.

CHAPULTEPEC Piso 1

CHAP25



CHAP28



CHAP30

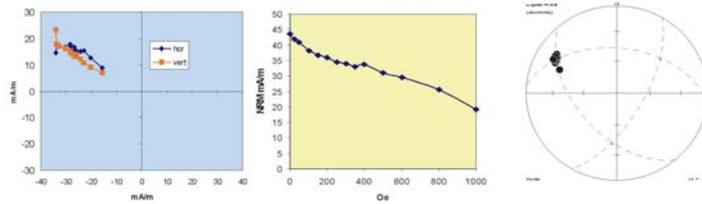
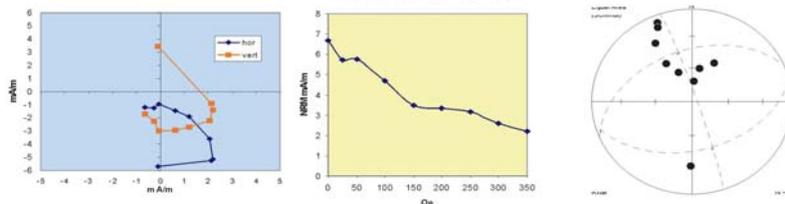


Figura 25. Diagrama de igual área, DZ y espectro de desmagnetización de Chap25, Chap28 y Chap30 del Piso 1.

CHAPULTEPEC Piso 2

CHAP39



CHAP44

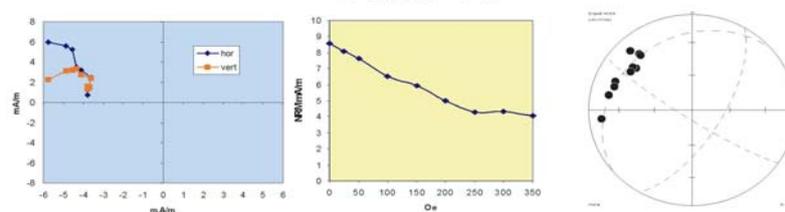


Fig. 26 Diagrama de igual área, DZ y espectro de desmagnetización de Chap25, Chap28 y Chap30 del Piso 2.

Las direcciones características de los especímenes de cada muestra se presentan en las Figs. 27, 28 y 29; con la proyección de igual área se ubica la cabeza de los vectores M .

En el caso del Fogón (Fig. 27) se observa un agrupamiento, que puede ser analizado con Estadística Fisher, y obtener una dirección característica definida. En Piso 1 y Piso 2 se observa una distribución distinta pues existe traslape de dos direcciones (como se observa en los DZ); por ajuste de planos, podemos diferenciar una dirección dominante de la magnetización. Esta diferencia con el Fogón la atribuimos a que los pisos no presentan evidencias de exposición al fuego.

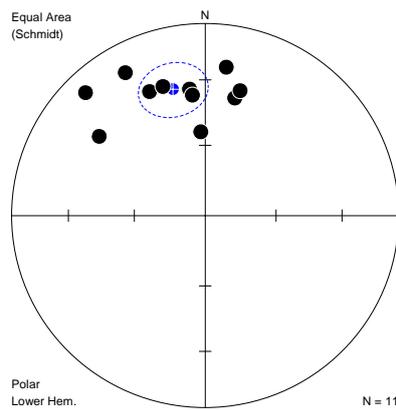


Fig. 27 Dirección característica Fogón

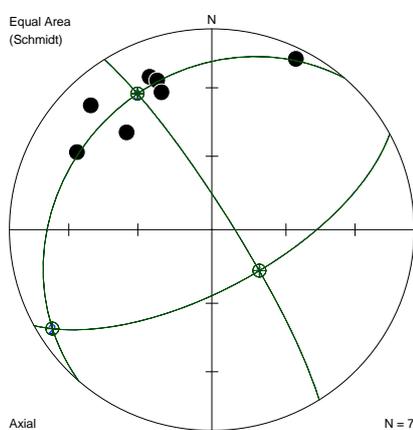


Figura 28. Dirección característica del Piso 1.

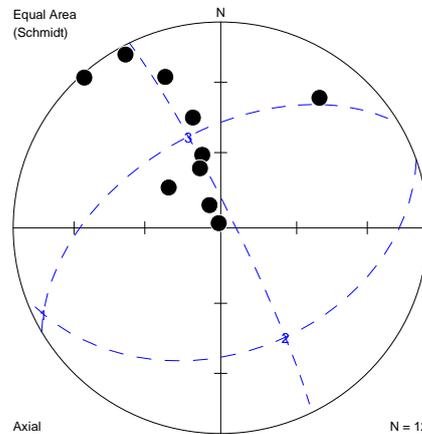


Figura 29. Dirección característica del Piso 2.

En la Tablas 4 muestro las direcciones características de los especímenes para el Fogón, expresadas en coordenadas geográficas. Utilizando la Estadística de Fisher obtenemos la dirección media para la muestra, señalando los parámetros empleados α_{95} , k y r . Fijamos $\alpha_{95} < 10.5$ para la confiabilidad del método.

Para el Piso 1 y 2 no fue posible determinar la dirección media de magnetización con la estadística Fisher, ya que presentan distribución sobre un plano, por lo que se empleó la intersección de planos para determinar la magnetización característica. Estadísticamente obtuvimos la desviación angular máxima (MAD) para la dirección media por ajuste de planos en la red de igual área. En las Tablas 5 y 6 se presentan estos resultados para el Piso 1 y 2, respectivamente.

Especimen	Declinación (°)	Inclinación (°)
Chp1	316	12
Chp2	352.9	34
Chp3	354	37
Chp4	14.5	37.1
Chp6	336.3	30
Chp8	15.5	33
Chp11a	357	54
Chp11b	8	23
Chp11d	342	30
Chp11e	331	16
Chp12	307	31.9
Dirección Media	354	32.6
$\alpha_{95} = 10.4, k=13.25, r=10.25$		

Tabla 4. Direcciones características de magnetización para los especímenes del Fogón, de las cuales se obtuvo la dirección media para la muestra, utilizando estadística Fisher con los parámetros indicados α_{95} , k y r.

Especimen	Declinación (°)	Inclinación (°)
Chp21	338.1	18.5
Chp22	8	9
Chp25	340	22
Chp28a	319	36
Chp28b	321	27
Chp30	300.1	23.8
Chp32a	334	26.5
Chp32b	316	15
Dirección Media	337	24
MAD = 11.20		

Tabla 5. Direcciones características de magnetización para los especímenes del Piso 1. Se obtuvo la dirección media de la muestra por ajuste de planos determinando la desviación angular máxima MAD (por sus siglas en inglés).

Especimen	Declinación (°)	Inclinación (°)
Chp33	160	22.8
Chp34	331.5	4.6
Chp35	318	2
Chp36	180	10
Chp37	346	60
Chp38	37	22
Chp39	346	44
Chp40	338	88
Chp41	340.7	64.7
Chp42	308.3	63.9
Chp43	333.8	79.6
Chp44	310.4	23.7
Dirección Media	346	29
MAD = 10.89		

Tabla 6. Direcciones características de magnetización para los especímenes del Piso 2. Se obtuvo la dirección media de la muestra por ajuste de planos determinando la desviación angular máxima MAD (por sus siglas en inglés).

Pruebas de IRM e histéresis

A continuación se muestran los resultados de los ciclos de histéresis e IRM para las muestras seleccionadas: del Fogón, Figura 30 y 31, respectivamente.

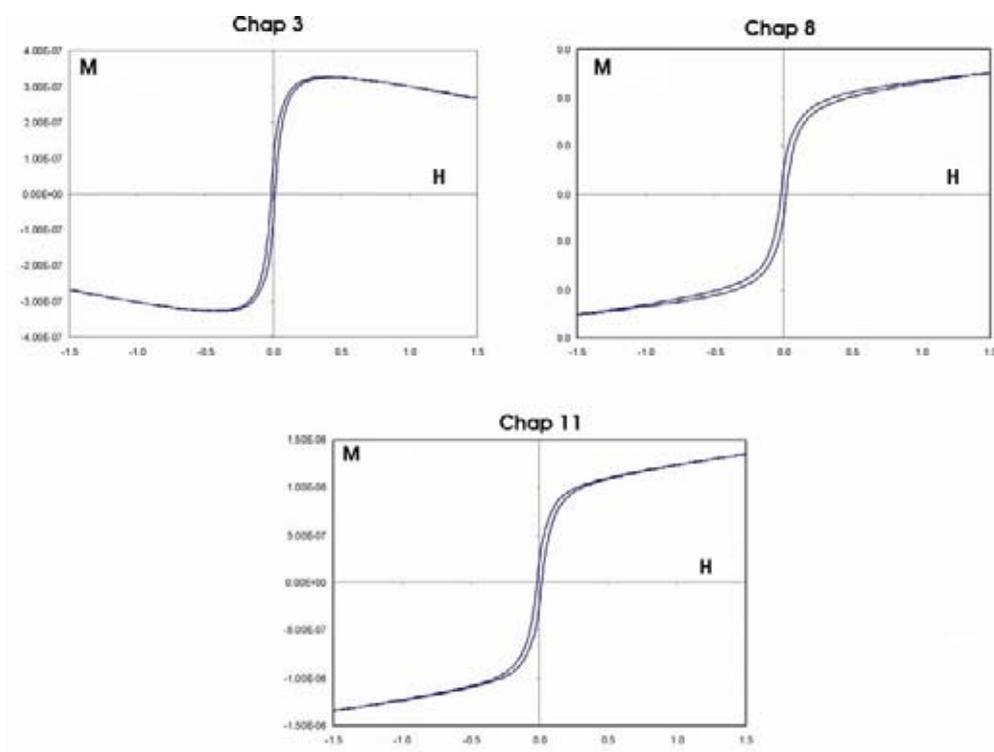


Figura 30. Prueba de histéresis a especímenes del Fogón Chap3, Chap8 y Chap11.

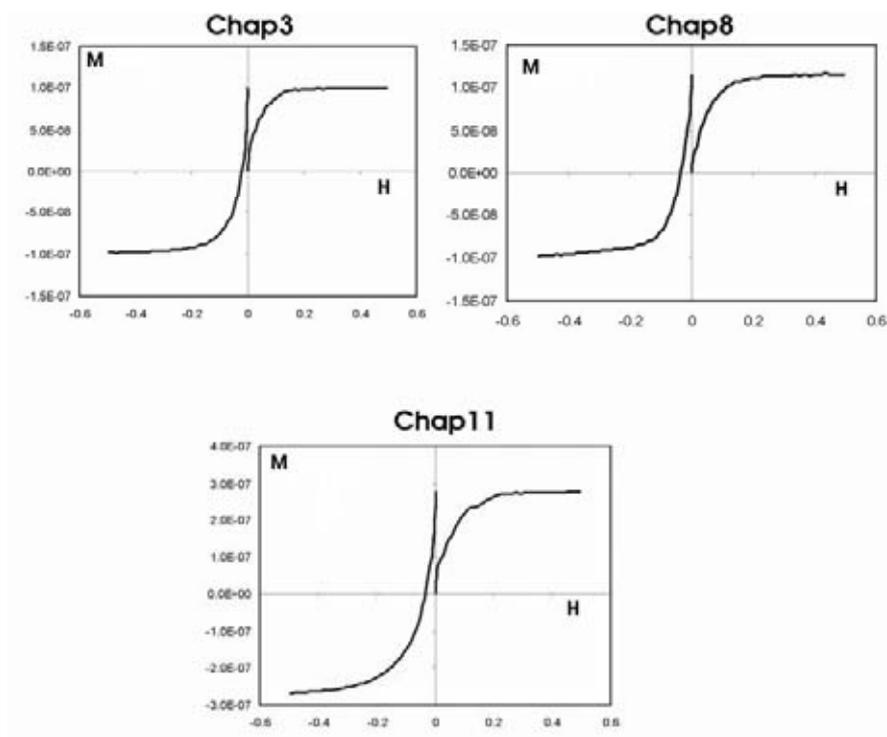


Figura 31. Prueba IRM a especímenes del Fogón Chap3, Chap8 y Chap11.

A partir de estos datos se genera el Diagrama de Day, Figura 32. De estas tres pruebas se determina que las piezas arqueológicas son compuestas principalmente de titanomagnetitas, cuyos dominios magnéticos corresponden al tipo de pseudo sencillos.

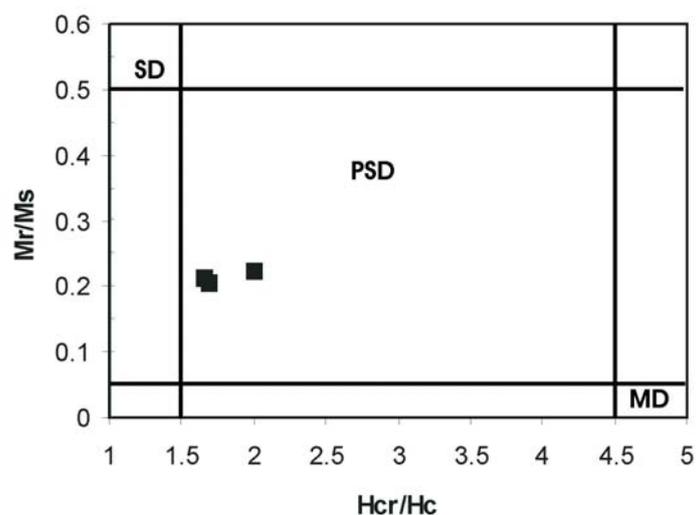


Figura 32. Diagrama de Day del Fogón.

Fechamiento arqueomagnético

La dirección media obtenida para el Fogón y los pisos fueron comparadas con la curva de variación secular para Mesoamérica, enfocada en el Centro de México (Soler et al., 2006).

La curva de variación secular para el Centro de México que empleamos contiene resultados anteriores de muestras arqueomagnéticas (Wolfman, 1990; Hueda, 2000; Hueda et al., 2004; Rodríguez, 2003; Guerrero, 2003; Sánchez, 2005), de rocas volcánicas (Urrutia, 1996) y de estalagmitas (Latham, et al, 1989).

En la Figura 33 se presenta la comparación de la dirección media del Fogón, en coordenadas geográficas, y la curva de variación secular para el Centro de México; se observan tres fechas probables para la adquisición de magnetización primaria: 120 d. C., 350 d. C. y 550 d. C.

En las Figuras 34 y 35 tenemos la comparación de la curva de variación secular y los Pisos 1 y 2, respectivamente, en términos de declinación e inclinación. Observamos las fechas probables de adquisición de magnetización primaria; para el Piso 1: 142 d. C. y 325 d. C.; para Piso 2: 130 d. C., 340 d. C. y 550 d. C.

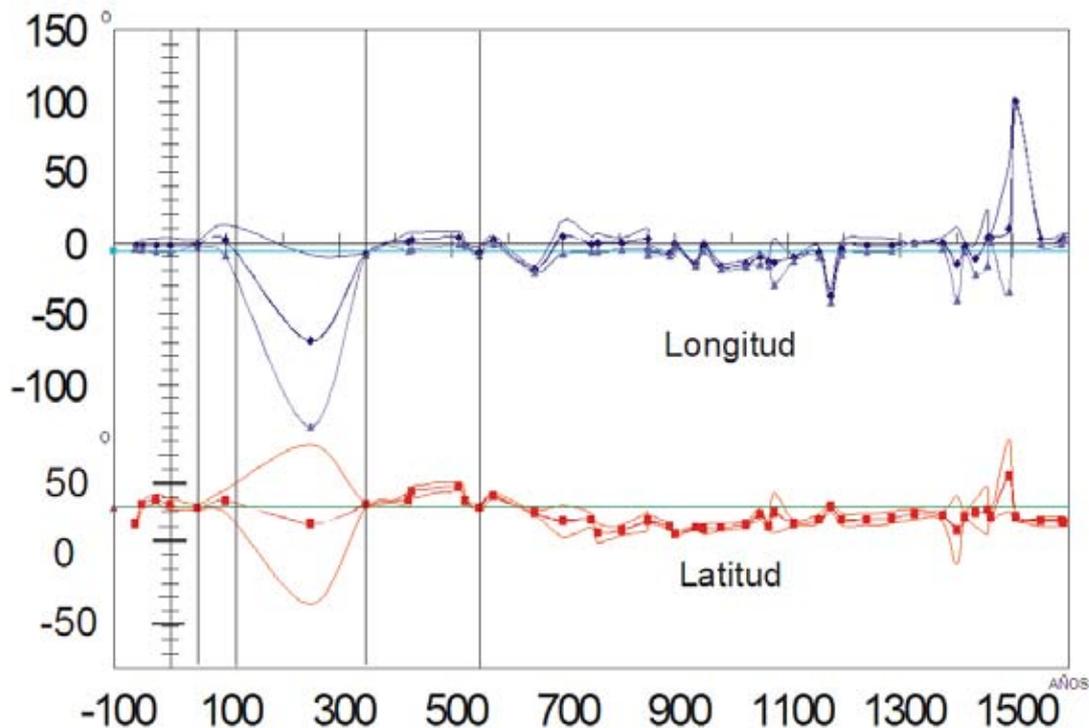


Figura 33. Comparación de la dirección media del Fogón con la curva de variación secular para el Centro de México. La línea más gruesa corresponde a la curva de variación secular y las delgadas a la incertidumbre asociada. Las fechas probables son: 120, 350 y 550 d. C.

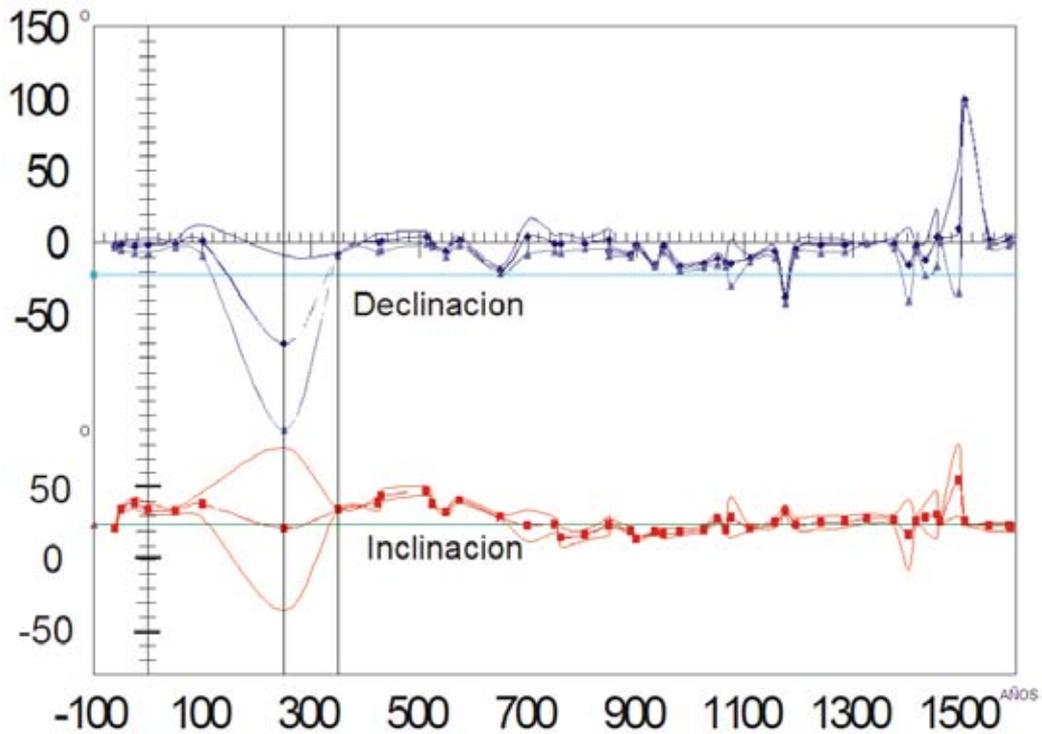


Figura 34. Comparación de la dirección media del Piso 1 con la curva de variación secular para el Centro de México. La línea más gruesa corresponde a la curva de variación secular y las delgadas a la incertidumbre asociada. Las fechas probables son: 142 y 325 d. C.

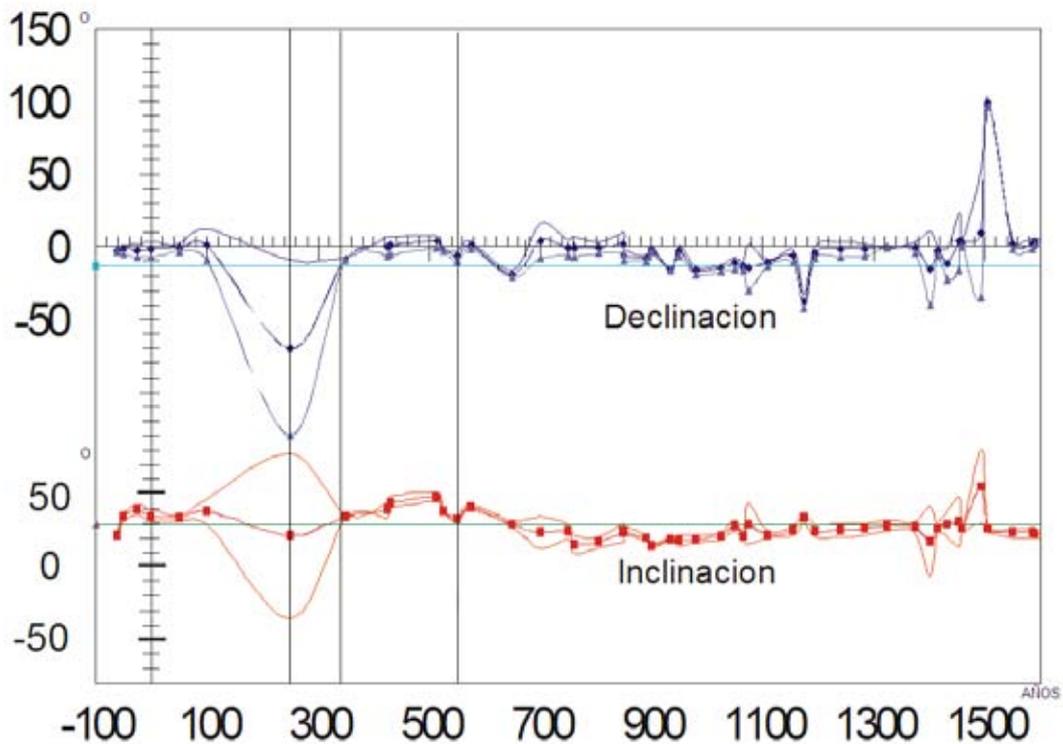


Figura 35. Comparación de la dirección media del Piso 2 con la curva de variación secular para el Centro de México. La línea más gruesa corresponde a la curva de variación secular y las delgadas a la incertidumbre asociada. Las fechas probables son: 130, 340 y 550 d. C.

Se realizó la comparación de la dirección media del Fogón y la curva de variación secular del Centro de México, además de la evaluación arqueológica de las fechas por la Arqlga. Guadalupe Espinosa, lo que nos lleva determinar la fecha arqueológica para el Fogón hacia 550 d. C. con un rango de error de 25 años.

Para el Piso 1, más antiguo que el Piso 2, por su posición estratigráfica, las fechas obtenidas son más jóvenes y por tanto no fue posible determinar su fechamiento. El fechamiento del Piso 2, después del análisis y discusión con la Arqlga. Espinosa se eligió la fecha de 550 d. C., y por tanto el Piso 1 debe de ser de una edad posterior.

En la Tabla 7 muestro los resultados finales de este trabajo.

Muestra	Fechas probables	Fechamiento Arqueomagnético
Fogón	120 d. C. 350 d. C. 550 d. C.	550 ± 25 d. C.
Piso 1	142 d. C. 325 d. C.	No proponemos fecha porque no corresponde con nivel estratigráfico
Piso 2	130 d. C. 340 d. C. 550 d. C.	550 ± 25 d. C.

Tabla 7. Fechamiento arqueomagnético para las tres muestras de Chapultepec.

El fechamiento arqueomagnético del Fogón y Piso 2 se sitúan en la transición de la fase Xolalpan (350 – 550 d. C.) a la fase Metepec (550 – 650 d. C.), lo que confirma la hipótesis de que la unidad habitacional hallada en Chapultepec corresponde a una villa teotihuacana cuyos pobladores migraron tras la caída de la gran urbe.

Conclusiones

El fechamiento arqueomagnético efectuado en muestras de Fogón de la aldea teotihuacana ubicada en las faldas del Cerro del Chapulín en el Bosque de Chapultepec es de 525 a 575 d. C., lo que constituye una evidencia de presencia teotihuacana, pues confirma las arqueológicas de la fase Metepec encontradas en el sitio.

El fechamiento obtenido del Piso 2 también corrobora la hipótesis de la presencia teotihuacana en la fase Metepec.

Podemos observar el mayor agrupamiento de las direcciones características en el caso del Fogón, que es atribuible a que el proceso de adquisición de la magnetización involucra mayor energía y por tanto mayor ordenamiento.

En el caso de los Pisos 1 y 2, proponemos una magnetización de tipo sedimentaria, de menor intensidad. Ya que también observamos en ambos casos inclinaciones menores (comparemos con las inclinaciones obtenidas del Fogón) lo que corrobora el tipo sedimentario.

También observamos en ambos pisos la presencia de dos componentes de magnetización, de ahí su trayectoria en planos, pero que finalmente en ambos casos fue posible determinar una dirección media (MAD ~ 10).

En el caso del Piso 1, no fue posible determinar un fechamiento, ya que las intersecciones fueron muy tempranas y no correspondientes con el nivel estratigráfico.

El fechamiento obtenido para el Fogón mediante el método magnético fue estable ($\alpha_{95} \sim 10$) y por tanto lo calificaríamos como confiable dadas las pruebas realizadas de propiedades magnéticas.

Las pruebas realizadas al Fogón determinaron su composición predominante de titanomagnetitas, responsables de la buena magnetización que guardó al exponerse al fuego y alcanzando una temperatura mayor a la de Curie.

El fechamiento realizado aporta un elemento más para el análisis del proceso de reubicación poblacional durante y después de la caída de Teotihuacan. Denota además la importancia de Chapultepec durante dicho evento, dada su localización, la presencia de manantiales, animales y plantas que son fundamentales para la subsistencia de los migrantes.

Otra razón probable para la imposibilidad de determinar una fecha en el caso del Piso 1 es que la curva de variación secular para el Centro de México requiera de más datos para el periodo posterior al 550 d. C.

El fechamiento arqueomagnético en Chapultepec aporta un referente más en la curva de variación secular del Centro de México.

Estudios realizados como el presente aportan información importante para mejorar el conocimiento del comportamiento del campo magnético en Mesoamérica, lo que hace necesarias nuevas investigaciones de este tipo.

Bibliografía

Butler, R., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terraines*. Blackwell Scientific Publications.

British Geological Survey, 2005. *Cartas isomagnéticas del World Magnetic Model (WMM) del International Geomagnetic Reference Field (IGRF) del año 2005*.

Demarest H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. En *Journal of Geophysical Research*, Vol. 88, pp. 4321 - 4328.

Dunlop, D. J., 1995. Magnetism in rocks. En *Journal Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 2161 – 2174.

Espinosa, G., 2005. Proyecto Arqueológico Bosque de Chapultepec. Patrón de asentamiento en la falda sur del cerro de Chapultepec, unidades habitacionales del clásico. En *Diario de Campo*, No. 36, pp. 55 - 68.

Espinosa, G., 2006. Investigaciones recientes en Chapultepec. En: *Arqueología Mexicana*, No. 77, pp. 62 – 67.

Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. En *Proceedings of the Royal Society*. Vol. A.217, London, pp. 295 - 305.

Guerrero, X., 2003. Análisis arqueomagnético de estucos del Valle de México. Tesis de Licenciatura en Física, Facultad de Ciencias, UNAM, 31 pp.

Hueda, Y., 2000. Fechamiento arqueomagnético de estuco de los sitios de Teopancasco, Teotihuacan y Templo Mayor, Tenochtitlan. Tesis de Licenciatura en Arqueología, ENAH. 128 pp.

Hueda, Y., A.M. Soler-Arechalde, J. Urrutia-Fucugauchi, L. Barba, L. Manzanilla, M. Rebolledo-Vieyra y A. Goguitchaichvili, 2004. Archaeomagnetic studies in central México – Dating of Mesoamerican lime-plasters. En *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 147, pp. 269 – 283.

Kirschvink, J. L., (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. En: *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, 62, pp. 699 – 718.

Latham, A.G., D.C. Ford, H.P. Schwarz y T Birchall, 1989. Secular variation from mexican stalagmites: their potential problems. En *Phys. Earth and Planet. Int.*, 56, pp. 34 - 48.

Manzanilla, L., 2003. El proceso de abandono de Teotihuacan y su reocupación por grupos epiclásicos. En *Trace*, No. 43, pp. 70 – 76.

- Martinez, V., 2008. Tula el tiempo perdido. Fechamientos arqueomagnéticos. Tesis de Licenciatura en Arqueología, ENAH. 150 pp.
- Merrill, R. T., M. W. McElhinny y P. McFadden, 1983. *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press. 531 pp.
- Moreno, M. L., 2002. El Castillo de Chapultepec. Arqueología e historia. En: *Arqueología Mexicana*, No. 46. pp. 26 – 33.
- Moreno, M. L., 2004. Salvamento Arqueológico alumbrado en el Bosque de Chapultepec. Informe Técnico al Consejo de Arqueología, Dirección de Salvamento Arqueológico, Museo Nacional de Historia, INAH.
- Real Academia Española, 2001. *Diccionario de la Lengua Española*, 22ª edición.
- Rodríguez, M. G., 2003. Análisis y Fechamiento Arqueomagnético de zonas habitacionales de Teotihuacan (Xalla) y Templo Mayor. Tesis de Licenciatura en Física, Fac. Ciencias, UNAM, 64 pp.
- Sánchez, F., 2005. Nuevos Fechamientos Arqueomagnéticos de Xalla y Teopancazco, zonas habitacionales de Teotihuacan. Tesis de Licenciatura en Física, Fac. Ciencias, UNAM, 90 pp.
- Smith, P.J. y J. Nedham, 1967. Magnetic Declination in Medieval China. En *Nature*, No. 214, pp. 1213 - 1214.
- Soler-Arechalde, A.M., 2006. *Investigaciones arqueomagnéticas en México.- Fundamentos. Historia y Futuro-*. Monografías del Instituto de Geofísica. No. 10. Universidad Nacional Autónoma de México. 90 pp.
- Soler-Arechalde, A. M., F. Sánchez, M. Rodríguez, C. Caballero-Miranda, A. Goguitchaishvili, J. Urrutia-Fucugauchi, L. Manzanilla, y D. H. Tarling, 2006. Archaeomagnetic investigation of oriented pre-Columbian lime-plasters from Teotihuacan, Mesoamerica. En *Earth Planets Space*, Vol. 58 (No. 10), pp. 1433-1439.
- Tarling, D.H., 1983. *Paleomagnetism. Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. Chapman and Hall, London, 379 pp.
- Tauxe, L., 2005. *Lectures in Paleomagnetism*. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005>.
- Urrutia, J., 1975. Investigaciones paleomagnéticas y arqueo-magnéticas en México. En *Anales Instituto de Geofísica*, No. 21, pp. 27 - 34.

Urrutia, J., 1996. Paleomagnetic study of the Xitle-Pedregal de San Angel lava flow, southern Basin of Mexico. En *Phys. Earth Planet. Int.*, No. 97, pp. 177 - 196.

Wolfman, D., 1973. A re-evaluation of Mesoamerican chronology: AD 1-1200. Tesis de Doctorado, University of Colorado. 293 pp.

Wolfman, D., 1990. Mesoamerican chronology and archaeomagnetic dating, AD 1-1200. En: *Archaeomagnetic Dating*, Egihmy, J.L. and Sternbeg, R.S. (Eds.), University Arizona Press, Tucson, Arizona. pp. 261 – 391.

Anexos

A1. Variación de la declinación magnética respecto al tiempo en China entre 720 y 1829. La primera observación de la declinación magnética tuvo lugar en China por el astrónomo budista Yi-Xing en 720 d. C., a partir de entonces se realizaron mediciones de la declinación magnética, obteniendo el siguiente registro. Las barras de error representan el rango interno con el cual las declinaciones mentían, cita de textos Chinos

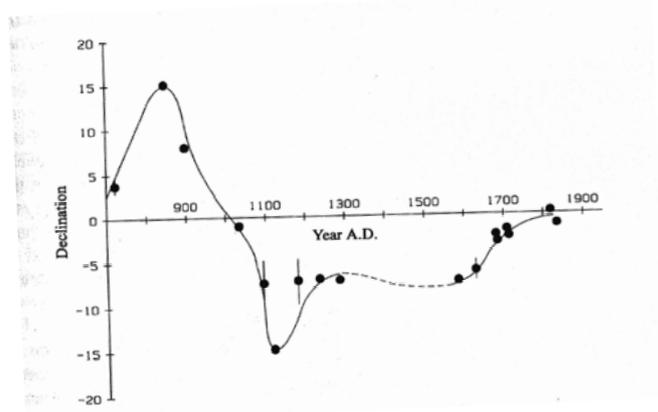


Fig. A1.1 Registro de variación de declinación magnética respecto al tiempo en China, periodo de 720 – 1829 d. C. (Smith y Needham, 1967).

A2. Morfología del campo magnético terrestre. Cartas del World Magnetic Model (WMM) del International Geomagnetic Reference Field (IGRF) del año 2005. A través de cartas isomagnéticas se muestran curvas de igual valor de una componente particular del campo.

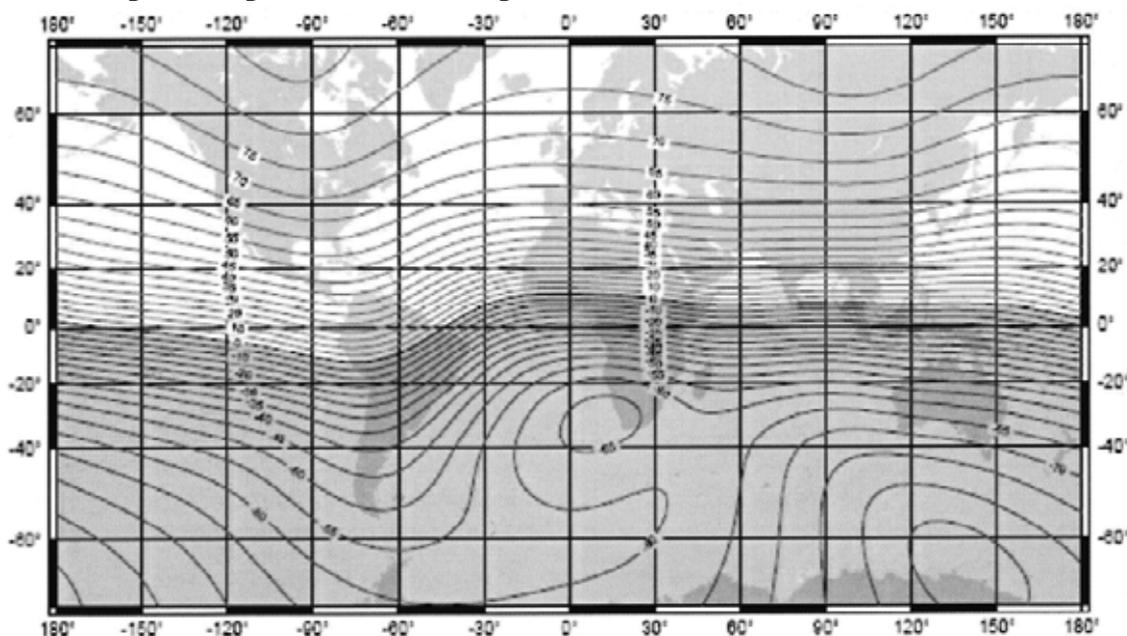


Fig. A2.1 Carta de igual inclinación magnética o isoclina, 2005. Proyección Mercator, curvas de nivel a 5°. Las zonas sombreadas corresponden a inclinaciones menores de cero.

Crédito: British Geological Survey, NERC

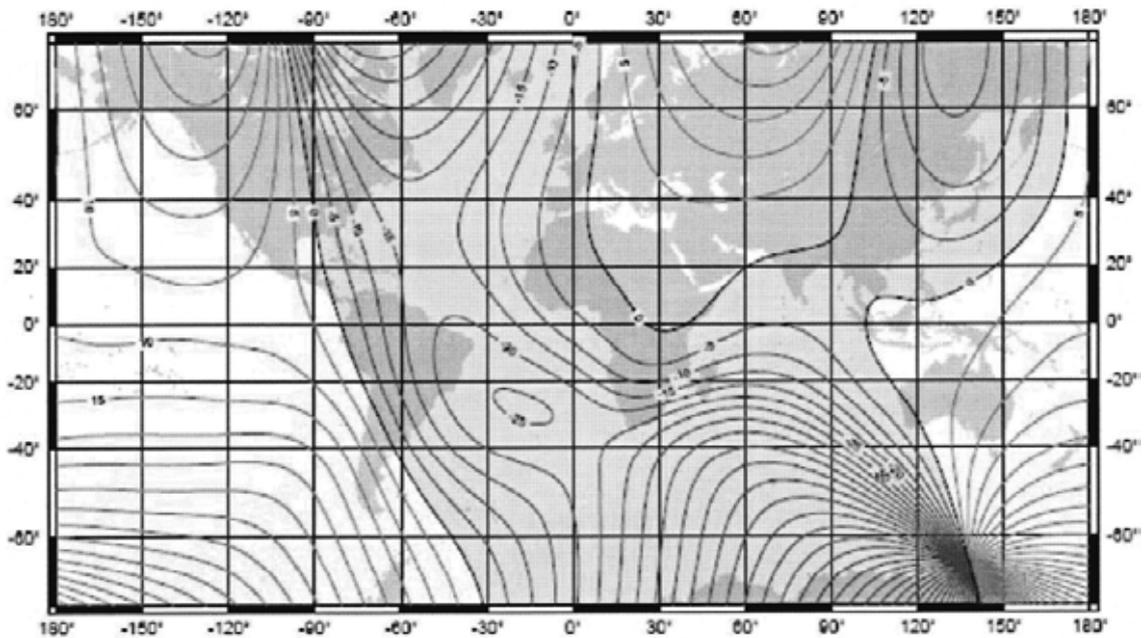


Fig. A2.2 Carta de igual declinación magnética o isógona, 2005. Proyección Mercator, curvas de nivel a 5°. Las zonas sombreadas corresponden a valores negativos – oeste.
Crédito: British Geological Survey, NERC

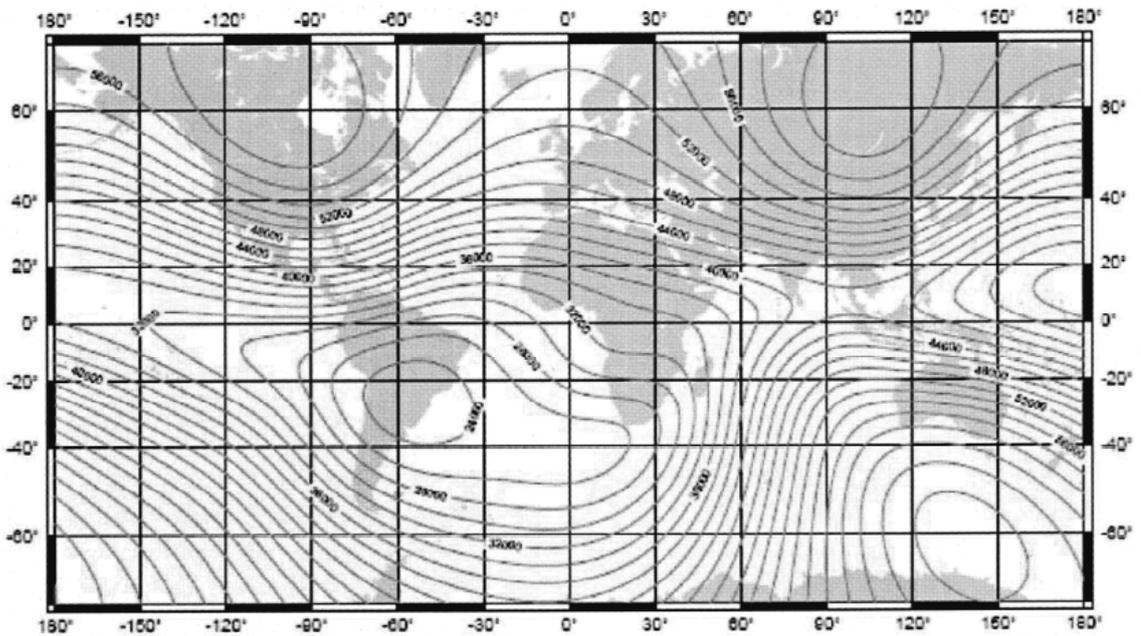


Fig. A2.3 Carta de igual intensidad de campo magnético (F) o isodinámica, 2005. Proyección Mercator, curvas de nivel a 2000 nT.
Crédito: British Geological Survey, NERC

A3. Curvas de variación secular. La variación secular es un fenómeno global y local, se presenta variación en inclinación, declinación e intensidad magnéticas en todo el planeta, pero son distintas para áreas o bloques tectónicos, como se observa en las figuras siguientes.

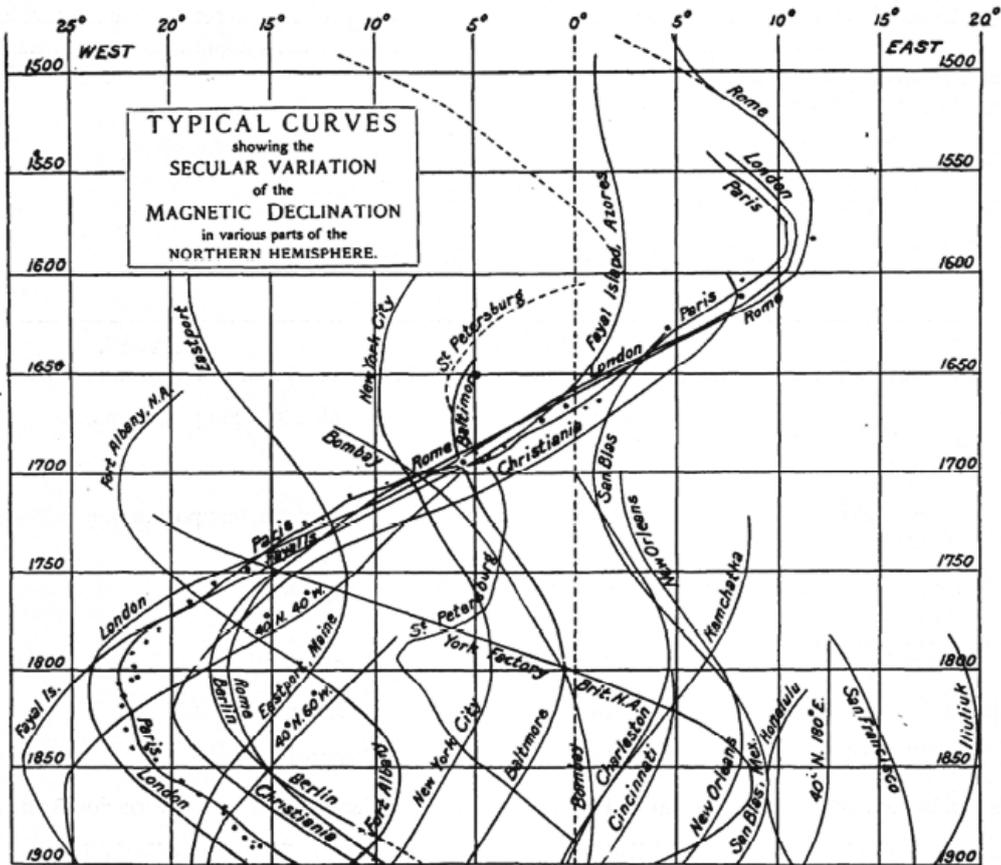


Fig. A3.1 Variación secular en la declinación para varias ciudades del hemisferio norte. Obsérvese la similitud entre Londres, París y Roma (Merrill, 1983).

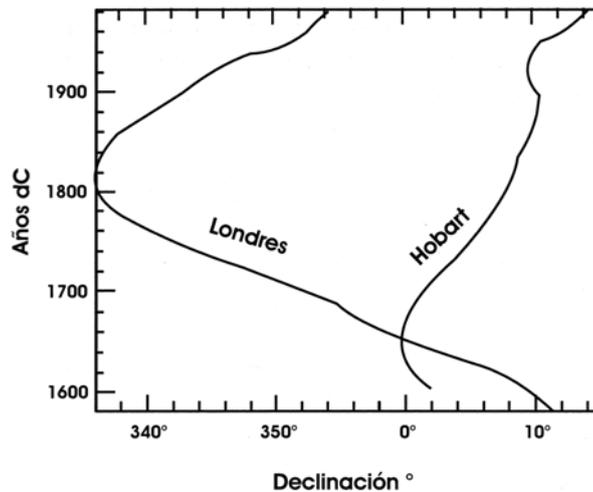


Fig. A3.2 Variación secular en la declinación para Londres y Hobart, Tasmania (Merrill, 1983).

A4. Campo magnético terrestre no dipolar. Representación del campo no dipolar en 1945.

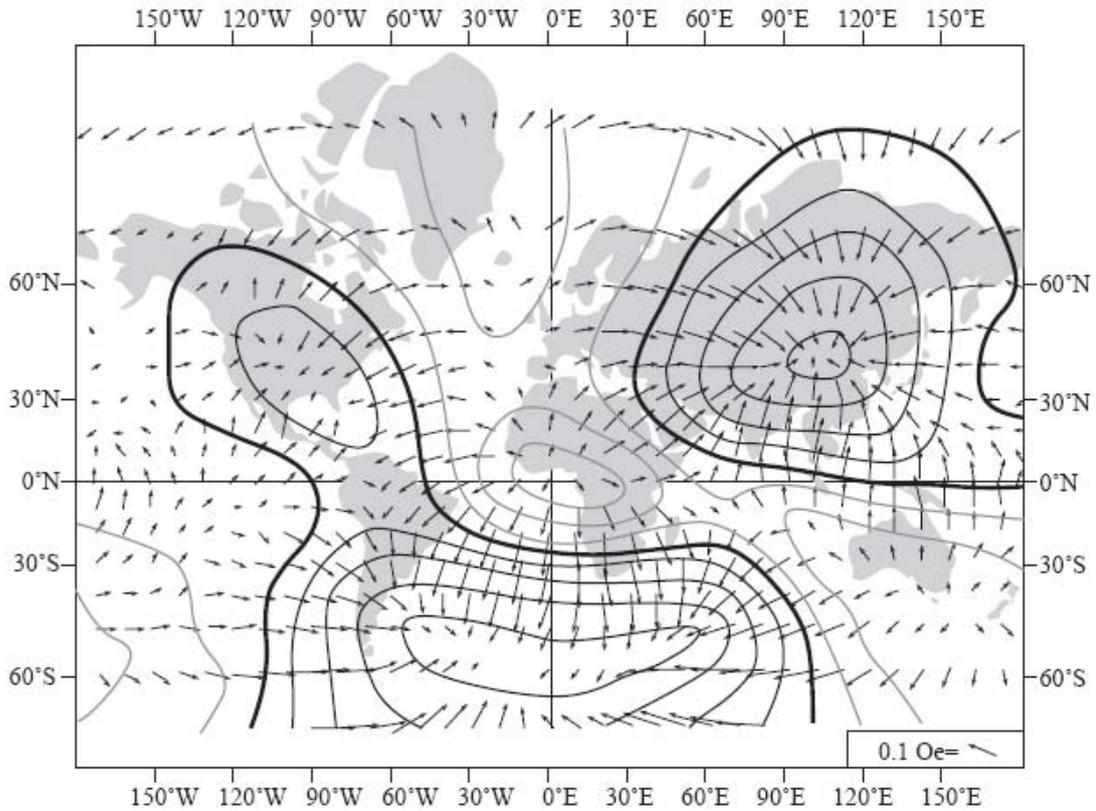


Figura A4.1 Representación del campo no dipolar en 1945. Las flechas indican la magnitud y dirección de la componente horizontal del campo; la escala de las flechas se muestra en la esquina inferior derecha del diagrama, expresadas en oersted ($Oe = 0.1 \text{ gm/s}\cdot\text{C}$). Los contornos de líneas indican un mismo valor de intensidad para la componente vertical del campo; las líneas más oscuras corresponden al cero, las líneas medias indican componente vertical positiva, mientras que las líneas más claras expresan componente vertical negativa; el intervalo entre líneas es de 0.02 Oe . Note la apariencia de cara de payaso (clown-face) que se forma con las líneas continuas del campo no dipolar (Buttler, 1992).

A5. Desarrollo matemático para determinar ψ potencial escalar magnético.

A partir de las ecuaciones de Maxwell para H campo magnético y B campo de inducción magnética, y siendo H un campo conservativo, entonces existe un campo potencial escalar. Utilizando Polinomios de Legendre, las funciones asociadas para la fórmula de Rodrigues y Polinomios de Schmidt es posible determinar ψ en términos de coeficientes de Gauss.

El modelo del campo magnético terrestre satisface las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}, \quad \nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ec. (A1), (A2)}$$

donde H es el campo magnético, B el campo de inducción magnética, J la densidad de corriente eléctrica, D es el vector de desplazamiento de la densidad de

corriente y t es el tiempo. Considerando la región de la superficie terrestre de altitud mayor a 50 km como vacío electromagnético, se puede asumir que $J = 0$ y $\frac{\partial D}{\partial t} = 0$, lo que implica que H es un campo conservativo y, por tanto, existe un

campo potencial escalar ψ tal que: $H = -\nabla\psi$ Ec. (A3)

Por otro lado, B y H cumplen la Ec. (A4), sobre la superficie terrestre donde la permeabilidad del vacío es $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m, lo que implica la Ec. (A5); por tanto ψ satisface la ecuación de Laplace (Ec. (A6)).

$$B = \mu_0 H, \quad \nabla \cdot H = 0, \quad \nabla^2 \psi = 0 \quad \text{Ec. (A4), (A5), (A6)}$$

Utilizando coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) , con r la distancia al centro de la Tierra, θ es la colatitud (90° menos la latitud) y ϕ es la longitud, la ecuación de Laplace queda:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial^2}{\partial r^2} (r\psi) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} = 0 \quad \text{Ec. (A7)}$$

que en caso de no existir dependencia longitudinal, su solución por separación de variables sería:

$$\psi(r, \theta) = \sum_{l=0}^{\infty} \left(A_l r^l + \frac{B_l}{r^{l+1}} \right) P_l(\cos \theta) \quad \text{Ec. (A8)}$$

donde A_l y B_l son constantes y P_l son los Polinomios de Legendre. Sustituyendo Ec. (A8) en Ec. (A6) se obtiene:

$$\psi(r, \theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left[A_{lm} r^l + B_{lm} r^{-(l+1)} \right] Y_l^m(\theta, \phi) \quad \text{Ec. (A9)}$$

donde A_{lm} y B_{lm} son constantes y $Y_l^m(\theta, \phi)$ son los armónicos superficiales de grado l y orden m , tal que:

$$Y_l^m(\theta, \phi) = \left[\frac{(2l+1)(l-m)!}{4\pi(l+m)!} \right]^{\frac{1}{2}} P_{l,m}(\cos \theta) e^{im\phi} \quad \text{Ec. (A10)}$$

donde $P_{l,m}$ son las funciones asociadas de Legendre dadas por la fórmula de Rodrigues:

$$P_{l,m}(\chi) = \frac{1}{2^l l!} (1-\chi^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^{l+m}}{d\chi^{l+m}} (\chi^2 - 1)^l \quad \text{Ec. (A11)}$$

que no dependen de r como los armónicos esféricos.

La expresión del campo Ec. (A9) nos permite descomponerlo en fuentes internas $B_{l,m}$, pues de no existir fuentes externas, la componente radial del campo $-\frac{\partial \psi}{\partial r}$

desaparecería en infinito y por lo tanto no pueden existir potencias positivas de r . En caso de que no haya fuentes internas, entonces $-\frac{\partial\psi}{\partial r}$ debe ser infinito en el interior y por tanto no deben existir potencias negativas de r en ψ , luego entonces, los coeficientes $A_{l,m}$ deben representar fuentes externas.

Si empleamos las funciones de Schmidt parcialmente normalizadas P_l^m , normalizando con $r = a = 6371$ km, y considerando que no existen monopolos magnéticos, ψ el potencial escalar magnético quedará descrito como:

$$\psi = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos\theta) \left\{ \left[C_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + \left(1 - C_l^m \right) \left(\frac{r}{a} \right)^{l+1} \right] g_l^m \cos m\phi + \left[S_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + \left(1 - S_l^m \right) \left(\frac{r}{a} \right)^{l+1} \right] h_l^m \sin m\phi \right\} \quad \text{Ec. (A12)}$$

donde C_l^m , S_l^m son números positivos entre 0 y 1, asociados a las fuentes externas $r > a$ y, $(1 - C_l^m)$ y $(1 - S_l^m)$ son la fracción asociada a las fuentes internas $r < a$. Las componentes g_l^m y h_l^m se calculan de observaciones.

En coordenadas cartesianas, las componentes del campo magnético son:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial\psi}{\partial\theta}, \quad Y = -\frac{1}{r \sin\theta} \frac{\partial\psi}{\partial\theta}, \quad Z = -\frac{\partial\psi}{\partial r} \quad \text{Ec. (A13), (A14), (A15)}$$

que se pueden obtener de los polinomios de Schmidt. Para la Ec. (A9) los coeficientes se obtienen de múltiples observaciones de (X, Y, Z) , limitando l y graficando C_l^m , S_l^m contra $(1 - C_l^m)$. $(1 - S_l^m)$ se puede determinar de las proporciones entre fuentes internas y externas. Los coeficientes determinados cambian con el tiempo, debido a corrientes ionosféricas, cambios en las corrientes inducidas en la corteza y manto superior, corrientes en el núcleo terrestre que producen cambios en el campo magnético de la superficie. Si se realizan valores promedio de varios años se observa que C_l^m , S_l^m no difieren significativamente de cero y por tanto Ec. (A9) queda finalmente como:

$$\psi = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} P_l^m(\cos\theta) (g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi) \quad \text{Ec. (A16)}$$

donde los coeficientes g_l^m y h_l^m son los coeficientes de Gauss para los polinomios de Schmidt P_l^m .

Los coeficientes con $l = 1$, g_1^0 , g_1^1 y h_1^1 representan el campo dipolar; para $l = 2$ se tienen el cuadrupolo geocéntrico y si $l = 3$ el octupolo geocéntrico.

A6. Unidades de la magnetización M.

Dado que la magnetización M se define como la suma de los momentos dipolares magnéticos m del material en un volumen V del material, las unidades correspondientes a M son amperes sobre metro, como se puede observar la siguiente conversión de unidades.

$$\text{Magnetización } M \quad M = \frac{\sum m_i}{V} \quad \text{Ec. (A17)}$$

$$\text{Unidades de momento dipolar } m \quad [m] = \frac{J}{T} = \frac{N \cdot m}{N/A \cdot m} = A \cdot m^2 \quad \text{Ec. (A18)}$$

$$\text{Unidades de volumen } V \quad [V] = m^3 \quad \text{Ec. (A19)}$$

$$\text{sustituyendo tenemos que} \quad \Rightarrow [M] = \frac{A \cdot m^2}{m^3} = \frac{A}{m} \quad \text{Ec. (A20)}$$

$$\text{por lo tanto} \quad [M] = \frac{A}{m} \quad \text{Ec. (A21)}$$

A7. Modelo de Néel para TRM.

Considerando granos idénticos, magnetizados uniformemente sin interacción y anisotropía uniaxial, campo aplicado H a lo largo del eje de anisotropía sencilla; los granos están magnetizados y sólo existen dos posibles estados de equilibrio magnético, el de mínima energía $-V\mu_0 M_s H$ y el de energía máxima $V\mu_0 M_s H$. Utilizando estadística de Boltzman para n partículas iguales, el número de granos en el estado de mínima energía n_m y el de máxima energía n_x está dado por:

$$n_m = \frac{ne^{(V\mu_0 M_s H)/kT}}{e^{(V\mu_0 M_s H)/kT} + e^{-(V\mu_0 M_s H)/kT}} \quad \text{Ec. (A22)}$$

$$n_x = \frac{ne^{-(V\mu_0 M_s H)/kT}}{e^{(V\mu_0 M_s H)/kT} + e^{-(V\mu_0 M_s H)/kT}} \quad \text{Ec. (A23)}$$

donde k es la constante de Boltzman y T la temperatura. Por tanto, la magnetización resulta:

$$M = n_x VM_s - n_m VM_s = nVM_s \tanh \quad \text{Ec. (A24)}$$

Néel asume que existe una temperatura de bloqueo, T_N para la cual el ensamble de granos está en equilibrio, pero bajo ésta, M se encuentra encerrada en el material. La magnetización termorremanente M_T a temperatura ambiente esta dada por:

$$M_T = nVM_s \tanh\left(\frac{V\mu_0 M_s H}{kT}\right)_{T=T_N} \quad \text{Ec. (A25)}$$

De su desarrollo, Néel explica que en ocasiones M_T puede ser estable en grandes periodos de tiempo.

A8. Curva de variación secular para Mesoamérica.

Trabajo de Wolfman. En 1969 Daniel Wolfman tomó las primeras muestras para fechamiento arqueomagnético como parte de su trabajo doctoral (Wolfman, 1973), en el que revaluó la cronología de Mesoamérica entre el año 1 y 1200 d. C. tomando como referencia resultados de radiocarbono de esas piezas.

Los sitios muestreados por Wolfman fueron: Teotihuacan, Tenango, Huapalco, Tula, Manzanillo y Cerro Zapotecas (en el centro de México); Monte Albán, Lambityeco, Tierras Largas, Tomaltepec y Brawbehl (en el valle de Oaxaca); El Zapotal (costa Golfo de México); Chachi, Mirador, Ocozacoautla y Panteón (centro y occidente de Chiapas); Kaminaljuyú y El Portón (Guatemala); Copán (Honduras); y, Tazumal, San Andrés y Trapiche (El Salvador).

Su trabajo se basó en la distribución y orden cronológico de los polos virtuales geomagnéticos por estratigrafía, estilo de cerámica y arquitectónico y los fechamientos de ^{14}C disponibles, reconociendo que son insuficientes para una descripción adecuada de la variación secular del campo.

En una primera etapa tomó 96 muestras a las que determinó su magnetización remanente natural NRM y sólo a dos especímenes los desmagnetizó mediante campos alternos, para corroborar que las direcciones no sufrían cambios que afectasen la curva.

A partir de 1973 obtuvo 14 muestras más, éstas fueron procesadas mediante campos alternos para obtener la magnetización característica.

A9. Análisis de componentes principales.

Este tratamiento propuesto por Kirschvink en 1980 es utilizado para datos de desmagnetización y consiste en ajustar por una línea o un plano los datos en una red de igual área. Para datos de una sola componente se hace el mejor ajuste lineal, y para datos multicomponentes, como los de este trabajo, se hace el mejor ajuste por planos.

Partiendo de las componentes que determinan los puntos de vectores en la esfera, los eigenvalores, utilizando el álgebra lineal podemos expresar:

$$TV = \tau V \quad \text{Ec. (A26)}$$

donde T es el tensor de orientación que contiene eigenvalores, V es la matriz que contiene a tres eigenvectores y τ es la matriz diagonal que contiene tres eigenvalores.

T es también conocida como la matriz de la suma de los cuadrados y productos, extremadamente usada en paleomagnetismo; es una matriz de 3 x 3, donde sólo seis de los nueve elementos son independientes:

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sum x'_{1i}x'_{1i} & \sum x'_{1i}x'_{2i} & \sum x'_{1i}x'_{3i} \\ \sum x'_{1i}x'_{2i} & \sum x'_{2i}x'_{2i} & \sum x'_{2i}x'_{3i} \\ \sum x'_{1i}x'_{3i} & \sum x'_{2i}x'_{3i} & \sum x'_{3i}x'_{3i} \end{pmatrix} \quad \text{Ec. (A27)}$$

T puede ser construido en varios sistemas de coordenadas, como el geográfico o el sistema coordinado para muestras, en una esfera en este caso.

La Ec. (A26) sólo es válida si: $\det|\mathbf{T} - \tau| = 0.$ Ec. (A28)

Este determinante puede ser expandido, obteniendo polinomios de tercer grado cuyas raíces son los eigenvalores τ :

$$(T_{11} - \tau)[(T_{22} - \tau)(T_{33} - \tau) - T_{23}^2] - T_{12}[T_{12}(T_{33} - \tau) - T_{13}T_{23}] + T_{13}[T_{13}T_{23} - T_{13}(T_{22} - \tau)] = 0. \quad \text{Ec. (A29)}$$

Los tres posibles valores de τ (τ_1, τ_2, τ_3) pueden ser encontrados con iteración y determinación; en la práctica se utilizan programas de computo para calcular τ .

Para varias direcciones de magnetización se aísla el eigenvector V_3 asociado con el eigenvalor τ_3 para tomarlo como el polo del mejor ajuste por planos. Entonces se define la máxima desviación angular MAD (máximus angular deviation) para el plano:

$$MAD = \tan^{-1} \sqrt{\tau_3/\tau_2 + \tau_3/\tau_1}. \quad \text{Ec. (A30)}$$

A10. Estadística y confiabilidad del método.

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

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh(\kappa)} e^{\kappa \cos \theta} \quad \text{Ec. (A31)}$$

donde θ es cero, pues la dirección verdadera es en la que nos encontramos; κ es el parámetro de precisión, para garantizar una media de la concentración de la distribución alrededor del valor medio, creciendo a mayor concentración.

Sea ξ el ángulo azimutal alrededor de la misma dirección, entonces la probabilidad de que una dirección esté dentro del área angular dA esta dada por:

$$P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi \quad \text{Ec. (A32)}$$

donde $\sin \theta$ corresponde al comportamiento del área de una banda de ancho $d\theta$.

La normalización de la función de Fisher se expresa:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta)dA = P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta d\xi = 1 \quad \text{Ec. (A33)}$$

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

$$P_{d\theta}(\theta) = \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta)dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \sin \theta d\theta = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} e^{\kappa \cos \theta} \sin \theta d\theta \quad \text{Ec. (A34)}$$

y los ángulos de porcentaje, donde la dirección media verdadera se encuentra en ese margen puede calcularse; los ángulos más comúnmente utilizados son:

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

La dirección media se calcula con las siguientes ecuaciones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum o_i}{\sum n_i} \quad \text{Declinación media} \quad \text{Ec. (A35)}$$

$$I = \frac{\sin^{-1} \sum p_i}{R} \quad \text{Inclinación media} \quad \text{Ec. (A36)}$$

$$R = \sqrt{(\sum n_i)^2 + (\sum o_i)^2 + (\sum p_i)^2} \quad \text{Magnitud verdadera} \quad \text{Ec. (A37)}$$

donde n_i , o_i , p_i son los cosenos directores de la i ésima dirección.

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión κ está determinado por:

$$\kappa = \left(\frac{N-1}{N-R} \right) \quad \text{Ec. (A38)}$$

donde N es el tamaño de la muestra. Y cuando se conoce la dirección verdadera:

$$\kappa' = \frac{N}{N - R \cos \varpi} \quad \text{Ec. (A39)}$$

donde ϖ es el ángulo entre la dirección verdadera y las medias estimadas.

Para dar la dirección media de la magnetización debemos de fijar un límite de confiabilidad llamado α_{95} , que corresponde a $\alpha_{95} = \alpha_{(1-P)}$ y está determinado por:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N - R}{N} \left(\left(\frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right) \quad \text{Ec. (A40)}$$

con $\kappa \geq 10$ y $N \geq 10$ para una buena aproximación.

A11. Brújula Brunton.

Descripción de la brújula Brunton, utilizada para marcar la inclinación y declinación in situ de los especímenes arqueológicos. En la Figura A10.1 se muestran sus componentes. 1) Ojo de buey de la brújula, burbuja de nivel para la horizontal. 2) Pínula, flecha con la que se dirige la medición. 3) Canto. Borde lateral sobre la que reposa la brújula cuando se toma la inclinación. 4) Aguja de la brújula, apunta los grados respecto al norte magnético de la medición. 5) Escala de la brújula. 6) Ojo de buey del clinómetro, burbuja de nivel para la vertical. 7) Aguja del clinómetro, indica la medición de la inclinación. 8) Escala del clinómetro.

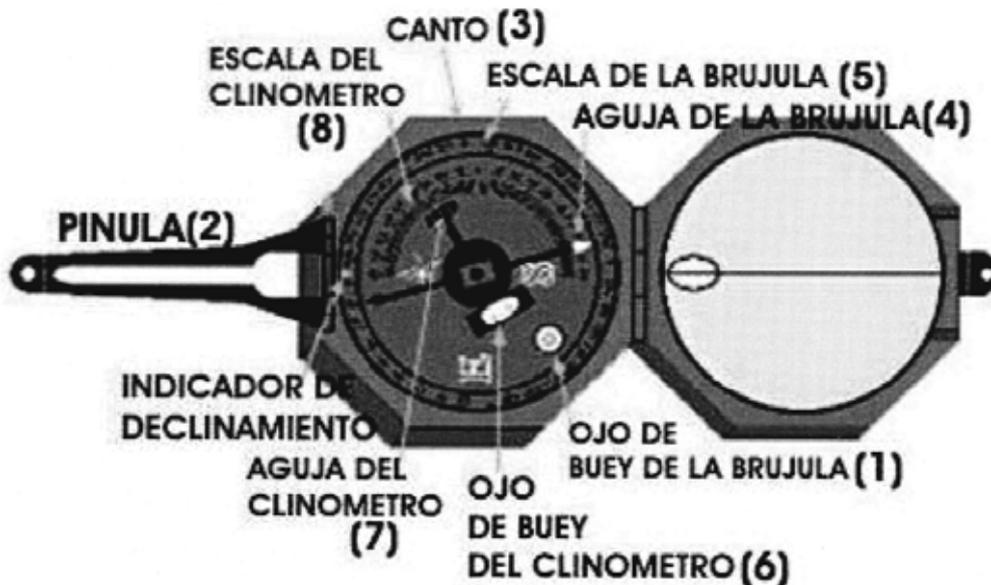


Figura A10.1 Brújula tipo Brunton (Soler-Arechalde, 2006).