00323

311

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ANALISIS ARQUEOMAGNETICO DE ESTUCOS DEL VALLE DE MEXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

FISICA

PRESENTA:

XOCHITL GUERRERO SANDOVAL

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. ANA MARIA SOLER ARECHALDE

DIVISION DE ESTUDIOS PROFESIONALES
FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR

FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

2003

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

A

Universidad Nacional Autónoma de México
UNAM
Biblioteca Central
Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

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.

PAGINACIÓN

DISCONTINUA

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Xochitl Guerrero Sandoval

FECHA: 19 / Noviembre / 2003

FIRMA:

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

DRA. MARÍA DE LOURDES ESTEVA PERALTA
Jefa de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
Presente

Comunicamos a Usted que hemos revisado el trabajo escrito:
Análisis Arqueomagnético de estucos del Valle de México

realizado por Guerrero Sandoval Xochitl con número de cuenta 9025478-7

quién cubrió los créditos de la carrera de Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis
Propietario Dra. Ana María Soler Arechalde

Propietario Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda

Propietario Dr. Luis Barba Pingarrón

Suplente M. en C. Augusto Cabrera Manuel

Suplente Dr. José Luis Ruvalcaba Sil

Consejo Departamental de Física

DRA. PATRICIA GOLDSTEIN MENACHE
Coordinadora de Licenciatura

B

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Dios, por permitirme vivir esta gran experiencia al lado de personas tan grandiosas como la Dra. Ana Ma. Soler, que mas que haber sido mi tutora se convirtió en una gran amiga.

Gracias a la vida, por haberme dado a los padres mas maravillosos y admirables de todo el mundo.

Gracias, por tener en mi camino a tantos amigos de corazón.

..... *Y gracias una vez mas a Dios, por haberme premiado con un esposo tan cariñoso, inteligente y paciente.*

Este logro es para ti "mi amor".

ANÁLISIS ARQUEOMAGNÉTICO DE ESTUCOS DEL VALLE DE MÉXICO

ÍNDICE:

1. Introducción

1.1.1. Los estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos

2. Bases teóricas

2.1.1. El origen del campo
2.1.2. Modelo del dínamo
2.1.3. Campo geomagnético actual
2.1.4. Variaciones del campo geomagnético
  a) Variaciones espaciales
  b) Variaciones temporales
2.1.5. Dominios magnéticos
2.1.6. Minerales magnéticos
2.1.7. Susceptibilidad magnética
2.1.8. Clasificación de materiales
2.1.9. Temperatura de Curie
2.1.10. Ciclo de histéresis
2.1.11. Mecanismos de registro
2.1.12. Técnicas de muestreo
2.1.13. Técnicas de desmagnetización
2.1.14. Representación de datos
2.1.15. Análisis estadístico
2.1.16. Determinación del polo magnético

3. Fechamiento arqueomagnético

4. Desarrollo y Resultados

4.1.1. Toma y preparación de muestras
4.1.2. Procesamiento
4.1.3. Resultados

5. Conclusiones

6. Bibliografía

1. INTRODUCCIÓN

1.1.1. LOS ESTUDIOS PALEOMAGNÉTICOS Y ARQUEOMAGNÉTICOS

Las aplicaciones de los estudios paleo y arqueomagnéticos están basadas en el conocimiento simultáneo de la dirección y la intensidad de la remanencia magnética primaria de rocas y utensilios, así como de la edad en la cual dichos elementos adquirieron tal magnetización. Los estudios paleomagnéticos pueden aplicarse, en ciertos casos, para ayudar a definir la edad de las rocas asignadas a ciertos períodos geológicos, pero cuya ubicación dentro de los mismos no es posible precisar con los datos paleontológicos y estratigráficos disponibles.

El objetivo de este trabajo consiste en determinar las variaciones espacio-temporales del campo geomagnético en el area del Valle de México (en un periodo que comprende de 0 a 2000 dC), mediante el estudio de pisos como estucos quemados y no quemados.

2. BASES TEÓRICAS

2.1.1. EL ORÍGEN DEL CAMPO

Basándonos en la teoría del potencial magnético de una esfera, surge la idea de que dicho potencial se debe a la acción simultánea de dos fuentes: una interna, originada en el material magnético de la esfera, y otra externa. Aplicando este análisis al campo magnético terrestre (CMT) se ha llegado a la conclusión de que casi el 94% del campo total es de origen interno; hoy en día se admite que el CMT principal (campo dipolar más campo no dipolar) tiene su origen en el interior de la Tierra y los campos transitorios deben su origen a fuentes externas.

2.1.2. MODELO DEL DÍNAMO

El proceso por el cual se genera el CMT principal es similar al de una dínamo autoexcitada. Para que se establezca este proceso se requiere lo siguiente:

I. Que el núcleo (o por lo menos parte de él) esté constituído por un material conductor de la electricidad en estado fluído. Los estudios sísmicos han demostrado que la parte externa del núcleo terrestre, está en estado fluído.

II. Que existan: a) una fuente de energía para originar movimientos convectivos en dicho material y b) un mecanismo ordenador de estos movimientos. La fuente de energía necesaria podría originarse en los fenómenos de cristalización y combinaciones químicas

presentes en el interior del núcleo (Urey, 1952). El calor originado por el proceso de solidificación en el interior del núcleo es suficiente para mantener el mecanismo de convección (Verhoogen, 1960). Por otro lado el movimiento de rotación terrestre cumple con el mecanismo de ordenamiento el cual se produciría por efecto de la fuerza de Coriolis.

III. Que haya habido una corriente eléctrica inicial (con su campo magnético asociado). Una dínamo convierte energía mecánica en corriente eléctrica.

El modelo más simple de dínamo es la inventada por Faraday, que consiste en un disco de material conductor de la electricidad que rota por encima de un imán. Si el imán se reemplaza por una bobina por la que circula una corriente eléctrica, la rotación del disco también originará una corriente eléctrica y entonces se obtiene un sistema autoalimentado. El inconveniente es que la corriente inducida será muy débil y no durará mucho tiempo ya que se disipará por la misma resistencia del material conductor.

En el núcleo terrestre se cumplen todas las condiciones fisicomecánicas y electromagnéticas necesarias para que en él se establezcan mecanismos similares a los de las dínamos autoexcitadas. Sin embargo la teoría de una dínamo autoexcitada no es capaz de explicar los cambios de polaridad del CMT (Fig.1.a).

Esta limitación fue superada por Rikitake (1958), quien estableció las ecuaciones que rigen el comportamiento de dos dínamos a disco acopladas y dedujo de la integración numérica, que bajo ciertas condiciones las corrientes que circulan por sus bobinas pueden cambiar de signo, lo que podría explicar los cambios de polaridad (Fig.1.b).

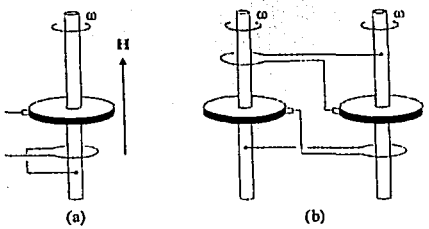


Fig.1 a) Modelo del dínamo autoexcitable, b) Modelo del dínamo con dos discos acoplados.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El comportamiento de estas dínamos acopladas concuerda con las características del CMT durante sus períodos de polaridad normal y reversa y sugiere que estos dos estados tienen niveles de energía iguales.

2.1.3. CAMPO GEOMAGNÉTICO ACTUAL

El campo magnético terrestre, puede describirse como el campo de un dipolo cuyo eje es aproximadamente paralelo al eje de rotación de la Tierra. El dipolo geocéntrico se encuentra inclinado un ángulo de −11.5° con respecto al eje de rotación, así que los polos magnéticos en donde I=+90° no coinciden con los polos geográficos. Se llaman dipolos geomagnéticos a los puntos en donde las extensiones del polo intersectan a la superficie terrestre (Fig.2). La componente horizontal del CMT está dirigida generalmente en la dirección Sur-Norte.

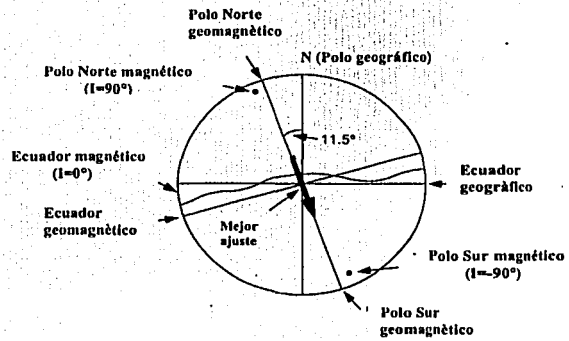


Fig. 2 Esquema del modelo de dipolo terrestre, mostrando el "ecuador magnético" y la declinación con respecto al eje de rotación de la Tierra. Modificado de Butler, 1992.

El campo magnético terrestre **(H)** se caracteriza por:

Declinación (D): es el ángulo que se mide con respecto al Norte geográfico y tiene una variación de 0 a 360 grados.

Inclinación (I): es el ángulo que se forma con el plano horizontal en el lugar y varía de −90 a 90 grados con respecto a la superficie terrestre (en el hemisferio sur de 0 a -90 y en el hemisferio norte de 0 a 90).

Intensidad (J): es la magnitud del vector el cual se mide en Teslas (SI) o en Gauss (cgs). [1 Gauss=$4\pi X10^{-4}$Teslas].

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Como lo muestra la Fig 3, en un plano cartesiano las componentes del CMT son:

X=HcosDcosI, representa la componente alineada con el Norte geográfico;

Y=HsenDcosI, la componente Este;

Z=HsenI, la componente vertical.

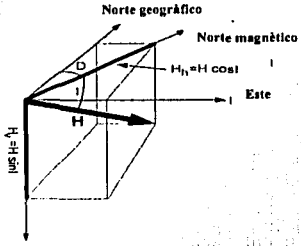


Fig. 3 Diagrama del vector de campo magnético terrestre, mostrando sus principales componentes. Modificado de Butler, 1992.

Con el conocimiento de la morfología del campo magnético terrestre se han podido elaborar cartas magnéticas de declinación, inclinación e intensidad. Las cartas de igual declinación se llaman isogonas; las de igual inclinación, isoclinas y las de igual intensidad de campo, isodinámicas.

Una de las características más notables del CMT es que tiene la propiedad de cambiar la polaridad con el tiempo, ésto se puso en evidencia al encontrarse que la magnetización remanente natural (MRN) de ciertas rocas de la corteza terrestre tiene aproximadamente la misma dirección que el CMT actual en la zona de afloramiento pero en sentido opuesto.

2.1.4. VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

a) VARIACIONES ESPACIALES

Aunque todos los momentos magnéticos son originados por corrientes eléctricas, es conveniente también imaginarlos como construidos por pares de cargas magnéticas. La fuerza del campo magnético, o campo magnético H en una región, se define como la fuerza que experimenta una carga positiva colocada en esa región. La torca de un momento magnético dipolar en presencia de un campo magnético H puede expresarse por el siguiente producto vectorial:

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

$$\Gamma = M \times H = MH\,\mathrm{sen}\,\theta\,\hat{\Gamma} \qquad 1$$

donde θ es el ángulo entre M y H, y $\hat{\Gamma}$ es el vector unitario paralelo a Γ, ver (Fig.4).

El momento magnético M puede referirse, a un par de cargas magnéticas m separadas por un vector l y cuya distancia es infinitesimal, o a un circuito de superficie A con vector unitario asociado n y donde circula una corriente eléctrica I; entonces M puede expresarse de la siguiente manera:

$$M = ml = I\,An \qquad 2$$

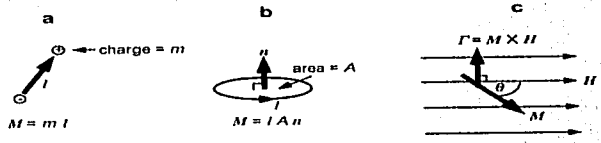


Fig.4

a) Dipolo magnético construido con un par de cargas magnéticas
b) Dipolo magnético construido dentro de un circuito donde circula corriente eléctrica
c) Ilustración de la torca en el momento magnético

La intensidad magnética o magnetización J de un material es el momento magnético dipolar neto por unidad de volumen. Para un volumen en particular, el vector suma de los momentos magnéticos se divide entre el volumen total que los encierra:

$$J = \Sigma\, Mi \,/\, \text{Volumen} \qquad 3$$

donde Mi son los elementos que constituyen el momento magnético.

En el modelo del dipolo axial geocéntrico (DAG), el campo magnético es producido por un dipolo magnético simple en el centro de la Tierra que está alineado con el eje de rotación de la misma.

El campo del DAG tiene las siguientes componentes:

$H_h = M\cos\lambda / r_e^3$ componente vertical

$H_v = 2M\,\mathrm{sen}\lambda / r_e^3$ componente horizontal

$H = M(1+3\,\mathrm{sen}^2\lambda)^{1/2} / r_e^3$ magnitud

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

donde M es el momento dipolar del DAG, λ es la latitud geográfica la cual se encuentra en un rango de -90° en el polo Sur a 90° en el polo Norte, y r_e es el radio medio de la Tierra. La inclinación del campo magnético puede determinarse de la siguiente manera:

$$\tan I = (H_v/H_h) = (2\text{sen}\lambda/\cos\lambda) = 2\tan\lambda$$

b) VARIACIONES TEMPORALES

Además de variaciones espaciales el CMT sufre también de variaciones temporales, éstas se conocieron desde el momento en que fue posible medir periódicamente alguna de las componentes del CMT en un mismo punto de observación.

En la siguiente Tabla se muestran las principales variaciones que sufre el campo magnético en el tiempo:

NOMBRE	TIEMPO EN SEGUNDOS	CAUSA
Muy cortas Micropulsaciones Variaciones subacústicas	3.0 E-1 a 3.0 E+1	Asociadas al campo externo
Tormentas magnéticas Variación diurna	1.0 E+2	Asociadas al campo externo
Variación secular	3.0 E+8 a 3.0 E+10	Campo no dipolar
Variación en el momento dipolar geomagnético	3.0 E+9 a 3.0 E+10	Campo dipolar
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

Se conoce como variación secular a las alteraciones del CMT que se manifiestan lenta y progresivamente a través de los años, con escalas de tiempo del orden de décadas o milenios. Se presenta en todas las componentes del campo y para la observación de la misma es necesario que se hayan eliminado previamente las variaciones diarias y los disturbios magnéticos.

Los patrones de variación secular son similares a lo largo de regiones subcontinentales, sin embargo, de un continente a otro, los patrones llegan a ser muy distintos (Butler,1992).
Los estudios arqueo y paleomagnéticos sirven para determinar la variación secular cuando no se cuenta con registros previos.

Todo lo estudiado anteriormente sugiere la idea de que la variación secular del CMT se debe predominantemente a variaciones del campo magnético no dipolar.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Según Rikitake (1967), la variación secular del CMT es la suma de las siguientes causas:

i) la disminución del campo dipolar

ii) el desplazamiento hacia el Oeste del campo no dipolar

iii) el aparente desplazamiento hacia el Norte del campo dipolar axial

iv) una variación en la intensidad de los campos estáticos

2.1.5. DOMINIOS MAGNÉTICOS

El material ferromagnético está constituido por dominios o zonas locales dentro de los cuales existe un perfecto ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos, es decir, que es la región del cristal en la cual la magnetización es uniforme y equivalente a la magnetización de saturación (M_s). El primer modelo del dominio fue propuesto por Landau y Lifschitz, y explica cómo se equilibra la fuerza magnetostática en un cristal.

Existen tres tipos de dominios (Dunlop, 1995):

1. **Dominio sencillo** (single domain) (DS): contiene un solo dominio, los cambios en la magnetización ocurren por la rotación simultánea de los espines atómicos.
2. **Dominio pseudo-sencillo** (pseudo-single domain) (DPS): se caracteriza por una magnetización que no es uniforme ya que ocurre en granos más grandes que los del sencillo; presenta comportamientos del dominio sencillo como alta remanencia de saturación (M_{rs}) y alta fuerza de coercitividad (H_c).
3. **Dominio múltiple** (multidomain) (MD): contiene más de un dominio, los cambios de magnetización ocurren por el movimiento de las paredes o por la formación/deformación de dominios.

Las zonas de transición o de discontinuidad entre dominios magnéticos vecinos se denominan paredes de Bloch. A través de dichas paredes la dirección de los espines de los electrones no apareados cambia continuamente como lo muestra la siguiente Fig.5:

Fig. 5 Comportamiento de los momentos magnéticos en la transición de un dominio a otro, a través de la pared de Bloch. Tarling, 1983.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2.1.6. MINERALES MAGNÉTICOS

En las rocas ígneas extrusivas e intrusivas los minerales tienden a alinearse con la dirección del flujo. Las rocas contienen una cantidad relativamente pequeña de minerales ferromagnéticos (aproximadamente de 1 a 10%). Estos minerales tienen la capacidad de registrar, bajo ciertas circunstancias, la dirección del CMT existente al momento de formación de la roca.

Los minerales magnéticos portadores de la magnetización remanente son, principalmente, los óxidos de hierro y titanio, óxidos y oxihidróxidos de hierro-manganeso, sulfuros de hierro y aleaciones de hierro y cobalto-níquel.

En la siguiente Tabla se presentan los minerales magnéticos más comunes:

MINERAL	COMPOSICIÓN	TIPO DE MAGNETIZACIÓN
Magnetita	Fe_3O_4	Ferrimagnética
Ulvospinela	Fe_2TiO_4	Antiferromagnética
Hematita	Fe_2O_3 (hexagonal)	Antiferromagnética con ferromagnetismo débil
Ilmenita	$FeTiO_3$	Antiferromagnético
Maghemita	Fe_2O_3 (cúbica)	Ferrimagnética
Hierro	Fe	Ferromagnética

- ***Serie titano-maghemitas*** (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4 - Fe_2TiO_5 – Fe_2O_3) : corresponde a las titano-magnetitas oxidadas a bajas temperaturas y son deficientes en fierro. La magnetita y el ulvospinela, ambos de estructura cristalina cúbica, constituyen las fases extremas de esta serie. A temperaturas superiores a los 600°C la serie se presenta como una solución sólida única; a temperaturas inferiores, las dos fases tienden a separarse. Durante el calentamiento, se transforma en titano-hematita, pasando de una estructura cúbica ferromagnética a una rombohédrica antiferromagnética. Este cambio ocurre entre los 300 y 400°C.

- ***Serie hematita-ilmenita*** (Fe_2O_3 - $FeTiO_3$) : tienen estructura rombohédrica y según la composición sus propiedades son variables. Para ciertas composiciones tenemos un acoplamiento negativo entre los iones de Fe^{+3}, por lo que la serie tiene propiedades antiferromagnéticas. La T_C de la hematita varía entre 675 y 685°C; la de la ilmenita es del orden de -200°C. Los minerales de la serie hematita-ilmenita son los principales responsables de la magnetización remanente de las metamorfitas (Balsey y Buddington, 1954 y 1958).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

- ***Serie magnetita-ulvoespinela*** (Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4) : son titano-magnetitas con estructura de espinela invertida y son muy comunes para las rocas de orígen volcánico. La T_C de las titano-magnetitas disminuye linealmente según la composición química, desde ≈575°C para la magnetita hasta -153°C para la ulvoespinela, la cual a temperatura ambiente es antiferromagnética.

La siguiente figura (Fig.6) describe los óxidos de hierro y de titanio, principales materiales portadores de la magnetización remanente:

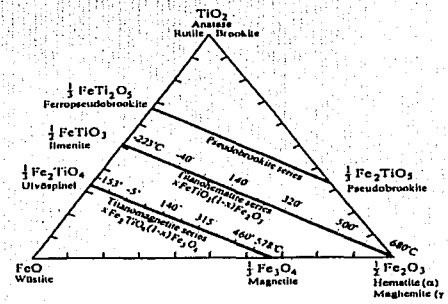


Fig.6 Diagrama ternario de los principales minerales magnéticos

2.1.7. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética, χ_m, es la capacidad con que se magnetiza un material en presencia de un campo magnético (B). Se observa a nivel atómico y está asociada al espin del electrón y a su movimiento alrededor del núcleo.

En numerosas sustancias, la magnetización es proporcional a la intensidad del campo magnético H, por lo que puede definirse a χ_m mediante:

$$M = \chi_m H = \chi_m (B/\mu_0) \qquad 4$$

donde χ_m es una cantidad adimensional puesto que M y H tienen las mismas unidades [A/ m], B es el campo magnético y μ_0 la permeabilidad magnética en el vacío [$4\pi \times 10^{-7}$ H/m].

La permeabilidad es la facilidad que ofrece un cuerpo al paso del flujo magnético.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La representación matemática de la susceptibilidad magnética es un tensor de segundo grado χ_{ij}, que al ser diagonalizado, los eigenvalores y eigenvectores proporcionan las magnitudes y direcciones de las susceptibilidades principales χ_1, χ_2, χ_3.

2.1.8. CLASIFICACIÓN DE MATERIALES

De acuerdo a su comportamiento frente a un campo magnético, los materiales se clasifican en:

NOMBRE	SUSCEPTIBILIDAD	PERMEABILIDAD
paramagnéticas	$0<\chi_m<<1$	$\mu>\mu_0$
diamagnéticas	$\chi_m<0$ y $\chi_m<<1$	$\mu<\mu_0$
ferromagnéticas	$\chi_m>0$ y $\chi_m \rightarrow \infty$	$\mu>>\mu_0$

Paramagnetismo:

La característica esencial de los materiales paramagnéticos es que presentan una susceptibilidad magnética positiva pero pequeña, ésta disminuye con la temperatura y proviene de la existencia de dipolos magnéticos permanentes que son capaces de orientarse bajo la influencia de un campo externo. A temperaturas ordinarias, las vibraciones térmicas en el sólido aseguran una orientación al azar de los dipolos, con lo que la magnetización media es cero, pero cuanto mayor sea el campo magnético aplicado mayor será el momento magnético neto por unidad de volumen.

Diamagnetismo:

El diamagnetismo resulta de los momentos magnéticos negativos inducidos en todas las sustancias por aplicación de un campo magnético externo, se caracteriza por una susceptibilidad negativa y porque es independiente de la temperatura. El momento diamagnético inducido es el mismo cualquiera que sea la orientación de la órbita con respecto al campo, ésto implica que las vibraciones térmicas no afectan a las susceptibilidades diamagnéticas.

Ferromagnetismo:

Es el efecto magnético que se observa más fácilmente y es llamado así porque aparece en ciertos compuestos del hierro. Se caracteriza por una susceptibilidad positiva y grande. El valor de la susceptibilidad depende no solo del campo aplicado, sino también de la historia previa de la muestra. En muchos casos, una muestra puede retener su magnetización aún en ausencia de un campo externo, ésto se debe a que la sustancia presenta una gran tendencia a desdoblarse en dominios (regiones en las que todos los dipolos están alineados) cada uno con una dirección de magnetización distinta, de modo que macroscópicamente resulta una magnetización cero. Esta es la base de los imanes permanentes. El origen de los momentos magnéticos en las sustancias ferromagnéticas resulta ser de los momentos magnéticos asociados al espin de los electrones. En las sustancias ferromagnéticas existen interacciones tan fuertes entre espines que les hacen alinearse paralelamente unos a otros.

Antiferromagnetismo:

La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas por debajo del punto de Curie y sube con la temperatura acercándose a la T_C característica para el material en cuestión. Pertenecen entre otros la hematita (Fe_2O_3), los óxidos de manganeso, de hierro, cobalto y niquel.

Ferrimagnetismo:

Los materiales ferrimagnéticos tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente, pero de magnitud diferente dando lugar a un momento resultante diferente de cero, incluso en ausencia de un campo externo. La magnetita (Fe_3O_4), es un material ferrimagnético y el mineral más importante en contribuir al magnetismo de las rocas.

2.1.9. TEMPERATURA DE CURIE

Ciertas propiedades de esas magnetizaciones remanentes como temperatura de Curie y magnetización de saturación, dependen únicamente de la composición química de los minerales ferri o ferromagnéticos; pero otras como susceptibilidad magnética o el ciclo de histéresis, dependen además de la forma de los granos magnéticos, de su anisotropía, de la cantidad de minerales por unidad de volumen y de la posible interacción entre minerales adyacentes.

La Temperatura de Curie (T_C) es la temperatura a la cual un material pierde la habilidad de retener el magnetismo, esto es, cambia de una condición ferromagnética a una paramagnética. Debajo de esta temperatura, los átomos interactúan de tal manera que sus momentos magnéticos se acoplan y actúan en forma colectiva en dirección del campo magnético aplicado; la T_C de la mayoría de las rocas es menor a los 600°C y el punto análogo para los materiales antiferromagnéticos es el punto de Neel.

2.1.10. CICLO DE HISTÉRESIS

Cuando un material ferromagnético, sobre el cual ha estado actuando un campo magnético, cesa la aplicación de éste, el material no anula completamente su magnetismo, por lo que permanece un magnetismo residual.

Las curvas de magnetización de los materiales ferromagnéticos no son iguales cuando se aumenta el campo aplicado que cuando se disminuye, a esta falta de reversibilidad se le conoce como histéresis que quiere decir, inercia o retardo.

El ciclo de histéresis (Fig.7) permite definir las características de magnetización de los minerales ferromagnéticos y mediante el análisis de estas curvas, es posible inferir el tipo de dominio magnético.

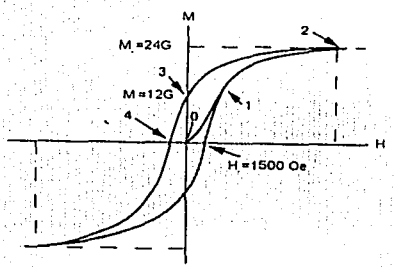


Fig. 7 Diagrama del ciclo de histéresis

1)La dirección de magnetización de los granos de dominio simple empieza a alinearse con la dirección de H;
2)Punto de saturación M_s, la dirección se alinea completamente con la dirección de H;
3)Punto en el cual la magnetización remanente ($M=M_r$) es la magnetización de la muestra; el campo H ha sido retirado y los granos vuelven a alinearse ligeramente con el campo magnético de saturación;
4)La muestra tiene magnetización cero (M=0), se invierte la dirección de H y los granos se alinean ligeramente hacia éste.
Butler, 1992.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Esta histéresis, que en algunos materiales es muy grande, es la que permite la existencia de imanes permanentes muy potentes. Las sustancias ferromagnéticas con mucha histéresis se llaman duras y las que presentan poca se denominan blandas.

2.1.11. MECANISMOS DE REGISTRO

Algunos mecanismos por los cuales ciertos materiales registran el CMT son los siguientes:

1. **Magnetismo termorremanente (TRM):** Al someter a altas temperaturas los granos de arcillas y rocas, que contengan un pequeño porcentaje de óxido de hierro, el agitamiento de las partículas permite que éstas se orienten con respecto al Norte magnético en el proceso de enfriamiento lento.
2. **Magnetismo remanente viscoso (VRM):** Éste se adquiere gradualmente durante un largo período de tiempo, cuando los materiales están expuestos a campos magnéticos externos.
3. **Magnetización remanente detrítica (DRM):** Es adquirida durante la deposición y litificación de las rocas sedimentarias lo que hace alinearse a las partículas con respecto al CMT.

En la mayoría de los ambientes sedimentarios el mineral magnético que domina generalmente es la magnetita [Fe_3O_4] ó titano-magnetita pobre en titanio.
Se sabe que el estuco, en el altiplano central, fué elaborado con tezontle molido, escoria volcánica con alto contenido de minerales magnéticos. Ésto permitió al Dr. Luis Barba plantear la hipótesis de que las partículas ferromagnéticas (óxidos de hierro en el tezontle) se orientan con respecto a la dirección del campo magnético durante el proceso de fraguado de los aplanados de cal, como sucede en las rocas sedimentarias.

El modelo clásico de la adquisición de la DRM, considera que únicamente 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 en una menor inclinación como se muestra en la Fig.8:

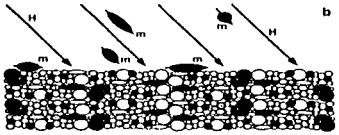


Fig. 8 Representación esquemática de granos ferromagnéticos, con momentos magnéticos m depositándose bajo la influencia de un campo magnético H. Butler, 1992.

Las desviaciones en la dirección que pueden sufrir los sedimentos se manifiestan en errores de inclinación. Las fuentes de error pueden ser (Butler, 1992):

1. ***Inclinación deposicional***, que generalmente se da en sedimentos de grano grueso;
2. ***Compactación***, que tiene un mayor efecto en sedimentos de grano fino;
3. ***Deformación***, que proviene del plegamiento de estratos sedimentarios produciendo anisotropía magnética;
4. ***Cementación***, que cuando se produce rápidamente, previene la inclinación inducida por la compactación.

2.1.12. TÉCNICAS DE MUESTREO

Elegidos los lugares *in situ* de la formación seleccionada, se procede a extraer de ellos un número suficiente de muestras orientadas, ya que el primer objetivo es definir la dirección de la magnetización remanente primaria de la formación, o sea la dirección del CMT presente en el momento de su génesis, referida al sistema de coordenadas Norte geográfico–plano horizontal. Los instrumentos utilizados son: brújula magnética, brújula solar e inclinómetro.

El muestreo se debe adecuar al fin del estudio requerido, es aconsejable extraer las muestras orientadas y distanciadas por unos pocos metros, ésto permite comparar los resultados y reducir a un mínimo los probables errores en la orientación de las muestras.

2.1.13. TÉCNICAS DE DESMAGNETIZACIÓN

Las rocas de la corteza terrestre y los estucos, además de su magnetización remanente natural primaria, pueden adquirir a través del tiempo otras magnetizaciones llamadas secundarias que se suman a la primaria de modo que, la MRN medida es la resultante de la suma vectorial de todas ellas. Las MRN secundarias normalmente son del tipo isotérmico y viscoso y son relativamente fáciles de destruir en el laboratorio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sin embargo también se suelen presentar casos en que las rocas utilizadas han adquirido magnetizaciones remanentes secundarias térmicas o bien de origen químico, en las que no es posible aislar la remanencia primaria de las rocas, ya que ha sido sustituida por ellas.
Los procesos de desmagnetización se conocen con el nombre genérico de "lavado magnético". Normalmente se utilizan dos técnicas para obtener la dirección primaria: la de campos magnéticos alternos decrecientes y la térmica. Estos métodos ayudan a eliminar las magnetizaciones secundarias.
La primera se aplica al tratamiento de todas las rocas y tiene la ventaja sobre la térmica de no afectar la composición química de los minerales ferromagnéticos del espécimen. El tratamiento de lavado térmico se aplica para verificar la estabilidad de la remanencia magnética de muestras que se resisten a los efectos desmagnetizantes de campos alternos del orden de los 10^3 oersteds. [1 Oersted=(1000/4π)A/m=79.58 A/m].

El método de campos magnéticos alternos consiste en ubicar el espécimen en un espacio libre de campo magnético continuo y aplicarle un campo magnético alterno, de una magnitud dada y que luego se hace decrecer en amplitud, gradualmente hasta cero. El proceso se repite con campos cada vez más intensos.
Procediendo de esta manera, los componentes de magnetización más débiles se destruyen en las primeras etapas de lavado y la magnitud residual estable se considera como representativa de la remanencia primaria del espécimen.

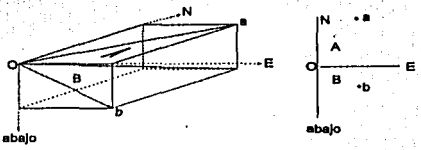
2.1.14. REPRESENTACIÓN DE DATOS

Para representar las direcciones de los datos obtenidos, se deben efectuar varias correcciones. Primero la "corrección geográfica", es decir transformar las coordenadas de la muestra a coordenadas geográficas. Segundo la "corrección de rumbo y echado", que consiste en rotar la dirección de la MRN alrededor del eje local del rumbo o en su caso del azimuth medido, por un monto igual al del echado, ya que la depositación siempre es en el plano horizontal.

Con las direcciones corregidas y graficadas por cada sitio en una red estereográfica, se puede observar si las muestras poseen más de una componente de magnetización (magnetizaciones secundarias).

Dos de las herramientas más utilizadas para ésto son:

1. **Diagrama de Zijderveld "DZ"**: que combina, en el mismo, intensidad y cambios en la dirección. Es una proyección ortogonal que nos ayuda a visualizar la desmagnetización progresiva de la MR durante el lavado térmico o magnético. La distancia al origen es proporcional a la intensidad de la magnetización, por lo que en el proceso de desmagnetización se formarán trayectorias sobre los dos planos de acuerdo a los cambios de declinación, inclinación e intensidad. La proyección en el plano horizontal indica la declinación magnética que se representa por puntos y en el vertical se indica la inclinación magnética por medio de cruces.



Diagramas de Zijderveld

2. **Diagrama estereográfico**: en este diagrama se pueden graficar las direcciones individuales, pero no la intensidad como en un diagrama de Zijderveld. Las declinaciones son medidas desde el Norte en sentido de las manecillas del reloj; las inclinaciones se miden desde el Ecuador (I=0°) con el centro de la proyección como ±90°.

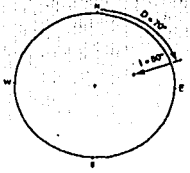


Diagrama estereográfico, ejemplo: D=70°, I=50°

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2.1.15. ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Para el análisis de los datos paleomagnéticos es necesario el empleo de técnicas estadísticas. Para determinar direcciones medias en los vectores de magnetización como en los polos paleomagnéticos la empleada es de tipo bidimensional.

La estadística más utilizada es la de Fisher (1953), es una función probabilística normal con los vectores de magnetización distribuidos sobre la superficie de una esfera.

Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo a la siguiente función de densidad de probabilidad:

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \operatorname{senh}(\kappa)} \exp(\kappa \cos\theta) \qquad 5$$

donde θ es el ángulo a la dirección verdadera y κ es el parámetro de precisión (medida de la concentración de la distribución alrededor del valor medio, con una buena aproximación para $\kappa \geq 10$).

Al límite de confiabilidad que acompaña una dirección media dada, se le conoce como $\alpha_{95}=\alpha_{(1-p)}$ y se encuentra dado por la siguiente expresión:

$$\cos\alpha_{(1-p)} = 1 - \frac{N-R}{N}\left\{\left(\frac{1}{p}\right)^{\frac{1}{N-1}} - 1\right\} \qquad 6$$

2.1.16. DETERMINACIÓN DEL POLO MAGNÉTICO

De la Fig.9, sean (λ_s, ϕ_s) la latitud y longitud de un sitio dado y las del polo (λ_p, ϕ_p), por tanto se forma un triángulo esférico con ápices (λ_s, ϕ_s), (λ_p, ϕ_p) y el norte geográfico N. La colatitud (distancia angular desde el norte geográfico) del sitio es p_s , y la colatitud del polo magnético p_p .

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

$$p = \cot^{-1}\left(\frac{tanI}{2}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{2}{tanI}\right) \qquad 7$$

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

$$\text{sen } \lambda_p = \text{sen } \lambda_s \cos p + \cos\lambda_s \text{ sen } p \cos D \qquad 8$$

donde

$$\phi_p = \phi_s + \beta \text{ si } \cos p \geq \text{sen}\,\lambda_s \text{ sen } \lambda_p \qquad 9$$

ò

$$\phi_p = \phi_s + \pi - \beta \qquad 10$$

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

$\frac{\text{sen } p}{\text{sen } \beta} = \frac{\text{sen } p_p}{\text{sen } D}$, de donde se puede despejar senβ.

sustituyendo la colatitud de p, finalmente β queda:

$$\beta = \text{sen}^{-1}\left(\frac{\text{sen } p \text{ sen } D}{\cos\lambda_p}\right); \text{ con } -\pi/2 \leq \beta \leq \pi/2 \qquad 11$$

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

$$dI_m = \alpha_{95} = dD_m \cos I_m \qquad 12$$

que corresponde a un error en la colatitud dp

$$dp = \frac{1}{2}\alpha_{95}\left(1+3\cos^2 p\right) \text{ ò } dp = 2\alpha_{95}\left(\frac{1}{1+3\cos^2 I_m}\right) \qquad 13$$

y un error dm en la dirección perpendicular al meridiano dada por

$$dm = \frac{\alpha_{95} \text{ sen } p}{\cos I_m} \qquad 14$$

lo que es debido a una transformación dipolar, ya que bajo este tipo de transformación, un conjunto de direcciones con distribución Fisher no pueden en general transformarse a un conjunto de VGP con distribución Fisher, sino que son una distribución oval.

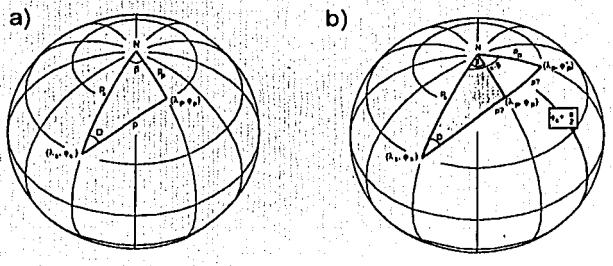


Fig.9 a) Determinación del polo magnético a través de la dirección del campo. Las coordenadas del sitio son (λ_s,ϕ_s), las del polo magnético (λ_p,ϕ_p); N es el norte geográfico, la colatitud del sitio es p_s, la colatitud del polo magnético p_p es β es la diferencia en longitud entre el polo y el sitio; b) La ambigüedad del polo magnético. El polo puede ser (λ_p,ϕ_p) o (λ_p,ϕ_p'); la longitud en $\phi_s + \pi/2$ se muestra por la línea más gruesa. Butler, 1992.

3. FECHAMIENTO ARQUEOMAGNÉTICO

Eighmy y Sternberg (1990) definen al fechamiento arqueomagnético como el fechamiento de elementos y artefactos arqueológicos mediante la comparación de la información magnética grabada en estos materiales con los cambios conocidos del CMT.

Para realizar fechamientos arqueomagnéticos necesitamos dos elementos:

1. Una curva de variación secular que registra el cambio del campo magnético, y que posteriormente puede utilizarse como curva de referencia,
2. Materiales que hayan guardado la dirección o la intensidad del campo para posteriormente compararlas con la curva de variación secular.

Además de que los sedimentos arqueológicos utilizados contengan una magnetización confiable, también debemos de considerar el tamaño del grano. El material de grano fino (<0.5mm) preserva la remanencia magnética mejor que el material de grano grueso; las muestras homogéneas son mejores que las no homogéneas (arcillas con rocas o con inclusiones orgánicas).

Inicialmente los análisis arqueomagnéticos no proporcionan fechas, sino direcciones las cuales son interpretadas utilizando la curva maestra del sitio. Utilizando cambios en la dirección se pueden proporcionar fechas con una exactitud de entre 5 y 20 años; por otro lado, los cambios de intensidad pueden proporcionar fechas con una precisión entre ±20 a ±50 años (Tarling, 1983).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los factores que pueden reducir la precisión y/o exactitud al realizar un fechamiento son: errores al momento de tomar las muestras, errores en la medición, anomalías magnéticas locales y la anisotropía.

Hasta ahora, el único trabajo publicado sobre fechamiento arqueomagnético en Mesoamérica, es el elaborado por Daniel Wolfman (1973, 1990). El objetivo de sus trabajos fue re-evaluar la cronología de Mesoamérica en un período que comprendía del año 1 al 1200 d.C. Para ello revisó, además de los resultados arqueomagnéticos, los resultados obtenidos por otras técnicas de fechamiento. Entre 1969 y 1972 recolectó, *in situ*, un total de 96 muestras de pisos quemados en varios sitios del centro de México, del valle y tierras altas del norte de Guatemala, del Este y Oeste del Salvador y de Honduras.

Wolfman (1973) únicamente midió la MRN para obtener las direcciones primarias apoyándose en la desmagnetización de dos muestras y en que los resultados mostraban que las direcciones no cambiaban lo suficiente como para que fuera necesario modificar la curva. Para elaborar la curva de variación secular, Wolfman (1990) se basó en la distribución y el orden cronológico de los VGP (Polo Geomagnético Virtual) como lo indicaba la superposición estratigráfica. Las fechas de ^{14}C, que se encuentran en la curva, sirvieron como escala temporal en intervalos de 100 años.

Como complemento al trabajo realizado por Wolfman, en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, el Dr. Urrutia y la Dra. Soler elaboraron una curva de variación secular para Mesoamérica, más completa.
Para esta curva utilizaron los datos paleomagnéticos y de fechamiento por U-Th de una estalagmita mexicana, presentados por Latham (1986) y que abarcan un período de 1250 A.P. (antes del presente), datos históricos y de observatorios magnéticos y flujos de lava del Xitle comprendidos en el período de 0 a 1999 dC.

4. DESARROLLO Y RESULTADOS

4.1.1. TOMA Y PREPARACIÓN DE MUESTRAS

Para que la técnica de fechamiento por arqueomagnetismo se pueda aplicar se deben de tomar en cuenta la proveniencia del estuco, la concentración y el estado de los óxidos de fierro, y el tamaño de las partículas. Se tomaron muestras, con evidencias de haber sido

quemadas ya que poseen un mejor registro de la magnetización, como también muestras no quemadas para poder tener más confiabilidad en nuestros resultados.

En cada sitio se realizó un recorrido, previo a la toma de muestras, para determinar el lugar óptimo y causar el menor daño a las estructuras. Debido a que algunas muestras eran muy delicadas se utilizaron para la extracción solamente cinceles, espátulas y martillos. Para su orientación se utilizó una brújula Brunton.
Obtenidas las muestras, se prosiguió a preparar los especímenes para su análisis en laboratorio; para ello fueron cortadas con una navaja y encapsulados con discos de madera (pino) de 2.5cm de diámetro y 0.5cm de espesor, con el fin de obtener cilindros del tamaño del portamuestras del magnetómetro de giro utilizado.
Se obtuvieron cinco muestras para el Sitio Pañhú (5 especímenes) y trece para el Sitio Cuitláhuac (45 especímenes).

Para las muestras del Sitio Pañhú se acordó poner el número 02 seguido del número del especimen en orden ascendente. Para las de Cuitláhuac, el prefijo Cui seguido del número de la muestra y posteriormente una letra en orden alfabético.
Cabe mencionar que las muestras del Sitio Pañhú son todas estucos quemados, Cui-11 y Cui-13 son parte de tlacuiles o fogones y Cui-8 no se pudo preparar ni analizar ya que el estuco se encontraba demasiado suelto. Las muestras Cui-2, 4, 5, 6, 7 y 9 estucos quemados alrededor de los mismos.

4.1.2. PROCESAMIENTO

La MRN de cada especimen fue medida, en cuatro posiciones, en un magnetómetro de giro JR6, en donde el especimen gira a alta velocidad y un sensor de campo magnético detecta el campo oscilante producido por la rotación. La señal del sensor es amplificada a la frecuencia de rotación del eje de giro. Las medidas están hechas de tres componentes del momento magnético de la muestra en coordenadas de la misma (M_x, M_y, M_z). Posteriormente los datos pasan a una computadora que da la orientación de la muestra y calcula la mejor dirección de la MRN en coordenadas de la muestra y en coordenadas geográficas.

De manera de poder seleccionar las muestras piloto y proceder a desmagnetizarlas por campos alternos, los resultados fueron graficados en una red de Schmidt.
Los pasos de desmagnetización para cada especimen fueron: 0, 25, 40, 60, 80, 100, 130, 150, 180, 200, 250, 350, 450, 550, 750, 900, 1000 Oe, excepto para algunas muestras Cui en las cuales solamente se logró llegar hasta aproximadamente la mitad del proceso, debido a la baja intensidad de magnetización.

Los especímenes que se eligieron como piloto fueron, todas las de Pañhú (5) y para Cuitláhuac (Cui-1A, 1B, 1C, 1D, 1H, 1I, 2C, 2E, 3B, 3C, 3E, 3F, 4A, 4B, 5A, 6A, 7A, 9A, 10A, 10B, 10C, 11A, 11B, 11C, 11D, 12A, 12B, 12E, 12G, 13A, 13B, 13C, 13D).

Los resultados obtenidos a partir de la desmagnetización por campos alternos fueron procesados con el programa PCA (Principal Component Analysis), programa que permite obtener el diagrama estereográfico, el de Zijderveld y el espectro de desmagnetización.
Para la obtención de planos se empleó el Spheristat, también mediante el análisis de componentes principales. Teniendo las direcciones primarias calculadas por muestra de estuco, se obtuvo la dirección media mediante la estadística Fisher.
Se elaboraron las curvas de variación secular, en declinación e inclinación, para ambos sitios tomando como fuente principal los datos para Mesoamérica de Wolfman, Urrutia, Latham y Hueda.
Se trazó una línea sobre las curvas de variación secular con el valor de la declinación e inclinación medidas, para obtener así las fechas probables.

4.1.3. RESULTADOS

Se muestran a continuación los resultados del procesamiento.
Muestras: **Sitio Pañhú, Valle de Mezquital**
Todas las muestras del Sitio Pañhú eran muestras quemadas y por ser un único especimen, no es posible obtener r, k y α_{95}.

Se procesaron las siguientes 5 muestras, obteniendo los siguientes resultados.

Tabla I:

muestra	N	declinación	inclinación	Plano(P) o Recta (L)	edades probables
02-01	1	356.3	44.1	L	550,600,670,900,950 450,512.5,575
02-02	1	5.7	31	L	512.5 670-700
02-03	1	5.9	32.6	L	512.5 670-700
02-04	1	354.7	25.4	L	600,750,850 850,891,936,981
02-05	1	342.7	23	L	650,936,981,1026 936,950

Donde el primer renglón de las edades probables corresponde a las intersecciones por declinación y el segundo por inclinación (Fig.10). De acuerdo a la posición estratigráfica de la muestra y fechamiento de ^{14}C (comunicación personal Arq. Luis Morett), los fechamientos más probables son:

Tabla I.I:

muestra	edades
02-01	512.5 a 600 dC
02-02	512.5 dC
02-03	512.5 dC
02-04	850 dC
02-05	936 dC

Muestras: **Sitio Cuitláhuac (Tlatelolco)**

A continuación se reportan los datos obtenidos para cada especimen de las muestras del Sitio Cuitláhuac. Las muestras Cui-2, Cui-4, Cui-5, Cui-6, Cui-7, Cui-9, Cui-11 y Cui-13 son muestras quemadas.

Tabla II:

Muestra	Declinación	Inclinación	Plano(P) o Recta (L)
Cui-1A	329	5	P
Cui-1B	29	16	MRN
Cui-1C	335	23	P
Cui-1E	354	65.1	L
Cui-1H	302.7	39.9	L
Cui-1I	346.6	40.8	L
Cui-2E	87.2	30	L
Cui-2C	125.4	46.8	L
Cui-3B	172.4	23.3	P
Cui-3C	93.6	49.2	L

Cui-3E	45.2	39.9	P
Cui-3F	1.2	31.5	L
Cui-4A	324.1	-10.9	L
Cui-4B	319.1	-6.1	L
Cui-5A	114.9	-21.9	L
Cui-6A	321.7	22.2	L
Cui-7A	347.7	-21.6	L
Cui-9A	355.5	45.9	L
Cui-10A	86.7	7.7	L
Cui-10B	337.3	43.2	L
Cui-10C	16.9	38.4	L
Cui-11A	205.5	68.3	L
Cui-11B	359.5	62.7	L
Cui-11C	36.6	70.1	L
Cui-11D	339.5	54.9	L
Cui-12B	331.1	61.5	L
Cui-12G	19.6	50.4	L
Cui-13A	335.2	24.9	L
Cui-13B	334.3	28.3	L
Cui-13C	328.3	21	L
Cui-13D	330.6	23.9	L

Es notable la mayor incidencia de ajuste de rectas en las muestras quemadas a las no quemadas, pero aún así es posible determinar la dirección primaria, lo que confirma la utilidad del método y que aumenta notablemente el número de muestras que pueden ser procesadas.

Se procesaron las siguientes 4 muestras, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla II.I:

Mta.	N	Dec.	Inc.	α_{95}	r	k	Edades probables
Cui-1	3/6	335.9	26.5	23.6	2.929379	28.32018	650,1026,1066,1401,1433 800,891,1196,1241,1401,1460,1676,1726,1856
Cui-4a9	5/6	352.2	48.0	6.22	3.98631	219.1305	425,525,850,1326,1376,1460,1550,1591,1636 250,513,1175,1494
Cui-11	3/4	359.9	64.4	22.4	2.936161	31.32883	513,1454-1494,1726 ---
Cui-13	4/4	339.6	24.6	4.77	3.9919	370.78	650,981,1066,1401-1433 700,750,805,850,891,1460,1550,1636

Donde el primer renglón de las edades probables corresponde a las intersecciones por declinación y el segundo por inclinación (Fig.11). De acuerdo a la posición estratigráfica de la muestra y al reporte de salvamento arqueológico, los fechamientos más probables son:

Tabla II.I:

muestra	edades
Cui-1	1460 dC
Cui-4-9	1460, 1494 dC
Cui-11	1454 dC
Cui-13	1401-1433 dC

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

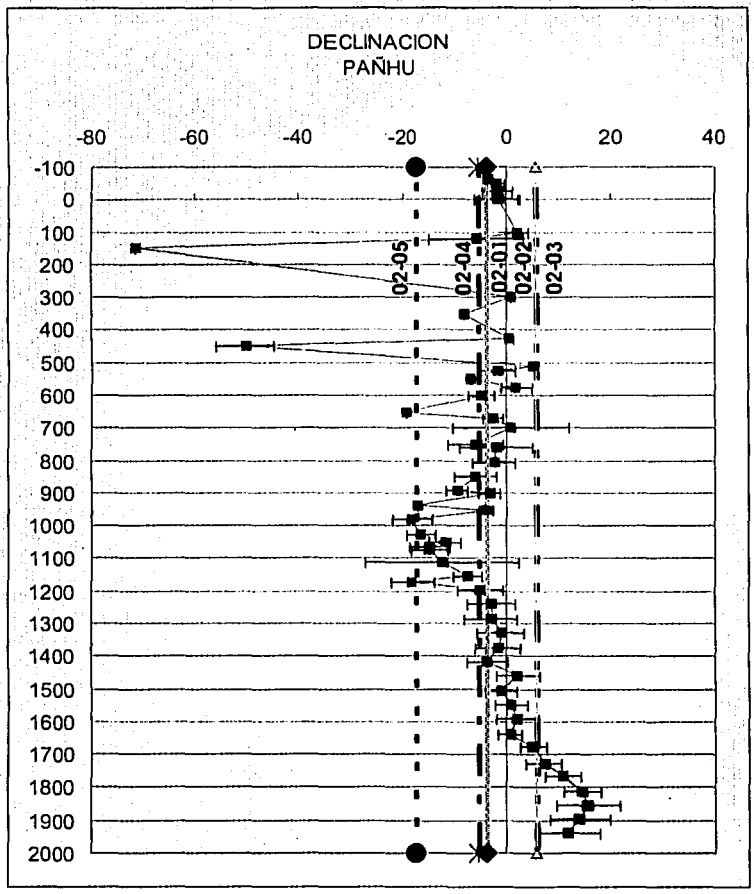


Fig. 10a. Curva de variación secular para Pañhù, con líneas de intersección para la obtención de fechas mediante Declinaciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

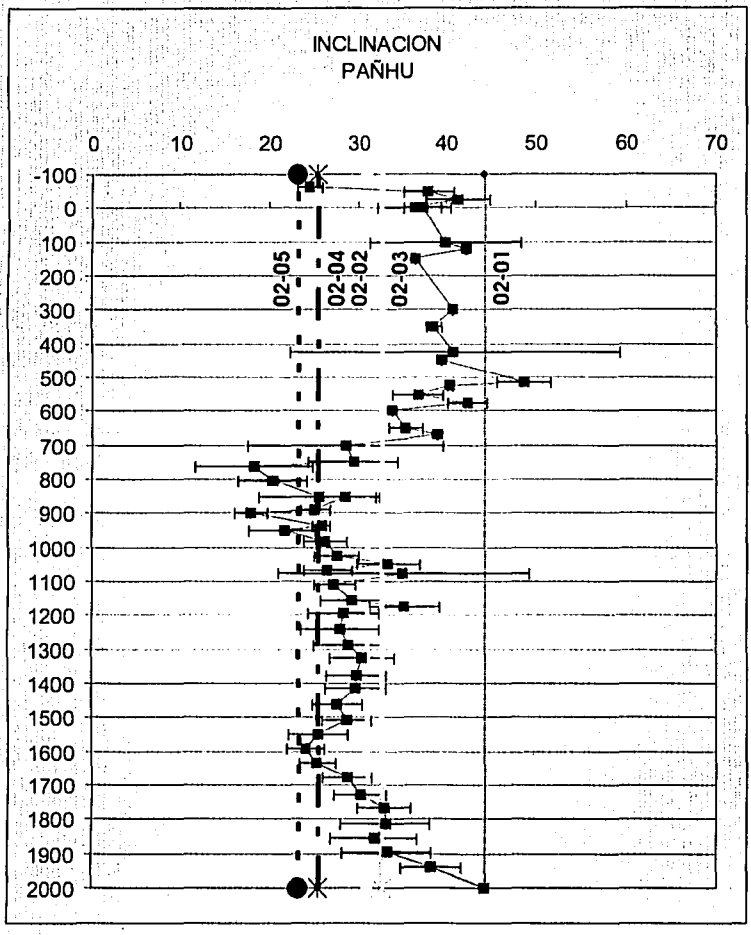


Fig. 10b. Curva de variación secular para Pañhù, con líneas de intersección para la obtención de fechas mediante Inclinaciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

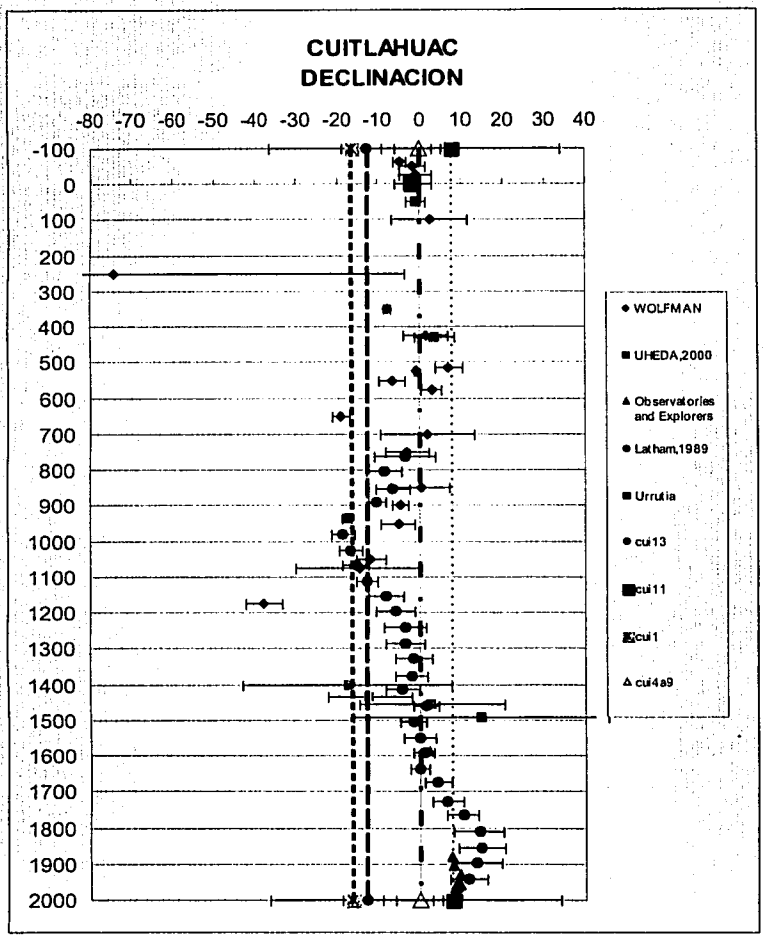


Fig. 11a. Curva de variación secular para Cuitlàhuac, con líneas de intersección para la obtención de fechas mediante Declinaciones.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

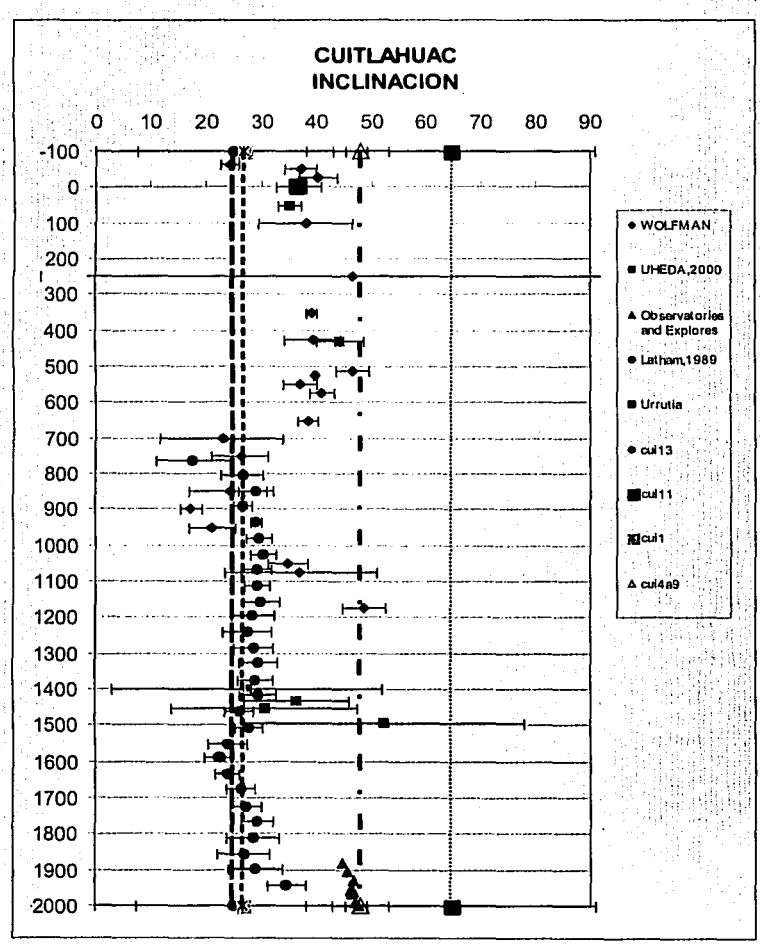


Fig. 11b. Curva de variación secular para Cuitlàhuac, con líneas de intersección para la obtención de fechas mediante Inclinaciones.

ES NO SALE

5. *CONCLUSIONES*

1. Se confirma la hipótesis de que debido a la composición de los estucos analizados (minerales ferromagnéticos), es posible el fechamiento mediante arqueomagnetismo.
2. El uso de estucos no quemados permite un mayor número de fechamientos, ya que se obtiene la fecha del fraguado del mismo, aunque dado el proceso de depósito la incertidumbre de las direcciones obtenidas es mayor.
3. El fechamiento de las distintas etapas constructivas o estructuras, además de su mayor rapidez de proceso, bajo costo y facilidad en la obtención y manejo de las muestras hace que este método tenga mayores ventajas que el método de ^{14}C.
4. Es necesario tomar en cuenta también que para poder tener una mayor precisión en estas mediciones, la curva de variación secular utilizada debe contar con un mayor número de datos, los cuales pueden ser obtenidos no sólo de muestras arqueológicas sino también de depósitos sedimentarios, lacustres, estalagmitas y rocas volcánicas.
5. Como el método arqueomagnético permite que exista más de una fecha con la misma dirección, es necesario trabajar en conjunto con los arqueólogos y hacer uso de otros métodos alternativos como la estatigrafía.
6. Dado que han mejorado la sensibilidad de los instrumentos desde los trabajos de Wolfman, es necesario repetirlos para mejorar la calidad de la curva de variación secular. También es necesaria una mayor cantidad de datos en particular en el período Posclásico.

6. *BIBLIOGRAFÍA*

- Butler R., 1998, Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes, Department of Geosciences, Electronic Edition, Arizona.
- Childs Rattray E., 1991, Fechamientos por radiocarbono en Teotihuacan, Dirección de Arqueología del INAH, Vol.6, México, pp.3-18.
- Hein Morris, 1997, Química, Grupo Editorial Iberoamérica S.A. de C.V., México.
- Hueda Tanabe Y., 2000, Fechamiento Arqueomagnético de estucos de los sitios de Teopancazco, Teotihuacan y Templo Mayor, Tenochtitlan, ENAH, México.

- Kip Arthur F., 1998, Fundamentos de Electricidad y Magnetismo, McGraw-Hill, México.
- Latham A., Ford D., Schwarcz H. & Birchall T., 1989, Secular variation from mexican stalagmites: their potential problems, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 34-48.
- McElhinny M., 1997, Paleomagnetism and plate tectonics, Cambridge University Press, Cambridge UK.
- McFadden P. & McElhinny M., 1988, The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, Earth planet Science, pp.161-172.
- Merrill R., McElhinny M., McFadden P., 1996, The magnetic field of the earth. Paleomagnetism, the core and the deep mantle, International Geophysics Series, Vol. 63, USA.
- Reitz J., Milford F., Christy R., 1996, Fundamentos de la teoría electromagnética, Addison Wesley Iberoamericana S.A., México.
- Resnick & Halliday, 1997, Física Vol.2, Compañía Editorial Continental S.A. de C.V., 3ª. Edición, México.
- Soler Arechalde A. y Hueda Tanabe Y., 2000, Informe sobre Fechamiento Arqueomagnético de estucos de Tenochtitlan, México.
- Soler Arechalde A., 1997, Paleomagnetismo y neotectónica de la región de Acambay-Morelia, Faja Volcánica Mexicana, Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- Tarling Donald H., 1975, Archaeomagnetism: the dating of archaeological materials by their magnetic properties, World Archaeology, Gran Bretaña, pp.185-197 .
- Tarling Donald H., 1983, Paleomagnetism. Principles and aplications in geology, geophysics and archaeology, Chapman & Hall, London.
- Urrutia Fucugauchi J., 1975, Investigaciones paleomagnéticas y arqueomagnéticas en México, Anales del Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- Valencio Daniel A., 1980, El magnetismo de las rocas, Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina.
- Wolfman Daniel, 1971, Secular variation and archaeomagnetism, The Researcher, Vol.12, USA.