



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**PROPIEDADES MAGNÉTICAS  
Y ARQUEOINTENSIDADES  
DE CERÁMICAS TEOTIHUACANAS**

**T E S I S**  
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE  
**DOCTORA EN CIENCIAS**  
P R E S E N T A  
**MARÍA G. RODRÍGUEZ CEJA**

ASESOR DE TESIS:  
**DR. AVTO GOGICHAISHVILI**

México D. F., Junio de 2009



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.

# Contenido

<b>Resumen</b>	1
<b>1. Introducción</b>	3
<b>2. La variación secular geomagnética</b>	10
2.1 Introducción	10
2.2 La variación secular	11
2.3 La variación secular en México	13
2.3.1 <i>Resultados de sedimentos lacustres</i>	14
2.3.2 <i>Resultados de materiales arqueomagnéticos</i>	15
2.3.3 <i>Resultados de depósitos en cuevas</i>	16
2.3.4 <i>Resultados de rocas volcánicas recientes</i>	17
<b>3. Bases teóricas del arqueomagnetismo</b>	22
3.1 Introducción	22
3.2 Caracterización magnética	24
3.3 Intensidad geomagnética absoluta	28
3.3.1 <i>Paleointensidad con remanencia de tipo térmica</i>	29
3.4 Anisotropía de magnetización remanente	34
3.5 El factor del ritmo de enfriamiento	37
3.5.1 <i>Tiempo de relajación</i>	38
3.5.2 <i>Temperaturas de bloqueo</i>	39
3.5.3 <i>Magnetismo termorremanente</i>	39
3.5.4 <i>Evaluación de la acción de la velocidad de enfriamiento</i>	40
<b>4. Contexto arqueológico y cronología cultural del área de estudio</b>	43
4.1 Contexto arqueológico	43
4.2 Cronología cultural mesoamericana	44

4.2.1	<i>Introducción</i>	44
4.2.2	<i>El proceso de desarrollo en Mesoamérica</i>	44
4.2.3	<i>Áreas y horizontes culturales</i>	45
4.3	<b>Cronología cultural teotihuacana</b>	53
4.3.1	<i>Introducción</i>	53
4.3.2	<i>La producción artesanal</i>	54
4.3.3	<i>Cerámica</i>	54
4.3.4	<i>Patrón de asentamiento y urbanismo</i>	55
4.3.5	<i>Arquitectura residencial</i>	55
4.3.6	<i>Construcciones públicas</i>	56
4.3.7	<i>Asentamientos del Preclásico</i>	56
4.3.7.1	<i>Primeras fases de desarrollo urbano</i>	57
4.3.7.2	<i>Cambios en la planificación urbana</i>	57
4.3.8	<i>Organización sociopolítica de Teotihuacan: los problemas de interpretación</i>	59
4.3.8.1	<i>La expansión teotihuacana y el intercambio</i>	60
4.3.8.2	<i>La decadencia y el abandono</i>	60
4.3.9	<i>Exploraciones en Teotihuacan</i>	61
4.3.9.1	<i>Técnicas de datación</i>	62
4.3.9.2	<i>Materiales recuperados</i>	62
4.3.10	<i>Sitios de muestreo</i>	63
4.3.10.1	<i>Cuanalan: primeras comunidades urbanas</i>	63
4.3.10.2	<i>El proyecto Xalla: la exploración de un posible palacio de Teotihuacan</i>	64
4.3.10.3	<i>El proyecto Teopanazco, una investigación interdisciplinaria</i>	65
<b>5.</b>	<b>Técnicas de datación y fechas disponibles</b>	68
5.1	<i>Introducción</i>	68
5.2	<i>Método de datación por radiocarbono asociado</i>	69
5.2.1	<i>Introducción</i>	69
5.2.2	<i>La ecuación de datación con radiocarbono</i>	70
5.2.3	<i>Medición</i>	73
5.2.4	<i>Estrategia de muestreo</i>	74
5.2.5	<i>Precisión estadística</i>	75

5.2.6	<i>Curvas de calibración</i>	76
5.3	Otros métodos de datación	80
5.3.1	<i>Asociación estratigráfica</i>	80
5.3.2	<i>Estilo cerámico</i>	81
5.3.3	<i>Hidratación de obsidiana</i>	82
5.3.4	<i>Dendrocronología</i>	82
5.3.5	<i>Termoluminiscencia</i>	82
5.4	Edades radiocarbónicas disponibles de los sitios estudiados	83
5.4.1	<i>Edades radiocarbónicas disponibles de muestras del sitio Cuanalan</i>	85
5.4.2	<i>Edades radiocarbónicas disponibles de muestras del sitio Teopanazco</i>	86
5.4.3	<i>Edades radiocarbónicas disponibles de muestras del sitio Xalla</i>	87
5.4.4	<i>Nuevas dataciones radiocarbónicas mediante el método AMS de muestras del sitio Teopanazco</i>	88
<b>6.</b>	<b>Modelos de variación del momento virtual dipolar</b>	<b>89</b>
6.1	Introducción	89
6.2	Los estudios de variación del VDM	91
6.3	Análisis armónico del campo geomagnético	93
<b>7.</b>	<b>Procedimientos experimentales y aspectos metodológicos</b>	<b>104</b>
7.1	Introducción	104
7.2	Preparación de muestras	105
7.3	Caracterización magnética	107
7.3.1	<i>Experimento de histéresis</i>	107
7.3.2	<i>Curvas termomagnéticas continuas</i>	107
7.4	Determinación de la arqueointensidad	108
7.4.1	<i>Método de Thellier clásico</i>	108
7.4.2	<i>Método de Thellier modificado por Coe</i>	109
7.4.3	<i>Corrección por el efecto del ritmo de enfriamiento</i>	110
<b>8.</b>	<b>Determinación de intensidades en cerámicas de Teotihuacan</b>	<b>113</b>
8.1	Resumen	113
8.2	Caracterización magnética	115
8.2.1	<i>Temperaturas de Curie</i>	115
8.2.2	<i>Experimentos de histéresis</i>	119
8.3	Determinación de la arqueointensidad	122
8.4	Resultados y discusión	123

8.4.1	<i>Cuanalan</i>	123
8.4.2	<i>Teopancazco</i>	128
8.4.3	<i>Xalla</i>	139
8.4.4	<i>Comparación de los resultados de los sitios Teopancazco, Xalla y Cuanalan</i>	146
<b>9.</b>	<b>Conclusiones</b>	150
<b>10.</b>	<b>Referencias bibliográficas</b>	153
<b>Anexo. Artículo:</b>	<b>Integrated archeomagnetic and micro-Raman spectroscopy study of pre-Columbian ceramics from the Mesoamerican formative village of Cuanalan, Teotihuacan Valley, Mexico</b>	168

# *PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y ARQUEOINTENSIDADES DE CERÁMICAS TEOTIHUACANAS*

## **Resumen**

Los materiales arqueológicos hechos de arcillas cocidas tienen entre sus componentes una pequeña fracción de minerales ferrimagnéticos. Este hecho les permite adquirir una remanencia de tipo térmica, que es similar a la dirección y proporcional a la intensidad que tenía el campo geomagnético en el momento de su fabricación.

El tiempo en el que una pieza arqueológica de cerámica adquirió su remanencia, puede ser determinado comparando sus parámetros magnéticos con aquellos registrados a partir de otros materiales arqueológicos ya fechados, que provengan de la misma región geográfica. A este conjunto de datos se le conoce como *curva maestra*, y las hay de declinación, inclinación e intensidad. En lugares donde las variaciones del campo magnético del pasado se conocen bien, y por lo tanto las curvas maestras están bien establecidas, las dataciones arqueomagnéticas pueden ser tan precisas como las obtenidas con métodos radiométricos más caros, pero con la ventaja de que no se depende de la disponibilidad de carbón asociado al material para su realización.

Aunque en México hay abundantes vestigios arqueológicos, los estudios arqueomagnéticos son todavía escasos. A pesar de la carencia generalizada de muestras halladas *in situ* con el registro de una magnetización termorremanente (TRM), los estudios de arqueointensidad tienen la particularidad de que no se requiere material orientado para su realización, siendo entonces útiles para tal efecto los objetos de cerámica horneada.

En el presente trabajo se reportan los resultados de las mediciones sistemáticas de arqueointensidad efectuadas en piezas de cerámica bien clasificada de los sitios Cuanalan, Teopancazco y Xalla. Todos ellos se ubican en el complejo urbano Teotihuacan, la gran metrópoli mesoamericana del centro de México que dominó el horizonte cultural del Clásico en la región.

Las fechas fueron obtenidas mediante la técnica de radiocarbono asociado a cerámica. En otros casos, cuando no se disponía de material orgánico, las edades se asignaron utilizando la información arqueológica disponible, es decir, estilo y estratigrafía. Las edades disponibles de los sitios Cuanalan, Xalla y Teopancazco están comprendidas en el intervalo entre  $2320 \pm 80$  y  $1423 \pm 25$  AP, y las fechas calendáricas correspondientes luego de su calibración se ubican entre  $393 \pm 95$  AC y  $525 \pm 25$  DC. Se cuenta también con una muestra del centro de la Ciudad de México (Cuitlahuac) con edad  $1485 \pm 30$  AP.

Se obtuvieron curvas continuas de susceptibilidad contra temperatura en aire, que indican que en algunas muestras los portadores de la magnetización son titanomagnetitas pobres en titanio. Otros casos mostraron dos fases ferrimagnéticas, cuya temperatura de Curie es compatible con titanomagnetitas tanto pobres como ricas en titanio. Entre ellos se detectaron algunos con la presencia de minerales superparamagnéticos. El experimento de histéresis por otra parte aportó parámetros que caen esencialmente en la región del tamaño de grano pseudodominio-sencillo, lo cual podría indicar una mezcla de granos multidominio con una cantidad significativa de granos de dominio simple.

Los experimentos llevados a cabo para determinar la intensidad absoluta produjeron resultados satisfactorios en 45 de los 73 fragmentos procesados, que corresponden a 289 muestras de las 500 analizadas. Los efectos de la anisotropía de magnetización termorremanente (ATRM) y de la tasa de enfriamiento sobre la adquisición de la intensidad de TRM se estudiaron en la mayoría de las muestras, generando factores individuales para corregir los valores brutos de intensidad.

Los resultados de arqueointensidad obtenidos para las muestras de Cuanalan están entre  $24.2 \pm 3.2$  y  $40.0 \pm 1.7$   $\mu\text{T}$ , lo que corresponde a VADM con valores entre  $4.8 \pm 0.6$  y  $8.0 \pm 0.4$  ( $10^{22}$   $\text{Am}^2$ ). Los correspondientes a Teopancazco se encuentran entre  $15.30 \pm 0.1$  y  $44.39 \pm 3.17$   $\mu\text{T}$  con VADM entre  $3.1 \pm 0.02$  y  $8.88 \pm 0.33$  ( $10^{22}$   $\text{Am}^2$ ). Finalmente, las cerámicas de Xalla reportaron intensidades entre  $16.7 \pm 2$  y  $45.07 \pm 0.97$   $\mu\text{T}$ . Éstas corresponden a VADM con un rango entre  $3.3 \pm 0.4$  y  $9.02 \pm 0.19$  ( $10^{22}$   $\text{Am}^2$ ). La muestra Cuitlahuac del centro de la Ciudad de México, con edad  $1485 \pm 30$  AP, tiene una intensidad de  $31.35 \pm 2.51$   $\mu\text{T}$  y VADM de  $6.27$  ( $10^{22}$   $\text{Am}^2$ ). En general se observa que los valores de arqueointensidad no corregidos por los efectos de ATRM y del ritmo de enfriamiento son sistemáticamente más altos que los corregidos.

Los resultados obtenidos contribuyen de manera significativa al esfuerzo por conocer las variaciones locales del campo magnético terrestre en Mesoamérica. Las intensidades geomagnéticas medias producidas en el marco de este trabajo difieren de los valores de intensidad absoluta predicha por el modelo global CALS7K y también de la compilación de datos *ArcheoInt*, pues resultan significativamente menores. Aún así, tienen una buena coincidencia con los datos de arqueointensidad de muestras provenientes del noroeste de México y Arizona propuestos por *Bucha* [1970], pero presentan un desplazamiento hacia abajo.

# 1. Introducción

El campo magnético terrestre (CMT), que se genera por corrientes de convección en el núcleo externo líquido de la Tierra, es uno de los elementos que integran el complejo sistema que constituye nuestro planeta. Debido a su interacción con la atmósfera, biosfera, manto profundo y núcleo interno, el conocimiento que de él se tenga cobra importancia en varios aspectos del estudio de las Ciencias de la Tierra [Tauxe, 2005]

La noción de la existencia del CMT se dio primero en China, lugar donde fue encontrado el compás magnético más antiguo que data del siglo II AC. Hacia el año 700 DC, los chinos ya conocían la declinación magnética, y posteriormente utilizaron la brújula para la navegación. Fue en el siglo XII cuando ésta llegó a Europa, y a partir de entonces se reconocieron los tres parámetros que definen por completo el vector del campo geomagnético: el ángulo medido entre su proyección sobre la horizontal y el norte geográfico, se conoce como declinación. El ángulo entre la proyección horizontal y el vector del CMT es la inclinación. A la magnitud vectorial se le llama intensidad.

La declinación y la inclinación comenzaron a medirse hacia el año 1500, pero la intensidad, descubierta en 1600, fue registrada sólo hasta finales del siglo XVIII. Las comparaciones de registros de declinación en un periodo de 50 años, revelaron de manera incipiente en 1634 el carácter cambiante del campo. En la actualidad es bien sabido que el CMT experimenta variaciones a través del tiempo, tanto en dirección como en intensidad, en frecuencias que van desde segundos hasta millones de años. De hecho, cada punto en la superficie de la Tierra suele tener coordenadas magnéticas particulares que se modifican constantemente. A las fluctuaciones del campo consideradas cortas, que ocurren en periodos de pocos años hasta unos 100,000, se les denomina *variación secular* (VS). Ésta se traduce en cambios aleatorios y sin periodicidad tanto en dirección como en intensidad.

La comprensión de las características del campo geomagnético así como su funcionamiento y la naturaleza de sus variaciones, requiere del análisis integral de sus parámetros en diferentes regiones del globo. Además, este conocimiento no debe reducirse a un periodo corto, sino al mayor lapso posible en

la escala de tiempo geológico. Como ya se ha referido, las observaciones directas están disponibles sólo para algunas centenas de años y no cubren todas las zonas del globo. Para tiempos anteriores es preciso recurrir a técnicas que aporten información de forma indirecta, tales como el paleomagnetismo y el arqueomagnetismo. Los objetos de estudio de estos métodos son secuencias de sedimentos lacustres, coladas de lava y artefactos fabricados por el hombre que conservan en los átomos ferrimagnéticos que los conforman el registro de una magnetización remanente estable. La idea es que esa magnetización posee una magnitud proporcional y dirección similar a las que tenía el campo geomagnético del pasado que les dio origen.

Las rocas volcánicas suelen presentar una buena estabilidad paleomagnética que facilita la determinación de su dirección e intensidad. Además, existe la posibilidad de realizar dataciones con métodos radiométricos que proporcionan edades confiables. Aún así, la escasa disponibilidad de este material a nivel global no permite la construcción de un registro continuo del campo, pues sólo aporta información puntual que se reduce a los tiempos y lugares en los que las lavas fueron emplazadas.

Los sedimentos lacustres por otro lado, proporcionan registros semicontinuos generados mediante la depositación prolongada y la posterior consolidación de material con contenido ferrimagnético. Un inconveniente es que el establecimiento de una escala temporal absoluta, que relacione de forma certera los parámetros del campo con la edad, es difícil, debido entre otras causas a fenómenos como la erosión y las diferentes tasas de depositación. Entonces, la magnetización *destrítica* tiene menor confiabilidad comparada con otras de tipo térmico. De cualquier manera, en muchas regiones de la Tierra y para lapsos grandes de tiempo ésta es la única fuente de información con la que se cuenta.

La utilización de los métodos paleomagnéticos en objetos arqueológicos conforma la disciplina conocida como *arqueomagnetismo*. La abundancia de esa clase de vestigios en ciertas épocas históricas y en determinadas regiones, así como la confianza en su registro magnético de tipo termorremanente, constituyen elementos que favorecen su empleo. El desafío importante es la obtención de una datación que asocie al campo obtenido la edad de adquisición de la magnetización de forma certera. En ocasiones los sitios y objetos relacionados directamente con eventos históricos permiten la asignación de una edad precisa dentro de un rango de pocos años. Sin embargo, en la mayoría de los casos, las incertidumbres abarcan intervalos de pocas décadas a siglos, dependiendo del área de estudio, de la información arqueológica que se tenga y de la disponibilidad de materia orgánica asociada que permita obtener una edad radiocarbónica.

Una vez superado este reto, el estudio de los materiales arqueológicos constituye un método efectivo para obtener registros fiables de dirección y de intensidad del CMT en los últimos milenios. Con ello se posibilita la indagación acerca de las fluctuaciones del campo en escalas menores a las que

podrían obtenerse a partir de las rocas volcánicas, y por lo tanto se explora la variación secular de forma directa y eficaz.

Si se promedian las mediciones históricas del campo geomagnético y los datos aportados por el arqueomagnetismo, se obtiene de forma genérica un sistema dipolar, axial y geocéntrico. Más allá de esta información, existe otra manera de ampliar nuestro conocimiento y modelar el CMT para los últimos milenios. Recurriendo a las bases de datos existentes, se puede llegar a una descripción matemática del campo por medio de la evolución de los coeficientes de Gauss del desarrollo en armónicos esféricos. Lo que se busca es obtener la combinación de coeficientes para un modelo de campo global, que reproduzca de la mejor manera los resultados conocidos por medio de las otras formas. Una vez elaborado, un modelo así es capaz de predecir los vectores del campo geomagnético en un lugar y tiempo dados, e inferir las variaciones espaciales y temporales de sus componentes para tiempos o regiones diferentes a los que les dieron origen.

En las bases de datos paleomagnéticos globales, domina considerablemente la información relativa a la dirección, debido a la dificultad tanto teórica como experimental que implica la obtención de resultados de intensidad. Adicionalmente, los datos de intensidad geomagnética en el mundo provienen en su gran mayoría de las regiones de Europa y Asia: sólo existen unos cuantos datos de América del norte y otros pocos del hemisferio sur. Este escenario impide la realización de modelos más equilibrados que incluyan datos paleomagnéticos de todas las zonas de la tierra.

Los materiales arqueológicos representan una opción para obtener un registro de alta resolución temporal de los movimientos en dirección e intensidad del CMT, en tiempos históricos. Cuando logran reunirse suficientes datos arqueomagnéticos de objetos de edades variadas que provienen de una misma zona, es posible construir una curva de variación secular, válida para esa área geográfica. La curva, que se elabora correlacionando alguno de los parámetros magnéticos del objeto con su edad absoluta, se conoce como “Curva maestra”. En lugares donde las curvas maestras están bien establecidas, por ejemplo Europa, suelen realizarse dataciones arqueomagnéticas que son tan precisas como las radiométricas. Además, para aplicar esta técnica no se depende de la disponibilidad de carbón asociado al objeto, lo que constituye una gran ventaja.

Las fechas se obtienen correlacionando un parámetro magnético de la pieza arqueológica, con la curva maestra correspondiente, con lo que se determina una o varias edades posibles. Para discriminar entre ellas y decidir cuál es la correcta, hay que recurrir a la información arqueológica y complementar con otros métodos como la estratigrafía y estilo constructivo o cerámico. Las edades que pueden determinarse utilizando curvas de los tres parámetros magnéticos de forma simultánea son, evidentemente, mucho más confiables y precisas, por lo que la existencia de las curvas de declinación,

inclinación e intensidad para una misma región, se considera la condición ideal para cualquier fechamiento arqueomagnético.

Para construir una curva de dirección hay que estudiar la magnetización de objetos hallados *in situ*, tales como los hornos, fogones y pisos quemados. Estos materiales permanecen en la posición que tenían en el momento de la adquisición de la magnetización, y por lo tanto pueden orientarse. Para elaborar una curva de intensidad en cambio, es suficiente con tener objetos desplazados, pues el conocimiento de la posición que tenían en el momento de adquirir la remanencia no es indispensable para establecer su magnitud. Objetos útiles para este propósito son por ejemplo las piezas de cerámica de arcilla horneadas que registraron durante su fabricación una magnetización de tipo termorremanente.

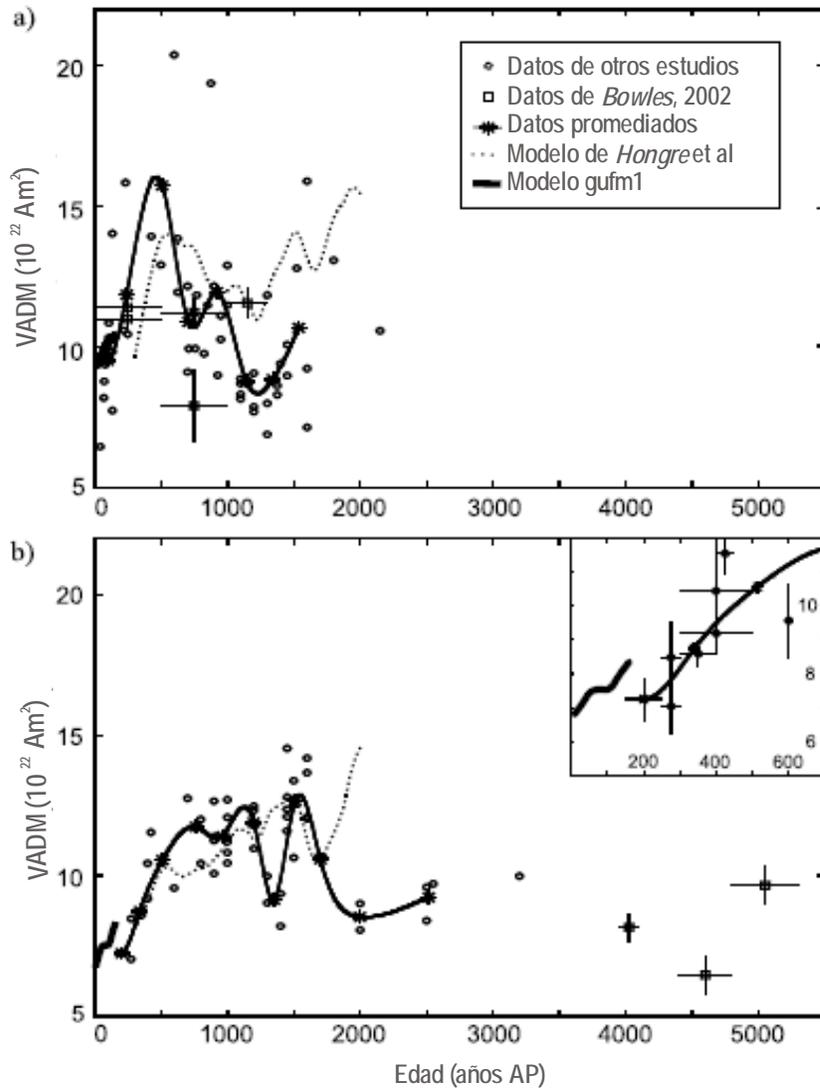
En México y en toda Mesoamérica las civilizaciones precolombinas han despertado a través de los años un enorme interés para los estudiosos de la arqueología. Luego de varias décadas de trabajo, es notable la gran cantidad de material que se ha recopilado y clasificado en estos sitios. Si bien es cierto que las muestras halladas *in situ* son escasas en toda el área, las piezas de cerámica de tierras cocidas son en cambio cuantiosas. A pesar de ello, el acervo arqueológico mesoamericano ha sido poco aprovechado para su uso en el campo del arqueomagnetismo, y hasta la fecha son contados los estudios de la región.

Los valores de paleointensidad de todo el continente, publicados hasta ahora, son los resultados de algunos estudios hechos principalmente con arcillas cocidas y algunas muestras volcánicas. En América del Norte la mayor parte de la información proviene de Estados Unidos, en una región de aproximadamente 1000 Km de ancho, que comprende partes de los estados de Arizona, Nuevo México, Colorado y Utah [Bucha *et al.*, 1970; Lee, 1975; Hsue, 1978 y Sternberg, 1989 en Bowles, 2002]. Las edades no llegan a ser más viejas que 2000 años, pues ha sido difícil encontrar materiales de tiempos previos.

En la región de América del Sur por otro lado, la información se ha obtenido a partir de piezas arqueológicas de algunas zonas de Ecuador, Perú y Bolivia [Nagata *et al.*, 1965; Kitazawa y Kobayashi, 1968; Gunn y Murray, 1980; Kono *et al.*, 1986 y Yang *et al.* 1993 en Bowles, 2002]. Las edades se concentran en los pasados 2000 años, aunque hay una cantidad significativa de datos que cubren el periodo de 2000 a 4000 AP.

Julie Bowles [2002] publicó una compilación de todos los datos de paleointensidad del continente disponibles hasta ese momento (Figura 1). En ellos las edades fueron determinadas por una variedad de métodos, y el promedio de sus incertidumbres es cercano a  $\pm 140$  años. Este alto valor provoca que las fluctuaciones de periodos cortos (<200 años) en la intensidad del campo geomagnético, no puedan ser determinadas de forma confiable.

En la Figura 1 se observa que los datos tienen una gran dispersión. Además, los registros del norte y del sur de América son bastante diferentes, quizá debido a los efectos del campo no dipolar a nivel local. Los sitios de procedencia, aunque localizados en el mismo continente, están bastante alejados y la incertidumbre de los datos es importante. Es evidente que la construcción de una curva maestra de intensidad para la región requiere todavía de mucho trabajo.



**Figura 1. Compilación de los datos de intensidad para las regiones a) Suroeste de EU y b) Noroeste de América del Sur [Bowles, 2002].**

En sitios del territorio mesoamericano, el primer trabajo de arqueodirecciones fue realizado por Daniel Wolfman [1973]. Él estudió las direcciones arqueomagnéticas de algunos pisos quemados del centro de México, Oaxaca y Guatemala. La principal limitante de este trabajo pionero fueron las

dataciones poco confiables que dificultan la construcción de una curva, además de la escasez de material no desplazado.

El interés por determinar intensidades del centro y sur de México se ha incrementado en los tres últimos años. Los trabajos de *López-Téllez et al* [2007] en Veracruz (este de México), *Morales et al* [2009 a y b] en Chiapas y Michoacán (sureste y occidente de México), y *Alva-Valdivia et al* [2009] en Guatemala, reportan algunos datos de intensidad a partir de cerámicas cocidas. Si adicionalmente se agregan los resultados del volcán Xitle [*Morales et al.*, 2006], se cuenta ya con los primeros datos de intensidad para la región que cubren los pasados milenios, en lo que puede considerarse el inicio de la construcción de una curva de intensidad que aún necesita de grandes esfuerzos para ser completada.

En el presente trabajo se realizaron mediciones sistemáticas de arqueointensidad en muestras de cerámica cocida desplazada, pertenecientes al complejo urbano prehispánico Teotihuacan, ubicado en el centro de México. Además, se efectuaron experimentos de magnetismo de rocas tales como susceptibilidad contra temperatura e histéresis, para identificar y caracterizar la mineralogía magnética, y conocer su estructura de dominio. En casi todas las muestras se aplicaron las correcciones correspondientes al efecto de la velocidad de enfriamiento en la adquisición de la magnetización, y a la anisotropía de magnetización termorremanente.

El objetivo general del trabajo es contribuir con datos arqueomagnéticos que ayuden a mejorar el conocimiento de la evolución del campo y la variación secular en esta área geográfica en los dos pasados milenios, y también aportar información para la construcción de una curva maestra de intensidad que sea útil en toda la región.

La estrategia de muestreo ha estado guiada por los numerosos estudios realizados en la región por la arqueóloga Dra. Linda R. Manzanilla Naim, mismos que le han permitido obtener cantidades importantes de objetos cerámicos con dataciones radiométricas mediante carbono asociado. Las muestras estudiadas son originarias de tres sitios. Cuanalan es el lugar donde se ubicaron los primeros asentamientos urbanos del valle (400-100 AC) y se inició la elaboración de cerámica. Las edades radiocarbónicas disponibles están entre  $2320 \pm 80$  y  $2060 \pm 90$  AP. Por su parte los sitios Xalla y Teopancazaco son dos complejos de edificaciones teotihuacanas con una amplia historia constructiva que han sido explorados a lo largo de varios años. Sus edades radiocarbónicas están entre  $1423 \pm 25$  y  $1880 \pm 80$  AP. Además de las fechas previas disponibles, se efectuaron nuevas dataciones mediante la técnica AMS en el Lawrence Livermore National Laboratory, obteniéndose edades entre  $1800 \pm 35$  y  $1730 \pm 30$  AP para Teopancazaco. Se cuenta también con una muestra procedente del Centro de la Ciudad de México en Cuitlahuac, cuya edad por AMS es  $465 \pm 30$  AP. Para las muestras que no cuentan con una fecha de  $^{14}\text{C}$  ha sido posible acotar un intervalo de edad por medio de la información arqueológica disponible.

Las muestras arqueomagnéticas se han procesado en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM y en el Laboratorio de Arqueomagnetismo de la Universidad de Rennes, Francia. Los resultados obtenidos se han comparado con otros datos de intensidad de muestras de cerámica y rocas volcánicas de la región, con las bases de datos mundiales de arqueointensidad [Genevey *et al.*, 2008] y con las predicciones del modelo de intensidad global CALS7K de Korte y Constable [2005a].

## 2. La variación secular geomagnética

### 2.1 Introducción

El campo magnético terrestre (CMT) ha mostrado ser cambiante tanto en dirección como en intensidad a través del tiempo. La primera noción de este hecho se tuvo en 1634, cuando Gellibrand notó variaciones en los registros magnéticos de las declinaciones de Londres que abarcaban un lapso de 50 años. Posteriormente, en 1702, Edmond Halley advirtió que algunos rasgos del campo parecían moverse hacia el oeste [Tauxe, 2005].

Si se promedian las mediciones históricas del campo geomagnético, se obtiene de forma genérica un sistema dipolar, axial y geocéntrico (GAD: Geocentric Axial Dipole ) [e.g. Jackson *et al.*, 2000]. Para reconstruir los estados del CMT en un tiempo anterior al de los registros históricos, es preciso recurrir a técnicas de estudio más complejas que aporten información de forma indirecta, tales como paleomagnetismo y arqueomagnetismo. Ambos métodos utilizan una técnica similar, sólo que los objetos de su estudio son materiales de diferente composición y edad: en el primer caso, rocas volcánicas y sedimentos, y en el segundo, objetos fabricados por el hombre. En todos ellos se busca conocer la intensidad y dirección del campo geomagnético registradas en una magnetización remanente.

Tanto las rocas volcánicas como las piezas arqueológicas contienen, dispersos en una matriz de minerales dúa o paramagnéticos, una pequeña proporción de minerales ferrimagnéticos. Estos poseen la capacidad de orientar los espines de sus átomos en la misma dirección del campo geomagnético presente durante el enfriamiento, a partir de una temperatura mayor o igual a la de Curie. Al llegar a la temperatura ambiente, la roca habrá registrado una dirección paralela a la dirección local del CMT, y una intensidad que guarda una relación lineal con él. Habrá adquirido entonces una magnetización de tipo termorremanente (TRM-Thermoremanent Magnetization), y mientras no se llegue de nuevo a la

temperatura de Curie, los cambios en el campo posteriores a ese momento no producirán ninguna variación en la magnetización de los granos [e. g. *Thellier*, 1938; *Néel*, 1955]. Aunque los resultados que aportan estos materiales no son continuos sino espacial y temporalmente dispersos, su magnetización termorremanente tiene en muchas ocasiones una calidad y estabilidad térmica buenas.

Los sedimentos lacustres por otra parte, son series de tiempo semi-continuas de localidades específicas que abarcan un periodo de tiempo mucho más largo. Su magnetización es de tipo detrítica, y se adquiere durante la depositación y consolidación de rocas sedimentarias con cierto contenido de minerales ferrimagnéticos en algún medio fluido. La adquisición de la imanación se da mediante el alineamiento físico de las partículas ferrimagnéticas debido a la presencia de un campo y por la interacción agua-sedimento. En este tipo de magnetizaciones ocurren procesos postdeposicionales que pueden afectar a la remanencia, tales como bioturbación, diagénesis y otros procesos químicos que remueven o alteran a los minerales existentes. También los granos suelen compactarse, lo que generalmente da lugar a una inclinación menor a la real. La interpretación correcta de las variaciones del campo geomagnético en sedimentos depende mucho de la asignación adecuada de las tasas de sedimentación, así como del conocimiento de los procesos postdeposicionales y erosivos que podrían haberla afectado. La naturaleza de la magnetización remanente detrítica hace entonces que los registros de este tipo no se consideren tan confiables [e. g. *Böhm* y *Molina-Garza*, 2002].

## 2.2 La variación secular

El campo magnético de la tierra experimenta movimientos en su configuración a diferentes escalas de tiempo. Las variaciones en periodos mayores, que van de siglos a millones de años, son significativas, llegando incluso a presentarse inversiones completas. Estos cambios reflejan procesos que suceden en el núcleo externo líquido debido a la acción del geodínamo [e.g. *Merril et al.*, 1996].

A las fluctuaciones ocurridas en periodos más cortos que van de pocos años hasta unos 100,000, se les denomina *variación secular* (VS). La VS se manifiesta con un movimiento aleatorio y sin periodicidad en la dirección y magnitud del CMT. Ocurre lentamente a través de los años, pero en la escala de tiempo geológico se le considera de corta duración, abarcando lapsos desde décadas hasta milenios [e.g. *Butler*, 2004].

La VS se conoce con alguna certeza a partir del siglo XVI cuando comenzaron las observaciones directas del campo. Este corto periodo de tiempo ha sido extendido algunos miles de

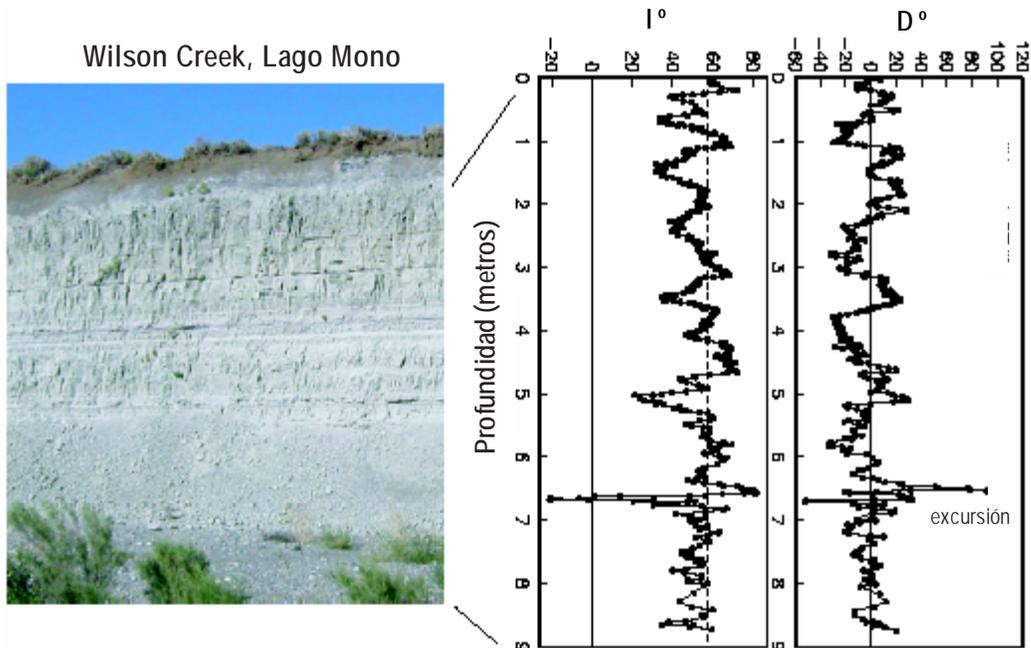
años atrás, a través de los estudios arqueomagnéticos en varias regiones del mundo, tales como los de los Balcanes [Kovacheva *et al.*, 1998], Gran Bretaña [Tarling, 1989], Francia [Thellier, 1981; Bucur, 1994], Canadá [Yu *et al.*, 2000], Estados Unidos [DuBois, 1989; Sternberg, 1989] y Japón [Hirooka, 1983]. También hay algunos resultados de lugares como Hawái [Holcomb *et al.*, 1986, Valet *et al.*, 1998], Italia [Tanguy *et al.*, 1999] y el oeste de América del Norte [Hagstrum y Champion, 2002], donde se han estudiado suficientes rocas volcánicas jóvenes para definir una curva de VS con una resolución razonable [Böhnel y Molina Garza, 2002].

Los orígenes de la variación secular geomagnética pueden ser subdivididos en dos contribuciones con periodicidades que se traslapan. Por un lado están los cambios en el campo no dipolar, que abarcan lapsos menores a 3,000 años. Entre sus efectos podrían estar la deriva hacia el oeste y los flujos estacionarios. En la otra parte se encuentra la porción dipolar que constituye aproximadamente 90% del total del campo, cuya influencia es la más importante. Se observa en periodos mayores (más de 3,000 y hasta 100,000 años) y modifica el campo en dirección e intensidad.

Sobre regiones continentales los patrones de la VS son similares, pero de un continente a otro suelen ser distintos. Esto quizá se debe al tamaño de las fuentes no dipolares del campo, que son diferentes en cada región [Butler, 2004].

La medición de la VS de la declinación ha mostrado también un movimiento hacia el oeste. La tasa de la variación sería de aproximadamente un grado por año [Yukutake, 1967]. Sin embargo, todavía no hay suficiente información como para considerar esto como algo concluyente. Si se observan cuidadosamente, los datos muestran que la tendencia es sutil, por lo que probablemente sólo se trate de un efecto localmente observado [Tauxe, 2005].

La Figura 2 presenta un ejemplo de la variación secular registrada en la cuenca sedimentaria del lago Mono. La profundidad de los sedimentos alcanza los 9 metros, y cubren una edad de 23 mil años [Lund *et al.* 1988]. Se observa que el campo geomagnético osciló alrededor de la dirección de un GAD con una amplitud de unos 30°. Los cambios direccionales observados no son cíclicos, sino más bien están caracterizados por un camino aleatorio alrededor de la dirección media. Sólo en una ocasión, entre los 6 y 7 metros de profundidad, el campo parte drásticamente de lo que se consideraría una variación secular normal. A ese evento se le conoce como *excursión*, y se debe considerar como tal cuando los polos geomagnéticos virtuales se alejan por lo menos 45° del polo promedio para ese tiempo y lugar. En general, las excursiones están acompañadas por decrecimientos en la paleointensidad. Sin embargo, no es del todo exacto pensar que cualquier etapa con intensidad baja corresponde a una excursión [Tauxe, 2005].



*Figura 2. Ejemplo de variación secular del campo geomagnético (I=inclinación; D=declinación) observada en la sección Wilson Creek del lago Mono, según los datos de Lund et al. [1988]. La inclinación esperada para un dipolo axial geocéntrico se muestra como la línea punteada. La declinación esperada es cero. Se marca el momento de la ocurrencia de la excursión “Mono Lake”. Todo el registro representa alrededor de 23 mil años [Tauxe, 2005].*

### 2.3 La variación secular en México

Los datos paleomagnéticos de México proceden de diversos archivos que cubren irregularmente los pasados 40,000 años. Los orígenes de la información son variados, así como la confiabilidad de la misma. *Böhnel y Molina-Garza* [2002] publicaron un estudio compilatorio donde analizan todos los datos hasta entonces disponibles y proponen una curva de variación secular para la región. A continuación se presentan los resultados de ese estudio.

### 2.3.1 Resultados de sedimentos lacustres

Ortega-Guerrero [1992] analizó un núcleo de sedimentos de la cuenca del lago de Chalco, que con una longitud de 11 metros abarca los pasados 24,000 años. El registro direccional se basó en la desmagnetización por campos alternos en una sola etapa a 15 mT debido a las limitaciones del equipo en ese momento. Se propusieron dos modelos para la correlación edad-longitud; desafortunadamente no existen argumentos para decidir cuál de ellos (o de otros), es el más adecuado. En la Figura 3 se aprecian las variaciones de declinación e inclinación según estos resultados. A causa de los problemas en la determinación de la edad y en las mediciones paleomagnéticas, no se consideraron en la compilación final [Böhnel y Molina-Garza, 2002].

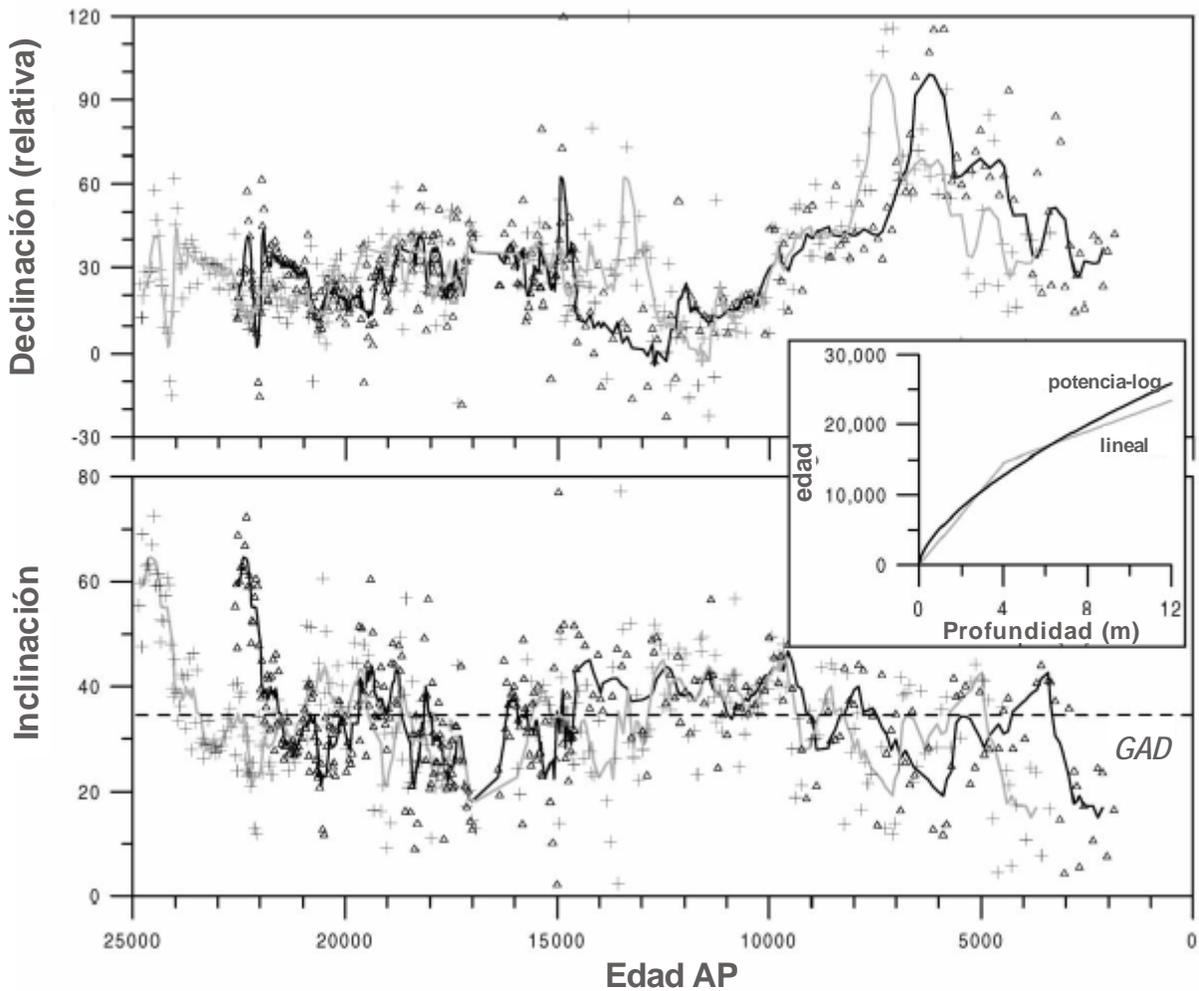


Figura 3. Variación de la declinación e inclinación según los resultados de los sedimentos lacustres de la cuenca del lago de Chalco, al sur de la Ciudad de México. Datos originales tomados de Ortega-Guerrero [1992] por [Böhnel y Molina-Garza, 2002].

### 2.3.2 Resultados de materiales arqueomagnéticos

Böhnel y Molina-Garza [2002] seleccionaron para su estudio 60 direcciones arqueomagnéticas reportadas por Wolfman [1990], pertenecientes a México, Oaxaca y Guatemala. Debido a que la región es relativamente grande, recalcularon los datos a la zona central localizada en 19°N-100°O.

Las direcciones medias mostraron muy baja dispersión interna y  $\alpha_{95}$  menores a 2°. Las edades podrían incluir errores, pues algunas no fueron calibradas. En la Figura 4 se muestra la gráfica de declinación e inclinación contra edad, con un ajuste polinomial de los datos. En ambos parámetros se observa una dispersión considerable, debida quizá, en gran medida, a problemas en las dataciones.

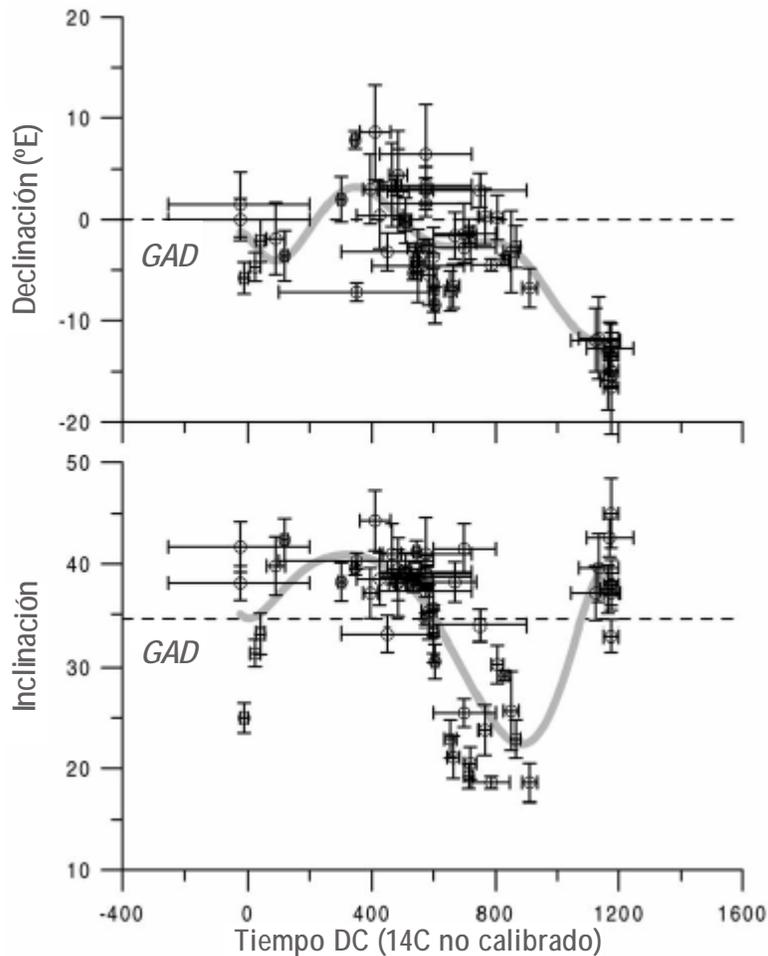


Figura 4. Datos arqueomagnéticos del centro y sur de México y Guatemala, con barras de errores (modificado de Wolfman [1990]) recalculados para 19N-100O. Las líneas grises representan ajustes polinomiales. GAD es el campo geocéntrico axial y dipolar [Böhnel y Molina-Garza, 2002].

Los rumbos observados son los siguientes: la declinación alrededor de 0 AD fue cercana a la dirección del dipolo geocéntrico axial; luego alrededor de 400 AD aumentó hacia el este y finalmente decreció rápidamente hasta 1200 AD, alcanzando una dirección de  $-15^{\circ}\text{E}$ .

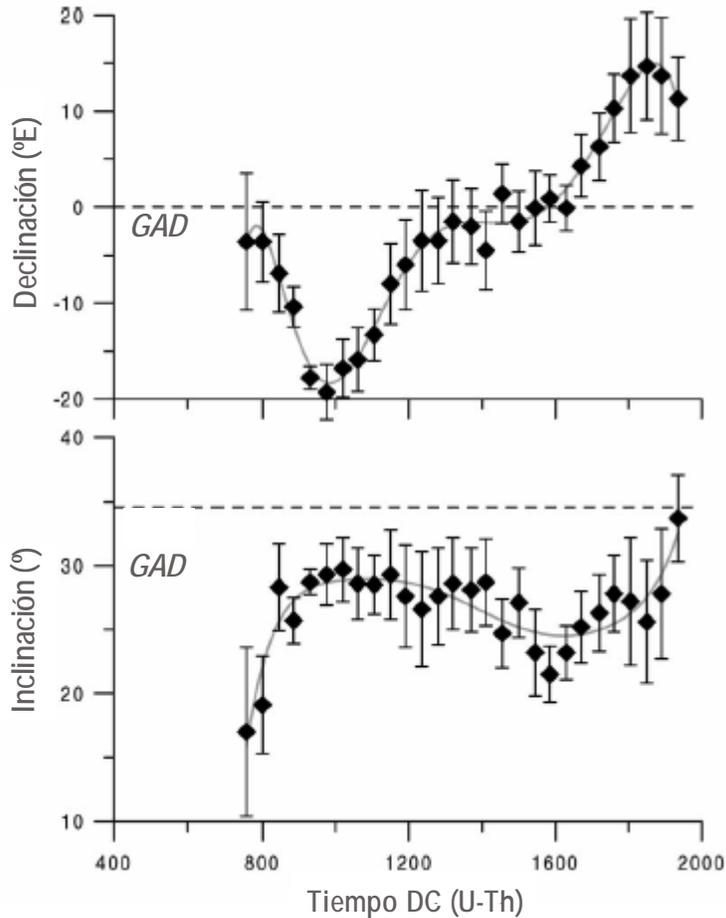
Por otra parte, la inclinación entre 0 y 400 AD fue ligeramente más elevada que la dirección del GAD, y luego decreció hasta poco menos de  $20^{\circ}$  entre 800 y 900 AD. Cerca de 1175 AD, las inclinaciones aumentaron nuevamente hasta  $40^{\circ}$  aproximadamente. Este mínimo en inclinación ha sido documentado en sitios de Mesoamérica, desde Guatemala hasta Oaxaca, y corresponde al periodo clásico tardío de la cronología arqueológica mesoamericana. A pesar de los problemas para las determinaciones de edades en los materiales arqueomagnéticos, los datos disponibles aparentemente definen un periodo de variación secular rápida entre  $\sim 600$  y 1200 AD.

### ***2.3.3 Resultados de depósitos en cuevas***

*Latham et al* [1986, 1989] estudiaron y fecharon una estalagmita de una cueva de San Luis Potosí. Hicieron dataciones absolutas con el método U-Th en ocho niveles a lo largo de sus 72 cm, hallándose un periodo de tiempo que va desde 1200 AP hasta el presente. Todas las fechas fueron corroboradas con análisis de  $^{14}\text{C}$  y  $^{226}\text{Ra}$ , interpretándose una tasa de crecimiento constante de la estalagmita a lo largo de todo el tiempo.

Luego de aislar las magnetizaciones características, se calcularon 28 direcciones medias con valores  $\alpha_{95}$  alrededor de  $3^{\circ}$  en la mayoría de los casos. Las muestras exhiben una correlación serial, y al comparar sus polos geomagnéticos virtuales con los datos arqueomagnéticos del suroeste de Norteamérica y con sedimentos lacustres de Oregon, se observa una buena correspondencia [*Latham et al.*, 1986].

La Figura 5 muestra las variaciones de declinación e inclinación contra edad: los rangos de la declinación se encuentran entre  $340$  y  $15^{\circ}$ , mientras que los de inclinación tienen valores entre  $22.5$  y  $38.5^{\circ}$ . Los resultados aportados por este estudio tienen una calidad razonable [*Böhnel y Molina-Garza*, 2002].



**Figura 5.** Variación de declinación e inclinación en una estalagmita recalculada para 19N-1000. Las líneas grises representan los ajustes polinomiales de los datos. Modificado de Latham et al., [1986] por Böhnell y Molina-Garza [2002].

### 2.3.4 Resultados de rocas volcánicas recientes

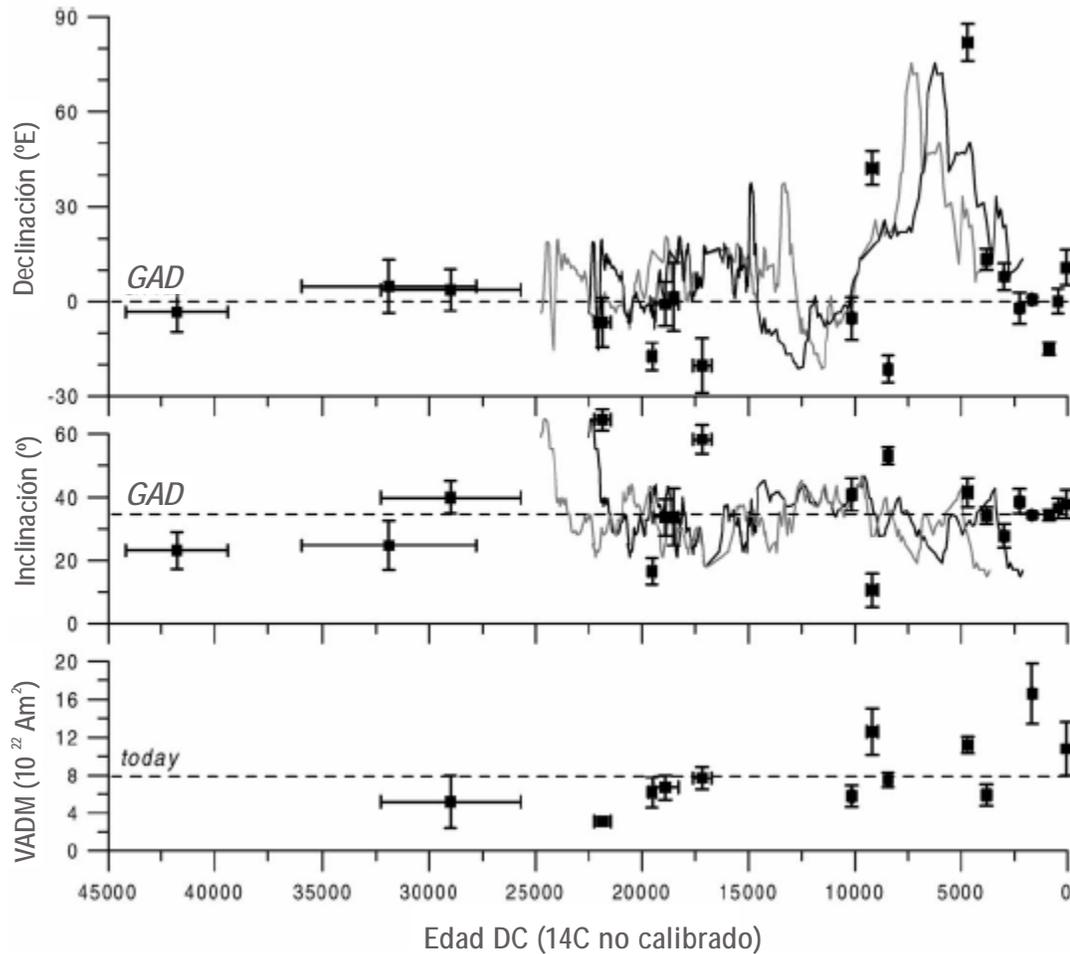
Se utilizaron los datos paleomagnéticos de flujos de lava de la región que contaban con dataciones mediante  $^{14}\text{C}$  o Ar/Ar. La incertidumbre es del orden de 100 años, pero en los flujos anteriores a 20,000 años, el error puede alcanzar los 2,000 años, razón por la cual no se les incluyó en la curva de variación secular.

En la Tabla 1 se enlistan todos los resultados disponibles de las rocas volcánicas recientes. En total son 19 grupos de datos que abarcan alrededor de 42,000 años. Los límites de confianza  $\alpha_{95}$  están entre 0.6 y 9.1°. Desafortunadamente, hay grandes huecos en la curva de variación secular debido a la falta de continuidad en el registro, siendo los más obvios el encontrado entre 10,000 y 17,000 AP y luego antes de 22,000 AP (Figura 6).

**Tabla 1.** Resultados disponibles de variación secular en rocas volcánicas [Böhnel y Molina-Garza, 2002].

Nombre del sitio	Coordenadas		Tiempo (años DC)	N/n	$\alpha_{95}$ (°)	Dec (°E)	Inc (°)	VDM ( $10^{22}$ Am <sup>2</sup> )	nPI	Referencias
	(°O)	(°N)								
Paricutín	102.3	19.47	1948 ± 5	1/6	4.4	10.7	37.8	10.8 ± 2.8	5	González et al (1997) a
Ceboruco	104.5	21.12	1550 ± 8	1/7	3.2	360.0	36.6			Böhnel y Molina Garza (2002)a
Toxtlacuaya	96.9	19.4	1120 ± 60	5/26	1.8	345.0	34.4			Böhnel y Molina Garza (2002)a, Pollard (1999)a, Siebert y Carrasco Núñez (2002)b
Xitle	99.17	19.36	280 ± 35	4/113	0.8	0.6	34.4	16.6 ± 3.2	51	González et al (1997)a, Böhnel et al. (1997)a, Morales (1995)a, González et al. (2000)b
Tetimpa	98.45	19.05	-285 ± 100	1/8	3.9	352.6	38.6			Böhnel y Molina Garza (2002), Panfil et al (1999)b
Jalapa	96.96	19.65	-980 ± 55	2/8	3.8	7.8	27.8			Böhnel y Molina Garza (2002), Siebert y Carrasco Núñez (2002)b
El Jabalí	102.1	19.45	-1880 ± 150	1/6	2.7	12.5	34.3	5.9 ± 1.1	3	González et al. (1997)a, Böhnel y Molina Garza (2002)a
El Metate	102	19.54	-2710 ± 200	1/5	4.4	82.0	41.5	11.2 ± 0.9	6	González et al. (1997)a
Tres Cruces	99.5	19.1	-6465 ± 70	2/15	2.6	338.5	53.0	7.5 ± 0.8	12	González et al. (1997)a, Vlag et al. (2000)a
El Huanillo	102	19.67	-7195 ± 250	1/3	5.3	42.2	10.7	12.6 ± 2.5	5	González et al. (1997)a
Cima	99.18	19.1	-8170 ± 70	1/7	5.1	354.6	40.8	5.8 ± 1.1	6	González et al. (1997)a
La Mina	101.4	19.71	-15185 ± 430	1/6	4.6	339.7	58.2	7.7 ± 1.2	6	González et al. (1997)a
Colima	103.5	19.25	-16527 ± 44	4/23	9.0	1.4	33.7			Clement et al. (1993)a
Maninal	99.21	19.22	16910 ± 600	1/5	5.8	359.1	33.7	6.7 ± 1.3	7	González et al. (1997)a
Cuautl	99.42	19.17	-17555 ± 160	1/6	4.2	342.6	16.6	6.2 ± 1.6	6	González et al. (1997)a
Tezontle	99.47	19.22	-19885 ± 380	1/7	3.4	353.3	64.4	3.1 ± 0.4	4	González et al. (1997)a
El Pueblito	101.9	19.82	-27015 ± 3300	1/5	5.1	3.6	39.9	5.2 ± 2.8	3	González et al. (1997)a
La Primavera	103.5	20.66	-29920 ± 4100	1/7	7.7	4.7	24.8			Böhnel y Molina Garza (2002)a, Mahood y Drake (1982)b
La Joya	96.99	19.59	-39760 ± 2400	1/3	5.8	356.6	23.2			Böhnel y Molina Garza (2002)a, Siebert y Carrasco Núñez (2002)b

N/n = número de sitios/muestras;  $k$  y  $\alpha_{95}$  = parámetros estadísticos; Dec, Inc = direcciones medias; VDM = momento virtual dipolar; nPI = número de determinaciones de paleointensidad. a Para datos paleomagnéticos. b Para datos de edad [Böhnel y Molina-Garza, 2002].



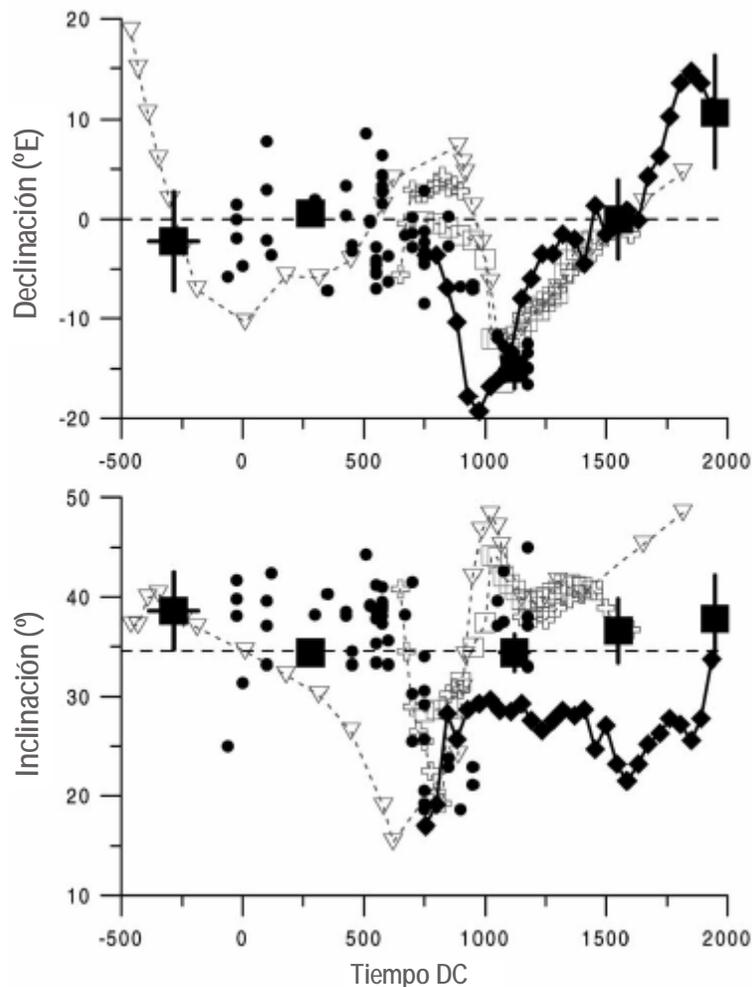
**Figura 6.** Datos paleomagnéticos de rocas volcánicas del centro de México, con barras de errores. Las curvas continuas se muestran para comparar y corresponden a los sedimentos del Lago de Chalco. Se observan la declinación (arriba), la inclinación (en medio) y el momento virtual dipolar (abajo) medios por sitio de diferentes fuentes (Tabla 1). El registro de declinación para los sedimentos de Chalco no está referido a una escala absoluta [Böhnel y Molina-Garza, 2002].

Las inclinaciones medias del sitio se dispersan alrededor de la inclinación del GAD para el centro de México (~35°), aunque hay también otras desviaciones significativas entre ~10° y 60°. Las declinaciones están dispersas alrededor  $\pm 20^\circ$  a partir de la dirección del GAD, con la excepción de 2 declinaciones anómalamente altas de 45 a 80° para flujos con edades entre 5,000 y 9,000 AP. Se requeriría hacer estudios adicionales para corroborar si estas anomalías podrían deberse a una excursión geomagnética.

Por otra parte, los datos de paleointensidad disponibles de los flujos de lava, tienen momentos virtuales dipolares (VDM) con una tendencia decreciente hacia edades más viejas, aunque hay también algunos valores más altos que el actual, entre 0 y 2500 AP y alrededor de 5000 AP (Figura 6). Este

decrecimiento general así como los valores altos alrededor de 2000 AP, tienen una buena coincidencia con las observaciones de paleointensidad absoluta alrededor del mundo [e.g. *Valet et al.*, 1998].

En la Figura 7 se presenta la compilación de todos los resultados direccionales aceptados según los criterios mencionados, para los pasados 2,500 años. Se observa una buena concordancia entre los datos de la estalagmita y los de las rocas volcánicas recientes, que se traslapan para los pasados 900 años. La declinación tiene un mínimo distintivo alrededor de 1000 AD que se incrementa hasta los tiempos modernos. La inclinación en cambio está más dispersa, pero apunta a un mínimo temprano alrededor de 750 AD. Hay una buena coincidencia de los datos arqueomagnéticos con los datos de la estalagmita, aunque desplazados por algunos cientos de años.



**Figura 7.** Datos paleomagnéticos combinados para los pasados 2,500 años. Cuadrados llenos con barras de errores = rocas volcánicas mexicanas; círculos = materiales arqueomagnéticos mexicanos; diamantes = datos de estalagmita mexicana; triángulos grises = rocas volcánicas del oeste de América del Norte [*Hagstrum y Champion, 2002*]; cuadros y cruces grises = datos arqueomagnéticos del suroeste de América del Norte [*Sternberg y McGuire, 1990*]. Las líneas horizontales discontinuas muestran las direcciones locales del campo dipolar axial geocéntrico (GAD) [*Böhnel y Molina-Garza, 2002*].

Los datos paleomagnéticos del oeste de América del Norte [*Hagstrum y Champion, 2002*] coinciden muy bien con los mexicanos, mostrando el mismo mínimo en los registros de inclinación y declinación. Esto implicaría que la variación secular ha sido aparentemente similar en esa región del continente americano.

A partir del análisis de los datos disponibles, puede considerarse que la información proveniente de rocas volcánicas fechadas por el método de  $^{14}\text{C}$  y de la estalagmita es la más confiable. La desventaja mayor es que los intervalos de edades corresponden solo a ~900 años. El registro arqueomagnético es potencialmente útil, pero se requieren mejores controles de edades, además de que hay pocos datos para el periodo entre 1200-2000 DC. Estudios arqueomagnéticos y de rocas volcánicas posteriores colaborarían a construir una visión más completa sobre la variación secular en México.

## 3. Bases teóricas del arqueomagnetismo

### 3.1 Introducción

El arqueomagnetismo se encarga del estudio del CMT a partir de artefactos fabricados por el hombre. Este hecho restringe la edad de los objetos de su competencia, ciñéndola a los tiempos históricos.

Los objetos elaborados a base de tierras cocidas son capaces de adquirir, bajo ciertas condiciones, una magnetización termorremanente con dirección paralela e intensidad proporcional a la que tenía el campo geomagnético presente en el momento del enfriamiento posterior a su fabricación [e. g. *Thellier*, 1938; *Néel*, 1955].

Las piezas de cerámica horneada tienen la gran ventaja de que, a diferencia de otra clase de registros, pueden explorar el espectro de la variación secular del CMT con una precisión que puede llegar a ser de algunas decenas de años. Este periodo se considera corto con relación a las constantes de tiempo del campo no dipolar [*Hulot y Le Moüel*, 1994]. En comparación con las secuencias sedimentarias y las rocas volcánicas, la cantidad de información procedente de estos materiales son todavía escasos en las bases de datos mundiales.

Los objetos de estudio del arqueomagnetismo se dividen en dos tipos esenciales: los hallados *in situ* y los desplazados. En el primer grupo se encuentran los hornos, fogones y suelos quemados. Al permanecer en el mismo lugar en el cual adquirieron su magnetización, es posible obtener una descripción completa del campo, que incluye los parámetros de dirección e intensidad. El segundo grupo contiene a los trozos de cerámica horneada, las tejas y los ladrillos movidos. Dado que no se sabe en qué posición ocurrió el enfriamiento, no es factible conocer la dirección que tenía el CMT en ese momento sino solamente la paleointensidad.

Cuando existen suficientes datos arqueomagnéticos de objetos de edades variadas y de una misma región geográfica, es posible realizar una curva de variación secular del CMT, que sería válida para esa área específica de la Tierra. Para ello sería suficiente con hacer una correlación entre los parámetros magnéticos disponibles del objeto, y su edad. Una curva así se conoce como “Curva Maestra”, y las hay de declinación, inclinación e intensidad.

Para caracterizar de la mejor manera una región geográfica por los elementos que describen su campo magnético, sería ideal contar con las tres curvas de referencia. No obstante, hasta ahora es mucho mayor el número de mediciones disponibles de direcciones magnéticas en comparación con las de intensidad. Esto se debe, entre otras causas, a que para obtener intensidades se requiere una inversión de tiempo de laboratorio muy grande, y a que la tasa de determinaciones fallidas de paleointensidad contra las exitosas es también mucho mayor que para las direcciones [e. g. *Kosterov y Prevot, 1998*].

A pesar de los grandes retos que esta metodología implica, el arqueomagnetismo ha sido desarrollado por varios equipos de investigación en el mundo durante los últimos 30 años, alcanzándose resultados significativos. En Francia por ejemplo, cuna de esta disciplina cuyos principios fueron propuestos por Emile Thellier, se cuenta con una curva de variación secular muy detallada. Hay otros países como Alemania, Inglaterra, Rusia, España y Bulgaria que también tienen curvas maestras de dirección bien determinadas, o que han comenzado ya su elaboración (Figura 8). En lo tocante a la intensidad, los registros son menos numerosos a nivel global y por lo tanto las curvas maestras de este tipo son menos precisas que las de dirección.

Una de las aplicaciones del arqueomagnetismo es su uso como herramienta para fechar otras piezas arqueológicas. Si un objeto pertenece a un sitio cuya localización y edad están en el ámbito de dominio de la curva maestra, la correspondencia entre los parámetros magnéticos señalará un rango tentativo de edad.

Dado que siempre será posible encontrar más de un intervalo, los conocimientos sobre las etapas constructivas, estratigrafía y el contexto arqueológico en general son decisivos para completar una datación arqueomagnética exitosa. De ahí que la contribución de los arqueólogos sea fundamental en este tipo de estudios.

Los factores primordiales para el éxito del arqueomagnetismo como herramienta de datación son, por un lado, la correcta determinación de las edades en las cuales se basó la construcción de la curva de referencia, y por el otro, la precisión en la definición de los parámetros magnéticos de la misma. Una vez superadas estas exigencias, las dataciones mediante esta técnica tienen ventajas con respecto a los métodos radiométricos tradicionales. Entre ellas está que no se depende de la disponibilidad de carbón asociado a la pieza a fechar y que el costo es mucho menor.

La determinación de la intensidad del CMT en objetos arqueológicos sigue una metodología similar a la utilizada para hallar la paleointensidad en rocas volcánicas, pues el tipo de remanencia es similar. Más adelante se hará una revisión de las definiciones y métodos más empleados.

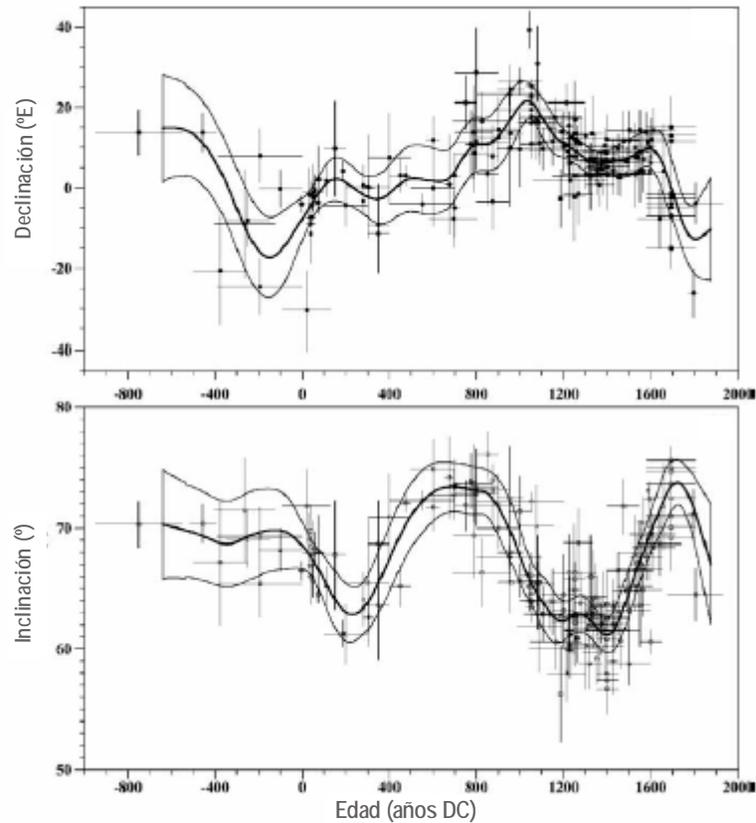


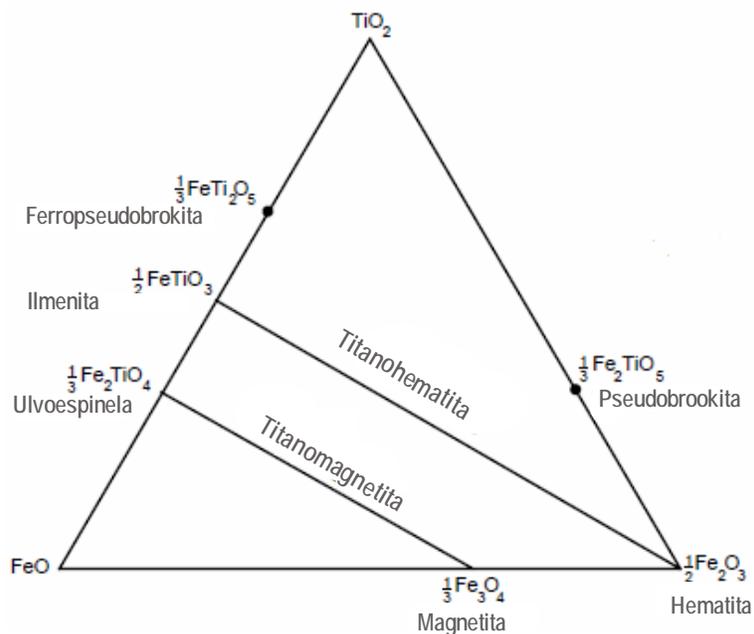
Figura 8. Curva maestra de declinación e inclinación de Alemania [Schnepp y Lanos, 2005].

### 3.2 Caracterización magnética

El conocimiento y caracterización de los minerales magnéticos presentes en un objeto arqueológico son elementos de esencial importancia en cualquier investigación arqueomagnética. La información que proporcionan permite reconocer *a priori* cuándo es más factible que una muestra haya conservado una magnetización de forma estable. Además, se aportan argumentos que indican si durante los experimentos paleomagnéticos los minerales tendrán una estabilidad térmica que permitirá obtener de forma más probable las componentes de la magnetización remanente.

Las cerámicas que son capaces de registrar una TRM, están formadas a base de arcillas que contienen fracciones de rocas volcánicas. Éstas a su vez poseen, dispersos dentro de una matriz de minerales diamagnéticos y paramagnéticos, minerales ferrimagnéticos de grano fino, responsables de adquirir y guardar la magnetización.

Los minerales ferrimagnéticos más importantes son los óxidos de hierro (FeO) y de titanio (FeTi), y se representan en un diagrama ternario  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  (Figura 9). Las posiciones de izquierda a derecha indican radios crecientes de hierro férrico ( $\text{Fe}_{3+}$ ) a ferroso ( $\text{Fe}_{2+}$ ) mientras que las posiciones de abajo hacia arriba indican incremento en el contenido de Ti. Las líneas diagonales son las series de soluciones sólidas de las titanomagnetitas y titanohematitas, los compuestos más importantes en los estudios paleomagnéticos.



**Figura 9. Diagrama ternario  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  [Butler, 2004].**

En los sólidos ferrimagnéticos se producen imanaciones fuertes en presencia de un campo magnetizante  $H$ , debido a que los momentos atómicos adyacentes interactúan fuertemente. Para cada material de este tipo existe una magnetización de saturación  $M_s$  tal que, aún cuando  $H$  continúe creciendo, ésta ya no aumentará. La magnetización de saturación disminuye conforme se eleva la temperatura, y llega a cero cuando se alcanza la temperatura de Curie ( $T_C$ ). Ésta es característica de cada material ferrimagnético: la de la magnetita pura es  $580^\circ$  y la de la hematita es  $680^\circ\text{C}$ . Por encima de  $T_C$ , los materiales se convierten en paramagnéticos y pierden por lo tanto su remanencia (Figura 10).

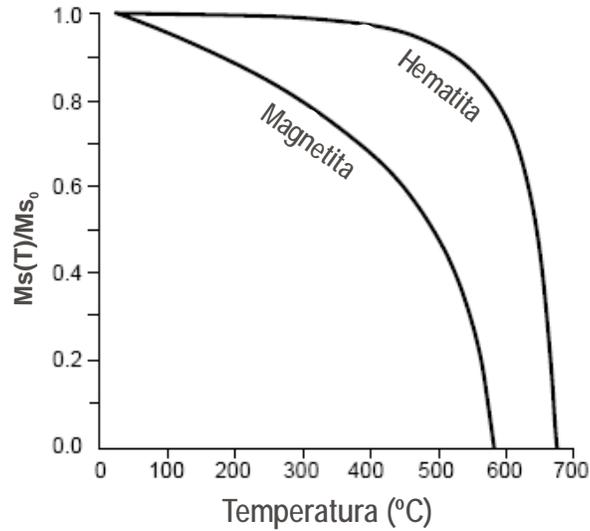


Figura 10. Magnetización de saturación normalizada contra temperatura para magnetita y hematita [Butler, 2004].

Las variaciones del porcentaje de titanio en la estructura de la magnetita provocan varios efectos en su comportamiento. Tanto la magnetización de saturación como la temperatura de Curie exhiben una dependencia inversa con el contenido de titanio. De hecho, cualquier titanomagnetita a partir de cierto porcentaje de Ti ( $x > 0.8$ ) es paramagnética a temperatura ambiente o superior (Figura 11).

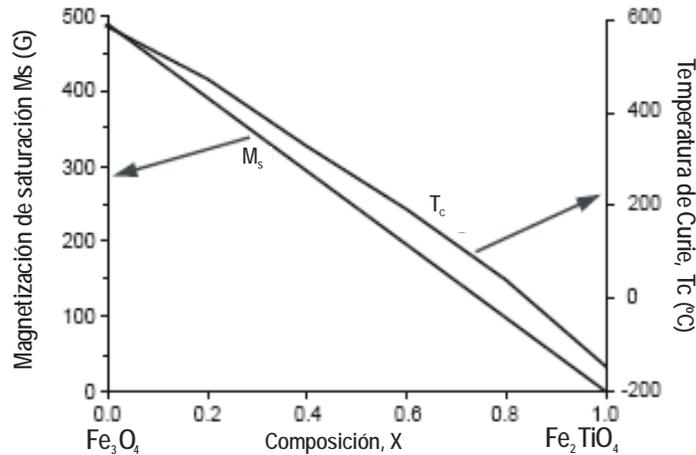
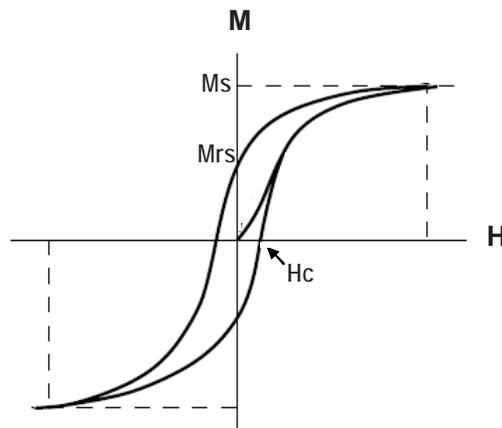


Figura 11. Magnetización de saturación y temperatura de Curie ( $T_C$ ) para la serie de titanomagnetitas. La composición se indica con el parámetro  $x$  ( $x=0$  en magnetita pura;  $x=1$  en ulvoespinela). El eje vertical izquierdo representa la magnetización de saturación  $M_s$ ; el eje vertical derecho indica la temperatura de Curie ( $T_C$ ) [Nagata, 1961].

En los sólidos ferrimagnéticos, el camino de la magnetización como función del campo aplicado  $H$  no es reversible, sino se genera un ciclo que se conoce como *histéresis*. La susceptibilidad magnética no puede por lo tanto expresarse como una constante, sino como una serie de parámetros a partir de los cuales puede deducirse quienes son los portadores magnéticos, su estado de dominio, su eficiencia para adquirir una imanación (magnetización de saturación,  $M_s$ , y magnetización remanente de saturación,  $M_{rs}$ ), y su resistencia a ser desmagnetizados (fuerza coercitiva,  $H_c$ ) (Figura 12).

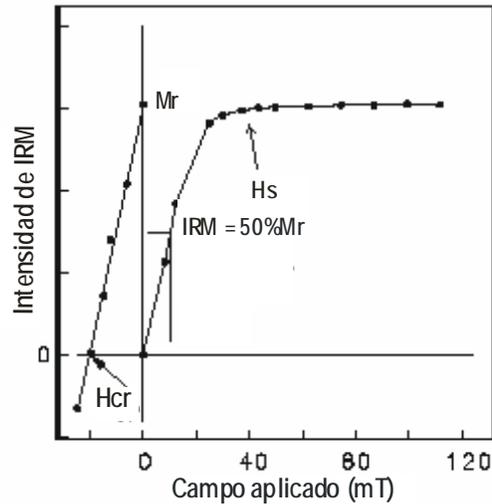


**Figura 12.** Magnetización ( $M$ ) contra campo aplicado ( $H$ ), para una sustancia ferrimagnética. El camino de la magnetización exhibe histéresis (es irreversible).  $M_s$ : Magnetización de saturación;  $M_{rs}$ : magnetización remanente de saturación;  $H_c$ : fuerza coercitiva [Butler, 2004].

El experimento de histéresis ha revelado que los granos de magnetita de dominio simple (SD - single domain) son eficientes para adquirir magnetización remanente ( $M_{rs}/M_s=0.5$ ) y resistentes a la desmagnetización por su alto valor de  $H_c$  (150mT). Estas dos propiedades son muy apreciadas en arqueo y paleomagnetismo, pues permiten distinguir si un material es potencialmente útil para ser usado en este tipo de estudios. Las muestras que contienen titanomagnetita como el mineral magnético dominante, rara vez tienen  $H_c$  o  $M_{rs}/M_s$  que se aproximen a los altos valores de la magnetita. En los casos reales, las rocas ígneas y sedimentarias contienen un pequeño porcentaje de granos SD, y un mayor de granos con tamaño pseudo dominio sencillo (PSD - pseudo single domain). Sus coercitividads y tiempo de estabilidad de la magnetización remanente son significativamente buenos, por lo que se les considera grabadores paleomagnéticos eficaces.

Otro indicador importante de las características microscópicas de los minerales magnéticos es la coercitividad de la remanencia, que se obtiene cuando se aplica una magnetización remanente isoterma (IRM- Isothermal Remanent Magnetization). El procedimiento inicia con la desmagnetización total de la muestra. Luego, al aplicar un campo  $H$  se induce la saturación. Finalmente, el espécimen se somete a campos crecientes en dirección opuesta. El campo negativo alcanzado en el momento en que la magnetización vuelve a ser cero se conoce como *coercitividad de la remanencia* ( $H_{cr}$ ), y es indicativo

de la dificultad que opone una muestra a perder su magnetización ante campos magnetizantes (Figura 13).



*Figura 13. Adquisición de IRM por exposición a campos magnéticos grandes. Después de la saturación, la remanencia que permanece es Mr. Al aplicar campos pequeños en dirección opuesta, se determina cuál es el campo necesario para reducir la remanencia a cero (Hcr) [Tauxe, 2005].*

### 3.3 Intensidad geomagnética absoluta

A la intensidad del campo geomagnético que existía en el momento en que una roca volcánica, sedimento o pieza arqueológica adquirió una magnetización remanente en el pasado, se le conoce como *paleointensidad*. Determinarla no es tan sencillo como encontrar una paleodirección, debido, entre otras causas, a que en la intensidad del campo están involucrados muchos factores. A diferencia de las direcciones, que pueden obtenerse a través mediciones directas en una muestra, la paleointensidad se busca de forma indirecta. Para encontrarla se sigue un proceso más largo y complicado, que en ocasiones arroja resultados poco confiables [Coe, 1967].

Para tener una buena estimación de la paleointensidad se requiere de una gran estabilidad en la magnetización termorremanente, por lo que las rocas volcánicas son el elemento idóneo para este fin. También las muestras arqueológicas de cerámica que graban una TRM durante su proceso de fabricación se han analizado con resultados satisfactorios.

El principio que se utiliza para hallar la paleointensidad se basa en la relación aproximadamente lineal que hay entre la magnetización termorremanente adquirida  $TRM_{paleo}$ , y el campo geomagnético presente durante la adquisición de la magnetización,  $H_{paleo}$ . Entonces,

$$TRM_{paleo} = A H_{paleo} \quad (3.1)$$

$A$  es una constante de proporcionalidad, y en ella se agrupan los términos referentes al tamaño de grano, forma, temperaturas de bloqueo y propiedades magnéticas. Si la muestra adquiriera una nueva magnetización en el laboratorio  $TRM_{lab}$ , en presencia de un campo conocido  $H_{lab}$ , con la misma constante de proporcionalidad  $A$ , entonces,

$$TRM_{lab} = A H_{lab} \quad (3.2)$$

De (3.1) y (3.2) se llega entonces a la expresión que permite calcular la paleointensidad del campo a partir de los tres parámetros conocidos:

$$H_{paleo} = \left( \frac{TRM_{paleo}}{TRM_{lab}} \right) H_{lab} \quad (3.3)$$

La ecuación anterior tendría validez solamente si la constante  $A$  de (3.1) y (3.2) fuese igual. En la realidad ese no sería el caso si por ejemplo, en la muestra se hubiese alterado la capacidad de adquirir remanencia, si ésta hubiera sido obtenida por mecanismos difíciles de reproducir en el laboratorio, o si presentara varias componentes de magnetización [Tauxe, 2005].

### 3.3.1 Paleointensidad con remanencia de tipo térmica

La magnetización termorremanente es la que adquieren los materiales ferrimagnéticos durante el enfriamiento, a partir de una temperatura mayor o igual a la de Curie, en presencia de un campo magnético. La TRM total puede fragmentarse en porciones adquiridas en distintos intervalos de temperatura, en los cuales se van alcanzando las diferentes temperaturas de bloqueo ( $T_B$ ) [Butler, 2004]. Una porción de TRM adquirida en cierto intervalo particular de  $T_B$  se llama TRM parcial (TRMp), y la magnetización termorremanente total, TRM, es la suma de las  $n$  TRMp adquiridas en todo el espectro de las  $T_B$ :

$$TRM = \sum_n TRMp(T_{Bn}) \quad (3.4)$$

Una propiedad importante de TRMp es que sólo depende del campo magnético que había durante el enfriamiento en su intervalo correspondiente de  $T_B$ . Además, no resulta afectada por campos magnéticos aplicados durante el enfriamiento en otros intervalos de temperatura. Estas dos características dan origen a la *Ley de aditividad de las TRMp* [Butler, 2004].

Para determinar la paleointensidad absoluta en objetos cuya remanencia es térmica, debe verificarse, además de que  $A$  en (3.1) y (3.2) sean iguales, que la relación entre la magnetización y el campo presente durante su adquisición sea lineal. En las partículas cuyo dominio es simple esto se cumple si el campo es bajo, pero en granos mayores, los estados de remanencia son más complicados y se presentan configuraciones como vórtice, flor y multidominio (MD) donde la linealidad no se conserva. En general, conforme el tamaño de las partículas crece, el campo en el cual se pierde la relación lineal, decrece [Tauxe, 2005].

A lo largo del tiempo se han diseñado diferentes maneras para encontrar paleointensidades. La primera de ellas fue propuesta por *Könisberger* en 1938. Él intentó determinar la intensidad a partir de la relación entre la magnetización remanente natural (*NRM* - Natural Remanent Magnetization) y una *TRM* artificial, adquirida durante un calentamiento por encima de la temperatura de Curie de los portadores magnéticos, y un enfriamiento en presencia de un campo conocido. Esta técnica tiene el inconveniente de que no se considera la contribución a la remanencia de posibles magnetizaciones secundarias, pero fue la base para el desarrollo de métodos más elaborados para la determinación de paleointensidades del campo geomagnético [Morales Contreras, 2003].

El método de *Thellier y Thellier*, presentado en 1959, se basa también en un protocolo de doble calentamiento-enfriamiento, que se repite aumentando gradualmente la temperatura. La *NRM* disminuye un poco en cada etapa de temperatura, mientras se va adquiriendo una nueva magnetización ante un campo aplicado en el laboratorio  $H_{lab}$ . La dirección de  $H_{lab}$  durante el segundo calentamiento es opuesta a aquella del primero, y esto puede lograrse colocando las muestras en direcciones antiparalelas o cambiando el campo directamente. A diferencia del método de *Könisberger*, aquí se intentan detectar y eliminar los resultados con alteraciones físicas y químicas producidas por los calentamientos en el laboratorio, verificando si la muestra conserva su capacidad de adquirir *TRM* en pasos alternados. Un inconveniente de este procedimiento, que se puede evitar de forma relativamente fácil, es que un mal alineamiento de los especímenes puede dar como resultado un aumento en la magnitud de los errores experimentales [Kono y Takana, 1984].

En el método de *Thellier y Thellier* se asume la independencia de la *TRMp* adquirida por enfriamiento entre dos etapas de temperatura, de aquella adquirida entre cualesquiera otras dos etapas (Ley de independencia de las *TRMp*). Además, que una magnetización generada por enfriamiento desde una cierta temperatura, podrá removerse completamente por recalentamiento a la misma temperatura. En suma, las temperaturas de bloqueo y desbloqueo son iguales (Ley de reciprocidad) [Tauxe, 2005]. Los pasos a seguir para calcular la paleointensidad según el método de *Thellier y Thellier* se explican a continuación.

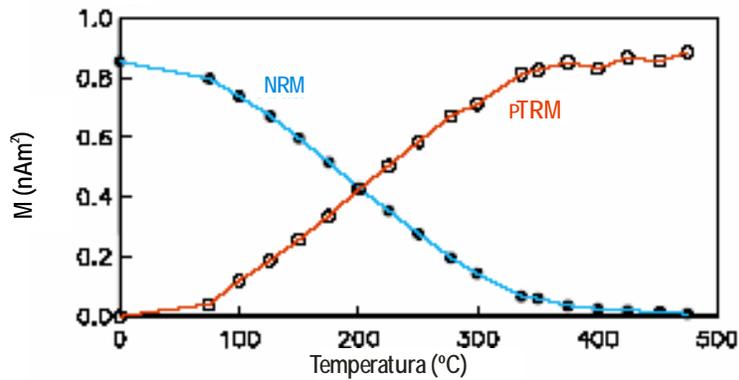
1.- Calentar la muestra hasta la temperatura  $T_1$ ; con esto se habrá perdido la parte de  $NRM$  correspondiente a las temperaturas de bloqueo ( $T_B$ ) tales que  $T_C > T_B > T_1$ , quedando una magnetización menor  $M_{NRM}$ . Al dejar enfriar en un campo artificial  $H_{lab}$ , la muestra adquirirá una  $TRMp$ . Midiendo la remanencia combinada, se obtendrá el vector de magnetización:

$$M_1 = M_{NRM} + TRMp \quad (3.5)$$

2.- Calentar la muestra hasta  $T_1$  y enfriar en presencia de un campo con dirección antiparalela al anterior, es decir,  $-H_{lab}$ . El segundo vector de magnetización generado será:

$$M_2 = M_{NRM} - TRMp \quad (3.6)$$

A partir de la suma o resta de (3.5) y (3.6) es posible conocer la  $M_{NRM}$  que permanece de la  $NRM$  original, así como la  $TRMp$  ganada en la primera etapa de calentamientos-enfriamientos a  $T_1$ . Repitiendo 1 y 2 a temperaturas que se incrementan progresivamente, se genera un diagrama de la pérdida de  $NRM$  y ganancia de  $TRMp$ , como del de la Figura 14.



**Figura 14.** Ilustración del método de Thellier y Thellier para determinar paleointensidades absolutas. La desmagnetización térmica de  $NRM$  se muestra con los círculos rellenos (línea azul). Las  $TRMp$  adquiridas en el laboratorio se muestran como círculos abiertos (línea roja) [Tauxe, 2005].

El diagrama de Arai se genera a su vez mediante la ganancia paulatina de  $TRMp$  contra la porción de  $NRM$  que permanece (o  $M_{NRM}$ ) después de cada doble calentamiento-enfriamiento a una misma temperatura [Nagata et al., 1961]. La pendiente multiplicada por el campo aplicado proporciona el valor de la intensidad del campo geomagnético antiguo de la muestra (Figura 15).

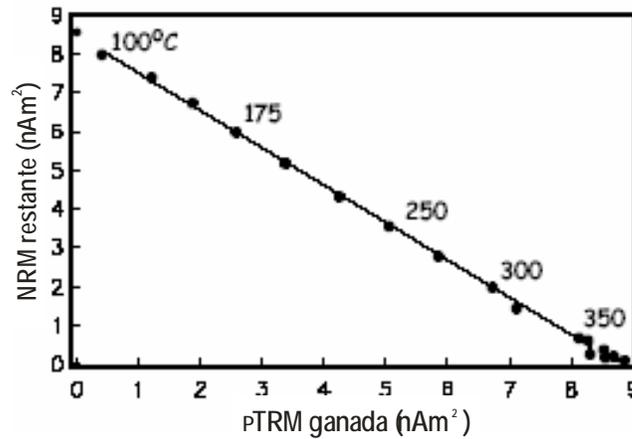


Figura 15. Gráfica de Arai.  $TRMp$  adquirida contra  $NRM$  restante o  $M_{NRM}$  de cada etapa de temperatura [Tauxe, 2005].

En un caso ideal, la gráfica de Arai sería una recta con pendiente negativa a partir de la cual fácilmente se calcularía el valor de la paleointensidad. La realidad es que en la medida en que se llega a temperaturas más altas, suelen ocurrir cambios mineralógicos y químicos que alteran la capacidad de adquirir  $TRMp$ . A partir de ahí, prolongar el experimento no tendría sentido.

El método de Thellier y Thellier tiene la capacidad de detectar el momento en que esto ocurre mediante la realización de verificaciones de  $TRMp$ . El procedimiento consiste en que, una vez alcanzada cierta temperatura  $T_2$ , se repite un calentamiento en presencia del campo en dirección  $H_{lab}$  a una temperatura  $T_1 < T_2$  previamente alcanzada. Con ello se tendrán dos registros de adquisición de  $TRMp$  para la misma  $T_1$ . Comparando las dos relaciones  $M_{NRM}/TRMp$  para  $T_1$ , se podrá saber si la capacidad de adquirir  $TRMp$  ha cambiado o se conserva. Una diferencia no mayor al  $\pm 15\%$  se considera aceptable, y por consiguiente los datos se pueden incluir en el cálculo de la paleointensidad [e. g. Selkin y Tauxe, 2000].

Hasta ahora son varias las modificaciones que se han sugerido al método planteado por Thellier y Thellier. Coe [1967] por ejemplo, propuso realizar el primer enfriamiento en presencia de un campo nulo, lo que permitiría medir directamente  $M_{NRM}$ :

$$M_1 = M_{NRM} \quad (3.7)$$

Luego, durante el segundo enfriamiento con un campo creado en el laboratorio, se adquiriría una  $TRMp$ :

$$M_2 = M_{NRM} + M_{TRMp} \quad (3.8)$$

Repetiendo estos dos calentamientos a temperaturas que aumentan progresivamente se genera el diagrama de Arai, y la magnitud del campo antiguo se determina a partir de la pendiente como en el método de Thellier y Thellier clásico. En aquél como en éste se hacen verificaciones de *TRMp* para comprobar la estabilidad mineralógica de la muestra durante los experimentos, y se deduce así si ésta sigue siendo apta para la obtención de la paleointensidad.

Los procedimientos de doble calentamiento-enfriamiento son los más usados para encontrar paleointensidades. Sin embargo, la alteración de la capacidad de adquirir *TRMp* no es el único motivo que hay que cuidar para evitar incurrir en errores. Como en el caso de otras magnetizaciones, esa capacidad depende también del tamaño de los granos portadores. Existen partículas mayores a las de dominio simple (SD) pero menores a las multidominio (MD), en donde los estados de magnetización no son uniformes, tales como los de tipo vórtice y flor. Su coercitividad y remanencia es menor que en los granos MD pero mayor que en los SD. Sus temperaturas de bloqueo y desbloqueo son distintas, igual que las de MD. Esto hace que una *TRMp* adquirida en cierta etapa de calentamiento pueda no ser destruida a la misma temperatura, con lo que la validez del principio del método se pierde. El diagrama de Arai se volvería cóncavo en lugar de recto, y cualquier sección de la pendiente que se eligiera para el cálculo estaría sesgada [Tauxe, 2005]. Este tipo de gráficas también podrían evidenciar generación de magnetizaciones remanentes secundarias, o aumento o disminución de la capacidad de adquirir *TRM* [Morales Contreras, 2003]

Un experimento de paleointensidad completo cuantifica algunos parámetros que aseguran la calidad del proceso.  $f$  indica la fracción de la remanencia de la componente usada en el cálculo de la pendiente, y a partir de 30% se considera aceptable. El parámetro  $g$  penaliza la distribución desigual de los datos, es decir, los huecos o “gaps” en la distribución de los puntos de la pendiente. En general  $g > 60\%$  es aceptable. Finalmente, el índice de calidad de Coe,  $q$ , combina el error estándar de la pendiente ( $\beta$ ), la fracción de *NRM* ( $f$ ) y el parámetro  $g$  de la siguiente forma:  $q = \beta f g$ . El valor de  $q$  es directamente proporcional a la calidad del resultado de la paleointensidad. Cuando es mayor o igual a cinco se considera adecuado [Tauxe, 2005].

Además de las alteraciones o fallas en la ley de reciprocidad, hay otras violaciones a las suposiciones fundamentales, que requieren pruebas adicionales y/o correcciones en los experimentos de paleointensidad. Uno de ellos es el efecto de la anisotropía, así como el de la velocidad del ritmo de enfriamiento en la adquisición de la magnetización. Su detección y corrección es primordial para un cálculo apropiado de la magnitud del vector del campo geomagnético.

### 3.4 Anisotropía de magnetización remanente

Las partículas ferrimagnéticas dispersas dentro de una matriz de minerales diamagnéticos y paramagnéticos siempre buscan una configuración de magnetización que minimice su energía. Cuando una partícula se halla bajo la influencia de un campo  $H$ , los momentos magnéticos tienden a rotar para alinearse con él. Las resistencias a la rotación se llaman *anisotropías*, y propician que haya algunas direcciones energéticamente preferentes de magnetización. Esto se observa por ejemplo en granos alargados: su energía magnetostática es menor si se les magnetiza en dirección de su lado largo comparada con la que tendrían si se hiciera en la de su lado más angosto. A este comportamiento se le llama *anisotropía de forma*, y en ella domina a la fuerza coercitiva  $H_c$ .

Otro tipo de anisotropía es la *magnetocristalina*. Se presenta cuando la magnetización de la partícula se adquiere más fácilmente a lo largo de cierta dirección cristalográfica. La fuerza coercitiva también depende de este tipo de anisotropía cuando la partícula no tiene anisotropía de forma.

Los materiales en los cuales la intensidad de magnetización depende de la dirección del campo aplicado tienen *anisotropía magnética*. Ésta tiene su origen en la forma, susceptibilidad y orientación de los componentes magnéticos de las arcillas o rocas.

A cada tipo de magnetización le corresponde una diferente anisotropía, tales como la anisotropía de magnetización anhisterética, o la anisotropía remanente isothermal. Cuando un objeto adquiere una magnetización *TRM*, la anisotropía de magnetización termorremanente (*ATRM*) es la más importante. Ésta se manifiesta por la desviación de la magnetización con relación a la dirección del campo aplicado, sesgando los estudios de paleointensidad.

En las determinaciones de intensidad en objetos de arcillas cocidas es conveniente realizar una corrección que intente eliminar o disminuir el efecto de la *ATRM*. *Aitken* [1981] sugiere orientar las muestras de tal forma que la dirección de *NRM* sea paralela a aquella del campo aplicado en el laboratorio. Este planteamiento es difícil de realizar experimentalmente, pues el equipo dificulta la orientación en posiciones no axiales y quizá diferentes para cada muestra. Otra opción sería plantear un tensor de anisotropía a partir del cual se deduzca un factor de corrección para aplicar a los valores brutos de intensidad.

Supóngase una muestra con coordenadas  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Si el material tiene comportamiento anisótropo, la expresión de la magnetización  $M$  adquirida en presencia de un campo  $H$ , puede ser expresada por la siguiente relación:

$$\begin{pmatrix} M_x \\ M_y \\ M_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} K_{xx} & K_{xy} & K_{xz} \\ K_{yx} & K_{yy} & K_{yz} \\ K_{zx} & K_{zy} & K_{zz} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix} \quad (3.9)$$

Entonces,

$$\begin{aligned} M_x &= K_{xx} H_x + K_{xy} H_y + K_{xz} H_z \\ M_y &= K_{yx} H_x + K_{yy} H_y + K_{yz} H_z \\ M_z &= K_{zx} H_x + K_{zy} H_y + K_{zz} H_z \end{aligned} \quad (3.10)$$

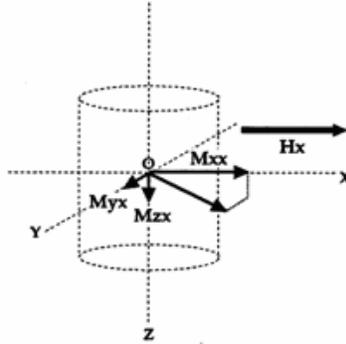
o bien: 
$$M_i = K_{ij} \cdot H_j \quad (3.11)$$

donde  $i, j = x, y, z$ ;  $K_{ij}$  es la susceptibilidad aparente en la dirección  $i$  para un campo  $H_j$  actuando en la dirección  $j$ . Los términos no diagonales de (3.9) pueden considerarse como simétricos ( $K_{ij} = K_{ji}$ ) cuando hay una proporcionalidad entre la intensidad del campo aplicado  $H$  y la magnetización adquirida  $M$  [Daly, 1970]. Este es de hecho uno de los principios fundamentales para el cálculo de la intensidad según el método de Thellier. Además, Lanos [1987] verificó esta propiedad en experimentos de adquisición de *TRM* en arcillas cocidas [García, 1996].

La determinación del tensor de anisotropía se realiza durante los experimentos de paleointensidad. Para ello se elige una temperatura, de preferencia no muy elevada, a fin de evitar que hayan ocurrido cambios químicos en los minerales magnéticos. Por otra parte también es conveniente determinar el tensor a una temperatura relativamente alta, pues entonces se tendría ya un buen nivel de adquisición de *TRM* y el resultado sería significativo. Los nuevos calentamientos implican de hecho el riesgo de modificaciones mineralógicas, por lo que en caso de que eso ocurriera, tendría que detenerse el procedimiento de Thellier y calcular la intensidad con los datos disponibles hasta ese momento. Una propuesta que considera los dos argumentos es la elección de la temperatura a un nivel de desmagnetización de *NRM* de ~70%, y realizar también una prueba previa de verificación de *TRM*. Con ello se comprobaría si no se ha generado una evolución en el espectro de temperaturas de bloqueo hasta ese momento.

Para determinar los cocientes del tensor de anisotropía se hace una serie de adquisiciones de *TRM* en presencia de un campo magnético constante, en las direcciones  $x$ ,  $y$ , y  $z$  de la muestra. Cuando el campo se aplica, por ejemplo, paralelo a  $x$  ( $H_x$ ), se produce una magnetización en esa dirección correspondiente al término  $M_{xx} = K_{xx} \cdot H_x$ . Debido a la anisotropía, también se generarán otras magnetizaciones en las direcciones  $y$  ( $M_{yx} = K_{yx} \cdot H_x$ ) y  $z$  ( $M_{zx} = K_{zx} \cdot H_x$ ), todas debidas a la acción de  $H_x$  (Figura 16). Aplicando  $H$  paralelo a  $y$  y a  $z$  ocurrirá algo análogo, y se podrán completar los tres

términos diagonales de la matriz. Los términos simétricos se pueden calcular promediando las dos constantes  $\frac{(K_{ij} + K_{ji})}{2}$  correspondientes [García, 1996].



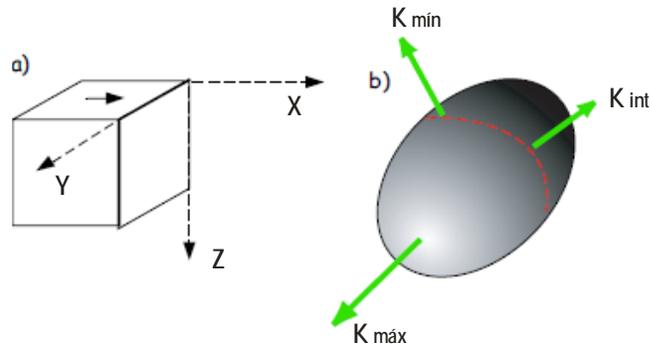
**Figura 16. Determinación del tensor de anisotropía de TRM. El campo de inducción en dirección de x luego de la adquisición de TRM, crea no solamente una magnetización en dirección de x ( $M_{xx}=K_x \cdot H_x$ ), sino también en las direcciones y ( $M_{yx}=K_{yx} \cdot H_x$ ) y z ( $M_{zx}=K_{zx} \cdot H_x$ ) debido a la anisotropía [García, 1996].**

Finalmente, el tensor se diagonaliza y se obtienen los valores propios o eigenvalores ( $K_1$  valor máximo,  $K_2$  valor intermedio y  $K_3$ , valor mínimo) que están dados a lo largo de los vectores propios (o eigenvectores) principal, mayor y menor, a menudo referidos en la literatura como  $K_{máx}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{mín}$ . Cuando el sistema coordenado de los coeficientes  $K_{ij}$  se define por los vectores propios, las componentes de magnetización cumplen lo siguiente:

$$\frac{M_x^2}{K_1^2} + \frac{M_y^2}{K_2^2} + \frac{M_z^2}{K_3^2} = 1 \quad (3.12)$$

La superficie descrita por la ecuación anterior traza un elipsoide cuyos semi-ejes están dirigidos a lo largo de los vectores propios  $K_{máx}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{mín}$ , y tienen longitudes proporcionales a las de los valores propios,  $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$  (Figura 17) [Tauxe, 2005].

Las direcciones de los vectores propios del tensor de anisotropía en arcillas cocidas suelen asociarse a los ejes de fácil y difícil magnetización, generados por la forma que tomó el objeto durante su fabricación. Esto se debe a que frecuentemente se ha observado una intensidad mayor cuando el campo de inducción de una magnetización termorremanente se aplica en dirección paralela a la superficie máxima del objeto. Inversamente, la magnetización adquirida en la dirección perpendicular a ese plano, es decir, paralela a la cara angosta del objeto, es la más débil [Rogers et al., 1979]. Este hecho permite especular acerca del origen de la anisotropía en objetos arqueológicos de tierras cocidas, que podría estar ligado a los procedimientos de fabricación que generarían un plano preferente de magnetización [García, 1996].



**Figura 17. a) Sistema de coordenadas definidas arbitrariamente en la muestra. b) Elipsoide de anisotropía de magnetización termorremanente. Su sistema de coordenadas está definido por los vectores propios  $K_{máx}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{mín}$ . Las longitudes a lo largo de los vectores propios del elipsoide están dados por los valores propios  $K_1$ ,  $K_2$  y  $K_3$  [Tauxe, 2005].**

Realizar una corrección por los efectos de la *ATRM* mediante el procedimiento ya descrito implica algunos inconvenientes. Uno de ellos, además del tiempo que debe invertirse, es la exposición repetida a altas temperaturas, lo que siempre conlleva el riesgo potencial de evolución en la mineralogía magnética.

Algunos estudios de paleointensidad han sugerido reemplazar la determinación de *ATRM* por otros tensores de anisotropía más fáciles de determinar, tales como el de anisotropía de susceptibilidad magnética, el de anisotropía de magnetización anhisterética o el de anisotropía de magnetización remanente isothermal. La hipótesis que sustenta esta propuesta es que hay una concordancia en las direcciones de los vectores propios de ambos, así como una proporcionalidad entre los valores propios del tensor de *ATRM* y aquellos del tensor de sustitución [Stephenson *et al.*, 1986].

García [1996] mostró que esto no siempre se cumple, principalmente cuando la anisotropía no es fuerte. El reemplazo de la determinación del tensor de *ATRM* por otro procedimiento parece tener una precisión insuficiente y por lo tanto no es recomendable en estudios de arqueointensidad.

### 3.5 El factor del ritmo de enfriamiento

La adquisición de una magnetización termorremanente, tiene una dependencia con la velocidad del enfriamiento mientras el objeto se encuentre bajo la influencia de un campo magnetizante. Durante las determinaciones de paleointensidad absoluta, los experimentos de Thellier suelen tomar entre una y

dos horas en alcanzar la temperatura ambiente a partir de la temperatura de calentamiento. Es sabido sin embargo, que el tiempo de enfriamiento en un proceso de adquisición de TRM, ya sea en rocas volcánicas o en objetos de arcillas cocidas, es mayor: si se calculara la intensidad con base en los tiempos cortos del laboratorio, la estimación sería errónea. Resulta conveniente entonces calcular un factor de corrección que permita anular o disminuir el efecto generado por las diferencias en los ritmos de enfriamiento.

Retomando la ecuación (3.3),  $H_{paleo} = \left( \frac{TRM_{paleo}}{TRM_{lab}} \right) H_{lab}$ , la paleointensidad  $H_{paleo}$  es

inversamente proporcional a la magnetización termorremanente adquirida en el laboratorio,  $TRM_{lab}$ . Entonces, cuando se corrige por el efecto de la velocidad de enfriamiento y el valor de  $TRM_{lab}$  aumenta, la intensidad del campo se reduce. Lo contrario ocurriría si el valor de  $TRM_{lab}$  disminuyera.

### 3.5.1 Tiempo de relajación

El efecto de la velocidad de enfriamiento en el proceso de adquisición de TRM fue estudiado por primera vez desde un punto de vista teórico por Néel, en 1949. Cuando una partícula ferrimagnética de dominio simple (SD) con una cierta magnetización remanente  $M_r$  se expone a una activación térmica, se observa un decaimiento de tipo exponencial de  $M_r$  con respecto al tiempo:

$$M_r(t) = M_{r0} \exp(-t/\tau) \quad (3.13)$$

$M_r$  es la magnetización remanente inicial,  $t$  el tiempo y  $\tau$  el tiempo de relajación característico. Éste se define como el periodo en el cual la magnetización remanente de un grupo de granos ferrimagnéticos de dominio simple (SD) decae.  $\tau$  está definido en función de las características magnéticas del grano:

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{v h_c M_s}{2kT}\right) \quad (3.14)$$

donde  $C$  es una constante ( $\sim 10^8 s^{-1}$ ),  $v$  el volumen del grano,  $h_c$  su fuerza coercitiva,  $M_s$  la magnetización de saturación y  $kT$  la energía térmica. El producto  $v h_c M_s$  es una barrera de energía a la rotación de la magnetización  $M_s$  y se llama energía de bloqueo. Entonces, el tiempo de relajación está controlado por la razón entre la energía de bloqueo y la energía térmica. Un grano súper paramagnético (SP) con volumen muy pequeño tiene un producto  $v h_c$  muy bajo y por lo tanto un tiempo de relajación no mayor a 100 segundos. Esta característica hace que estas partículas pierdan la magnetización de forma casi instantánea, pero en los granos SD la estabilidad magnética aumenta

conforme  $\nu$  y  $h_C$  crecen. Su tiempo de relajación puede ser entre  $1 \times 10^6$  y  $1 \times 10^9$  años, por lo que tienen una estabilidad magnética buena sobre tiempos geológicos [Butler, 2004].

### **3.5.2 Temperaturas de bloqueo**

La relación entre la temperatura y el tiempo de relajación en el proceso de adquisición de una TRM es inversamente proporcional, pues mientras la temperatura aumenta,  $\tau$  disminuye. Para cada tipo de partículas magnéticas, existe una temperatura particular tal que logra el decrecimiento de  $\tau$  hasta el punto en el que  $M_r$  se vuelve inestable y la partícula se convierte en superparamagnética. Esta es la llamada *temperatura de bloqueo* ( $T_B$ ), y los momentos magnéticos son estables en o por debajo de ella. Cuando la temperatura decrece a partir de  $T_B$ , la partícula experimenta un aumento dramático en su tiempo de relajación y regresa su comportamiento de SP a estable SD. Los granos SD que tienen  $\tau > 10^9$  años a una temperatura de 20°C, por ejemplo, podrían ser SP a temperaturas elevadas. Las rocas tienen distribuciones de tamaños de granos y formas con  $T_B$  entre las temperaturas de Curie y la ambiente [Butler, 2004].

Existe una dependencia entre la temperatura de bloqueo y la velocidad de enfriamiento. Para una configuración dada de enfriamiento, corresponde una pareja ( $\tau, T$ ). Si el enfriamiento es lento, la duración del tiempo  $t$  en la temperatura  $T$  es tal que ( $t > \tau$ ) y por lo tanto la magnetización del grano no se conserva. Para que ésta se fije, es necesario que la temperatura del sistema disminuya hasta esperar un nuevo valor  $T'$  tal que  $\tau'$  y la duración del tiempo  $t'$  en la etapa  $T'$  sean iguales ( $t' = \tau'$ ) [García, 1996].

### **3.5.3 Magnetismo termorremanente**

El magnetismo termorremanente se produce por enfriamiento desde la temperatura de Curie en presencia de un campo magnético. Esta es la forma de magnetismo adquirida por las rocas ígneas y por otros objetos con contenido ferrimagnético que durante su fabricación alcanzaron una temperatura mayor o igual a la de Curie. Los momentos magnéticos de los granos ferrimagnéticos son estables en o por debajo de sus temperaturas de bloqueo. A continuación se presenta el modelo teórico de la adquisición de TRM propuesto por Néel, que distingue entre granos de dominio simple y granos multidominio.

### **A) Agrupación de granos de dominio simple**

Sea un grupo de granos de dominio simple, con el mismo tamaño  $v$ , temperatura de bloqueo  $T_B$ , que enfrían en un campo magnético con intensidad  $H$ , desde una temperatura superior a  $T_B$ , hasta la temperatura ambiente  $T_A$ . La intensidad de TRM (por unidad de volumen del material magnético) medida a la temperatura ambiente ( $T_A$ ) es tal que [Néel, 1949]:

$$TRM(T_A) = M_s(T_A) \cdot \frac{v \cdot H \cdot M_s(T_B)}{3 \cdot k \cdot T_B} \quad (4)$$

donde  $M_s(T)$  es la magnetización de saturación a la temperatura  $T$ , y  $k$  la constante de Boltzmann. De forma más simple:

$$TRM(T_A) = TRM(T_B) \frac{M_s(T_A)}{M_s(T_B)} \quad (5)$$

Donde  $TRM(T_B)$  es la magnetización remanente adquirida a la temperatura de bloqueo [García, 1996].

### **B) Agrupación de granos multidominio**

Sea  $H$  el valor de la intensidad del campo,  $T_A$  la temperatura ambiente y  $T_B$  la temperatura de bloqueo de los granos.  $N$  es el coeficiente del campo desmagnetizante de los granos. Entonces,  $TRM$  en función de  $T_A$  es [Néel, 1955]:

$$TRM(T_A) = \frac{H}{N} \cdot \frac{M_s(T_A)}{M_s(T_B)} \quad (6)$$

El efecto del campo desmagnetizante que se haya al interior de los dominios magnéticos provoca una disminución de la intensidad de la magnetización termorremanente con respecto a la de los granos SD [García, 1996].

## **3.5.4 Evaluación de la acción de la velocidad de enfriamiento**

Introduciendo valores en las diferentes variables de las fórmulas propuestas por Néel, se pueden calcular los valores teóricos de la relación entre la adquisición de TRM en un enfriamiento lento y en uno rápido. Dodson y McClelland [1980] lo hicieron para un grupo de granos SD. Sus resultados predijeron una ganancia de 5% en el caso lento con respecto al rápido, para una relación entre

velocidades de enfriamiento de orden 10. Para la misma relación, *Walton* [1980] calculó una ganancia de 6% para la magnetita y de 3% para la hematita.

*García* [1996] revisó los datos experimentales que varios autores hicieron al respecto con diferentes materiales, tamaño de grano y condiciones de velocidades de calentamiento-enfriamiento. Luego realizó una tabla compilatoria con los resultados más importantes (Tabla 2). Los datos están basados en los estudios de *Fox y Aitken* [1980], *McClelland Brown* [1984], *Golpeau, Lanos y Langouët* [1989], *Chauvin* [1989], *Aitken et al.*[1991] y *Biquand* [1994].

**Tabla 2.** Resumen de los resultados experimentales obtenidos sobre los efectos de la velocidad de enfriamiento en la adquisición de *TRM*. Gama de calentamiento: intervalo de temperatura sobre el cual se ha efectuado la adquisición de la *TRM*. *TA*: temperatura ambiente.  $TRM_L / TRM_R$ : ganancia de la magnetización adquirida en enfriamiento lento sobre la magnetización adquirida en enfriamiento rápido [*García*, 1996].

Material	Gama de calentamiento		Duración del enfriamiento		$TRM_L / TRM_R$
	de (°c)	a (°c)	rápido (minutos)	lento (horas)	
Barro cocido	720	$\bar{T}_A$	30	7	6% a 12%
Barro cocido	600	$\bar{T}_A$	5	2.5	5%
Magnetita monodominio	600	$\bar{T}_A$	3	2.5	Entre 0 y 5%
Titano magnetita polidominio	600	$\bar{T}_A$	3	2.5	Entre -40 y -600%
Basaltos	650	$\bar{T}_A$	90	12	14%
CrO <sub>2</sub> polinominio	130	100	30	120	19%
Basaltos polidominio	200	50	30-40	120	6%

La compilación anterior sugiere que la acción de la velocidad de enfriamiento sobre la intensidad de la magnetización termorremanente varía de acuerdo a la naturaleza de los granos involucrados. No obstante, todas las experiencias muestran que un enfriamiento lento aplicado a un sistema magnético en granos de dominio simple tiende a aumentar el valor de *TRM*. La proporción varía dependiendo de la distribución del tamaño y concentración de los granos, y por lo tanto es diferente de una muestra a otra.

En el caso de los granos multidominio o pseudos-dominio-sencillo, los comportamientos no están tan bien determinados. Las ganancias de *TRM* pueden ser negativas [McClelland Brown, 1984] pero también positivas [Biquand, 1994]. Aparentemente, la determinación de la ganancia de *TRM* no es solamente sensible a la relación entre las diferentes velocidades de enfriamiento, sino también a la porción del espectro de temperatura involucrado [Biquand, 1994].

Las muestras de barro cocido indican una ganancia de *TRM* de entre 5 y 12% en enfriamiento rápido con respecto al lento, dependiendo también de los tiempos utilizado. Esto se traduciría en una disminución en el porcentaje de la arqueointensidad. La compensación por las diferencias en el ritmo de enfriamiento es relativamente directa de calcular si se conoce la tasa de enfriamiento original, y si las muestras se comportan de acuerdo a la teoría del dominio simple. El procedimiento consiste en encontrar la diferencia porcentual entre la adquisición de *TRM* durante un enfriamiento rápido (tiempo de los experimentos de laboratorio) y la adquirida en el enfriamiento lento original. Esa diferencia se usará como factor de corrección, y lo ideal es hacerlo en cada uno de los especímenes, pues los minerales y sus temperaturas de bloqueo son distintos en cada uno de ellos. También es útil hallar un factor de alteración que establezca si la capacidad de adquirir *TRM* en la muestra se conserva y por lo tanto es viable aplicar los factores individuales de corrección. Ambos procesos se explicarán con detalle en un capítulo posterior.

## 4. Contexto arqueológico y cronología cultural del área de estudio

### 4.1 Contexto arqueológico

La arqueología estudia a las sociedades humanas, sus transformaciones a través del tiempo y su influencia sobre el medio. El arqueólogo reconstruye la información funcional, cronológica y espacial para obtener un relato coherente del comportamiento de una sociedad en un determinado momento de su historia [Manzanilla y Barba, 1995].

Una investigación arqueológica comienza con el estudio regional del sitio, la prospección, la excavación estratigráfica para establecer una relación cronológica entre los niveles de ocupación, el análisis de materiales, las dataciones y finalmente la integración e interpretación de los elementos obtenidos. Mediante la excavación es posible identificar, recuperar y documentar los contextos. Se le llama *contexto* al conjunto de vestigios con relaciones intrínsecas entre ellos, depositados en una matriz de suelo, y que representan un acto finito y discreto. En una excavación donde se hacen correlaciones horizontales de varios contextos, el principio básico es el de la asociación: los utensilios y los deshechos cercanos entre sí y ubicados dentro de espacios concretos tienen significados funcionales específicos. Algunos contextos que el arqueólogo puede reconocer mediante una excavación minuciosa y un registro acertado son por ejemplo, zonas de molienda y de consumo de alimentos, talleres y sectores de destazamiento de fauna, canales, entierros, ofrendas, basureros, etc. [Manzanilla y Barba, 1995].

La unidad mínima significativa del contexto arqueológico es el *área de actividad*, porque revela patrones de comportamiento. Ésta se define como la concentración y asociación de materias primas,

instrumentos y desechos macroscópicos o invisibles (como los compuestos químicos) en superficies o volúmenes específicos [Manzanilla y Barba, 1995].

Para fechar los materiales arqueológicos se utilizan varias técnicas que permiten la ubicación histórica de los objetos. En un capítulo posterior se expondrán algunas de ellas.

## **4.2 Cronología cultural mesoamericana**

### ***4.2.1 Introducción***

El nombre de Mesoamérica fue propuesto por *Paul Kirchhoff* [1960] para referirse a la zona de América que abarca la región centro y sureste de México, además de Guatemala, Belice, El Salvador y el oeste de Honduras. En esa región se establecieron, entre 2000 AC y 1521 DC, numerosas civilizaciones prehispánicas con rasgos culturales fundamentales homogéneos. Entre ellos están aspectos lingüísticos comunes, un sistema de numeración vigesimal, el uso de la pirámide como elemento importante de su arquitectura, el plan urbano general de sus ciudades sagradas, religiones politeístas con una superestructura común astronómica, y brillantes concepciones de calendarios basados en un profundo conocimiento de los fenómenos celestes [*Mendizábal*, 1946].

Al interior del área mesoamericana como un todo, se definen pequeños estados y grandes naciones con modalidades y diferencias importantes en su desarrollo cultural, incluso en aquellos pertenecientes a una misma filiación étnica. En todos ellos sin embargo, el sostenimiento económico se fundó en una agricultura común (a base de maíz, frijol, calabaza, chile, algodón y cacao), y lograron un gran desarrollo en sus industrias cerámica, textil, de construcción, escultórica y pictórica [*Mendizábal*, 1946].

### ***4.2.2 El proceso de desarrollo en Mesoamérica***

Desde el punto de vista del desarrollo cultural, en Mesoamérica se distinguen tres etapas, las cuales se diferencian cualitativamente entre sí. En su denominación está referida la base fundamental de su economía, así como las relaciones existentes entre los miembros de esas sociedades [*Matos Moctezuma*, 1982]:

#### ***A) Etapa cazadora-recolectora igualitaria***

Los grupos dependen fundamentalmente de la caza y la recolección. No hay una división social evidente, y cronológicamente se ubican desde la llegada del hombre al continente americano hasta el descubrimiento de la agricultura.

#### ***B) Etapa de sociedades agrícolas igualitarias***

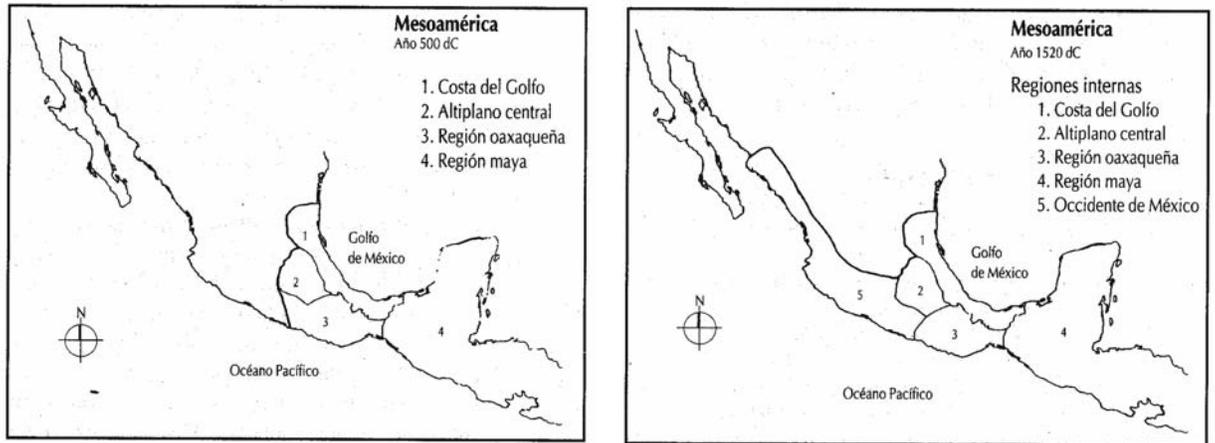
Surge la agricultura y el hombre depende cada vez más de ella. Hay un arraigo mayor a la tierra que trae como consecuencia el sedentarismo y la aparición de las primeras aldeas. Las relaciones sociales de producción son igualitarias, sin un estamento que aproveche para sí el trabajo de la mayoría del grupo.

#### ***C) Etapa de sociedades agrícolas militaristas estatales***

Las sociedades dependen fundamentalmente de la agricultura y de la guerra, con la presencia de nuevas tecnologías agrícolas y un incremento comercial importante. Surge el estado que las controla, y las relaciones entre los miembros de la sociedad y en relación con otras sociedades se establecen con base en la explotación y aprovechamiento de la mano de obra y la producción ajena; de ahí el carácter clasista y estratificado de las mismas. El sistema tributario es indispensable para el sostenimiento de los distintos estados que tienen sus sedes en centros urbanos, y se logra principalmente a través de la guerra.

### ***4.2.3 Áreas y horizontes culturales***

El concepto de Mesoamérica ha tenido una continuidad más allá de la definición temporal propuesta por Kirchhoff, ganando profundidad cronológica y cultural. También el aspecto geográfico ha experimentado cambios, con fluctuaciones en los límites de la frontera. En un mapa correspondiente al año 500 DC, el occidente de México está ausente. Esta zona fue incorporada hacia el año 600 DC, dándole a la superárea una configuración cercana a la que tenía en el momento de la llegada de los españoles (Figura 18) [Matos Moctezuma, 2000].



**Figura 18. Mapas de Mesoamérica en 500 DC y en 1520 DC con división por áreas culturales [Matos Moctezuma, 2000].**

En la actualidad se reconoce como periodo mesoamericano al tiempo comprendido entre 10,000 aC y 1,500 DC, y para su estudio se le ha dividido en áreas y horizontes culturales. Las primeras se refieren a zonas geográficas específicas de desarrollo (Figura 18 y Tabla 3) y son cinco:

i) Costa del Golfo: comprende la llanura costera del Golfo y la región Huasteca. Ahí se desarrolló el pueblo olmeca, considerado cultura madre.

ii) Altiplano central: se extiende por los valles de México, Puebla-Tlaxcala, Toluca, Tehuacán, Morelos y Mezquital, así como por las montañas que los circundan. Fue el escenario de varias culturas muy conocidas de la antigüedad mexicana, entre ellas la teotihuacana, la tolteca y la mexicana.

iii) Región oaxaqueña: en esta zona surgieron dos culturas importantes con un desarrollo continuo: la mixteca y la zapoteca.

iv) Región maya: abarca la Península de Yucatán, Chiapas y el oriente de Tabasco. También Guatemala, Belice y parte de El Salvador en América Central. Fue el escenario de la cultura maya.

v) Occidente de México: comprende los actuales estados de Michoacán, Colima, Sinaloa, Nayarit y parte de Jalisco. Ahí se desarrollaron, entre otras, la cultura purhépecha.

Los horizontes culturales, por otra parte, se basan en divisiones culturales temporales del desarrollo de los pueblos mesoamericanos, que a veces se traslapan. A lo largo del tiempo han sido

varios los autores que han hecho diferentes propuestas y cronologías, por ejemplo, la de *López Reyes y Lozano* [1987]:

**A) *Horizonte Prehistórico***

Inicia entre 11,000 y 10,000 aC. Entre los restos más importantes se encuentran los de Concepción en Campeche así como los de Tequixquiapan, Tepexpan y Santa Isabel de Iztapan en el Valle de México.

**B) *Horizonte Arcaico***

Comprende el periodo entre 5,000 y 1,800 aC, cuando el hombre americano se encontraba en un periodo paleolítico, era nómada y se dedicaba a la caza y recolección. Los sitios importantes de este tiempo son Peñón de los Baños, Chalco y Mitla, entre otros.

**C) *Horizonte Preclásico***

Esta etapa se define a partir de los indicios más antiguos de la fabricación de cerámica, que datan de ~2,440 aC. Los primeros 1,300 años del horizonte corresponden al *Preclásico Temprano*, tiempo durante el cual se fueron desarrollando los rasgos característicos de Mesoamérica. Los procesos de sedentarización y la práctica de la agricultura se hallaban plenamente consolidados, aunque también continuaron las actividades como pesca, recolección y caza. La gente vivía en pequeñas aldeas con una población reducida, pero hacia el final de este periodo, algunas localidades como El Opeño en el Occidente, Tlatilco, Coapexco y Chalcatzingo en el Centro, y San José Mogote en Oaxaca, experimentaron un crecimiento en su población.

El desarrollo de estas aldeas es considerado como el marcador del inicio del *Preclásico Medio* (1,200-400 aC), etapa en la cual la vida se volvió más compleja, y se establecieron redes de intercambio interregional entre las poblaciones dominantes.

Durante esta fase tuvo lugar el desarrollo de la cultura olmeca. En ella se cimentaron las características comunes mesoamericanas que sirvieron de base a otros pueblos, razón por la cual se ha señalado como la “cultura madre”. Los primeros indicios de escritura y del uso de un calendario corresponden a este pueblo. Ellos también desarrollaron una escultura y arquitectura monumentales, siendo los principales sitios La Venta, Tres Zapotes y San Lorenzo, localizados en la llanura costera del Golfo de México (Figura 19). Su influencia se extendió hasta la costa del Pacífico, Oaxaca y el Altiplano, y se cree que sus relaciones con el área maya contribuyeron al desarrollo cultural de esa región.



**Figura 19. Cabeza monumental olmeca de La Venta, Tabasco.**

El periodo *Preclásico Tardío* (400 aC -150 DC) comenzó con la declinación de los olmecas. En esa época se dio una diversificación cultural y asimilación de los elementos olmecas por otros pueblos, tales como Tlatilco y Zacatenco, que luego serían la base de varias de las tradiciones más importantes de Mesoamérica. Las localidades principales fueron Cuicuilco en el sur del valle de México y Chupícuaro en la frontera Guanajuato-Michoacán, conocida por su producción alfarera.

Cuicuilco llegó a convertirse en la ciudad más grande de Mesoamérica de su tiempo, y en el principal centro ceremonial del Valle de México, ostentando los primeros restos arquitectónicos piramidales del Preclásico (Figura 20).



**Figura 20. Gran basamento circular de Cuicuilco, en la Ciudad de México (Foto: Carlos Blanco en *Arqueología* vol. XV núm. 86, p. 40, 2007).**

El inicio de su declinación coincidió con el surgimiento de Teotihuacan, y se consumó con la erupción del volcán Xitle, cerca del año 150 DC. Hacia el final del horizonte Preclásico, la

planificación de ciudades que llegarían a ser emblemáticas en Mesoamérica, como Monte Albán y Teotihuacan, ya había comenzado.

#### **D) *Horizonte Clásico***

Entre los siglos I y X DC se desarrollaron las primeras urbes y religiones teocráticas con gobiernos sacerdotales. Durante el *Clásico Temprano* ocurrió el apogeo de Teotihuacan, consolidándose el proceso de urbanización que ya se observaba desde el Preclásico Tardío. También se desarrollaron ciudades como Cholula en el valle Puebla-Tlaxcala, Monte Albán en los valles centrales de Oaxaca, y Tikal y Calakmul en el área Maya. En esa época ya estaban bien desarrolladas las obras hidráulicas que permitieron una alta eficiencia en la agricultura mesoamericana.

Los teotihuacanos dominaron la escena histórica de la época, convirtiendo a su ciudad en el centro de una amplia red de intercambios comerciales que involucraron a todos los pueblos mesoamericanos. Controlaban las rutas de comercio y la distribución de materias primas como obsidiana, alabastro y otros minerales. Su influencia llegó hasta el norte de Mesoamérica y en el sur hasta la región maya. Su declinación comenzó hacia el año 600 DC, marcando el inicio del *Clásico Tardío*, caracterizado por el florecimiento de las culturas maya y zapoteca que posteriormente también decaerían.

Aprovechando la debilidad de las grandes metrópolis, varias ciudades cobraron fuerza y tomaron posiciones centrales en las rutas de intercambio que anteriormente controlaba Teotihuacan. Así surgieron centros regionales como Xochicalco, Cholula, Teotenango, Cacaxtla y Cantona.

#### **E) *Horizonte Posclásico***

Comprende la etapa entre los siglos X y XII DC. Hay una modificación en el tipo social de la organización guerrera, aparece la metalurgia y comienzan a utilizarse armas arrojadizas como flechas y lanzas. Durante esta etapa algunos pueblos norteños migraron hacia el sur, debido al expansionismo de otros grupos beligerantes y también por las sequías prolongadas que arruinaron a las sociedades agrícolas de la región. Los tlahuicas, que habían ocupado el valle de Morelos, y grupos de filiación nahua se instalaron en la cuenca lacustre de México y el valle Poblano-Tlaxcalteca; otro grupo se asentó en Culhuacán, de donde partiría una misión hacia el norte para fundar la ciudad tolteca de Tula, que finalmente dominaría este periodo.

Por otra parte, hacia finales del siglo X, en la península de Yucatán la liga de Mayapan adhirió a Chichén Itzá, Mayapán y Uxmal, ciudades que controlarían la cultura de la región durante más de 200 años (Figura 21). Al parecer, el renacimiento de esta nación se debió a un impulso tolteca, pues las construcciones de la región tienen una marcada influencia. Más adelante la liga se rompió, cayendo Chichén Itzá esclavizada por Mayapán.



*Figura 21. Pirámide de Chichén Itzá, Yucatán.*

#### ***F) Horizonte posclásico tardío (o histórico)***

Durante esta etapa surgieron las primeras fuentes históricas propias de México y las ciudades estado. De entre los grupos venidos del norte, los nómadas chichimecas llegaron al Valle de México en el siglo XIII DC, y se establecieron en las regiones de Culhuacán, Coatlinchan y Xaltocan. El grupo de los tepanecas fundó Azcapotzalco, que se distinguió por su espíritu bélico.

Los mexicas, que pertenecían a la gran familia nahuatlaca, llegaron desde Aztlán y fundaron la ciudad de Tenochtitlan, organizándose en una sociedad militar y religiosa dirigida por un caudillo y sumo sacerdote. Cuando varias de las ciudades del valle fueron sometidas por los tepanecas, se estableció la triple alianza entre Tenochtitlan, Texcoco y Tlacopan, con la que lograron liberarse del yugo de Azcapotzalco. A partir de entonces, los mexicas comenzaron un periodo expansionista militar y comercial que llegó a dominar casi toda Mesoamérica (Figura 22).

Algunas ciudades como Tlaxcala, Meztitlán en el norte, Teotitlán en el oriente, Yopitzinco en la costa de Guerrero, el señorío mixteco de Tututepec y el reino zapoteca de Tehuantepec, permanecieron sin ser sometidas. Otro de los rivales imbatibles de los mexicas fue el Estado Purhépecha, fundado alrededor del año 1450 DC, y que llegó a expandirse por el actual estado de Michoacán y las áreas adyacentes.

Hacia el siglo XV, la península de Yucatán estaba envuelta en una cadena de guerras entre los estados vecinos que se disputaban el control político de la región. Mayapán fue atacada y su poder desapareció en 1441. Ése fue el panorama que encontraron los españoles a su llegada a Mesoamérica en el año 1517. Con el sometimiento de los pueblos, se inició el final del México Prehispánico. En la Tabla 3 se presenta una cronología cultural mesoamericana según *Matos Moctezuma* [2000]. En ella se detallan las cinco áreas geográficas culturales y las etapas de desarrollo que ocurrieron en cada una desde 10,000 AC hasta el año 1500 DC.

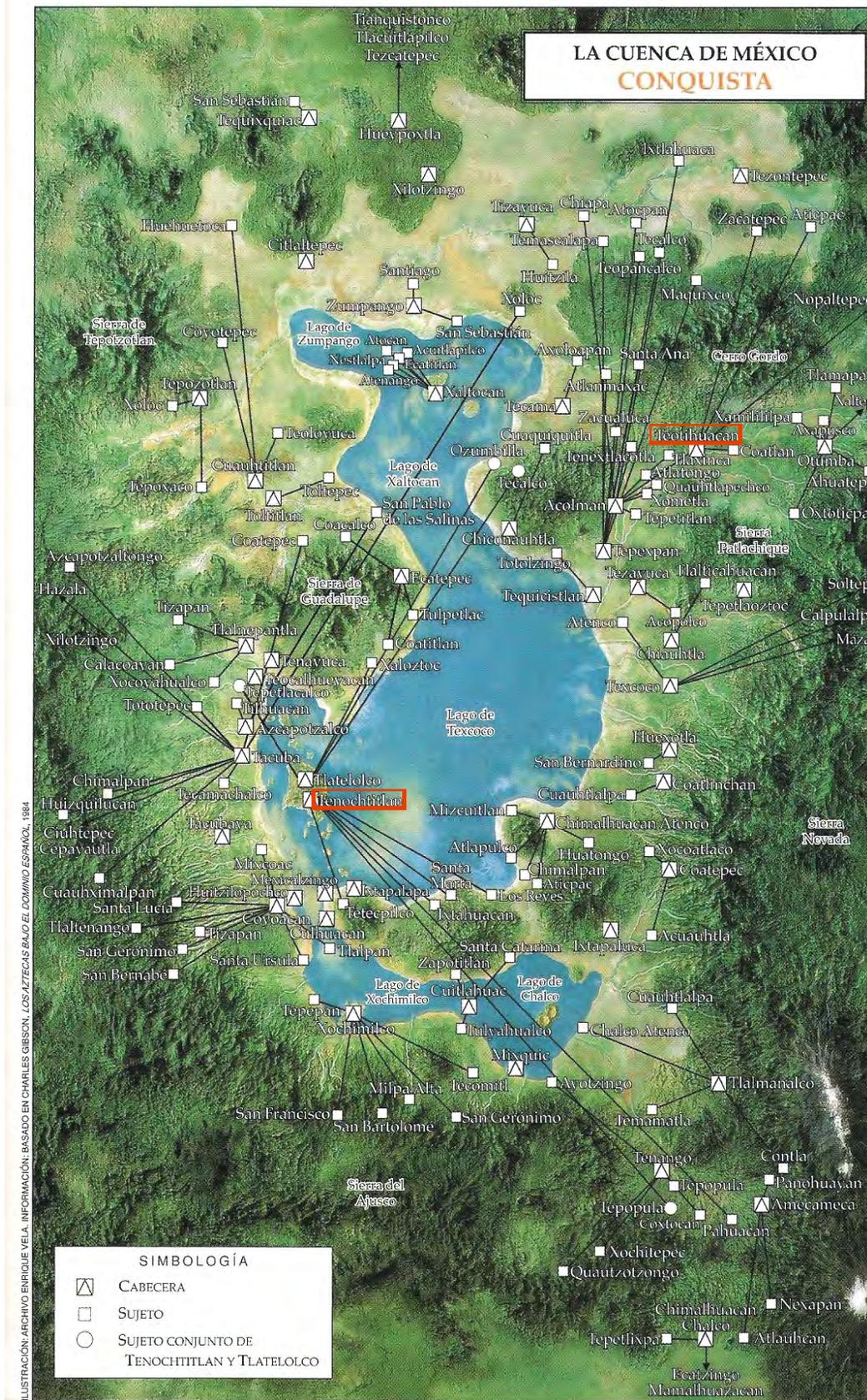


Figura 22. La Cuenca de México en el siglo XVI (E. Vela en *Arqueología* vol. XV núm. 86, p. 65, 2007).

**Tabla 3.** Cronología cultural de Mesoamérica [Matos Moctezuma, 2000]

Fechas	Altiplano central	Costa del Golfo	Oaxaca	Maya	Occidente de México
1500	Puebla	Tamaulipas	Zapoteca	Uaxactún	Michoacán
1400	Cuenca de México	Veracruz	Mixteca	Tikal	Sinaloa
1300	Mexicas o Aztecas	San Lorenzo	Las Plinitas	Chikiri	La Quinta
1200	Chichimecas	Isa de Sacrificio	Inguiteria	Chel	Yucatán
1100	Mazapan	Soncaudá	Mitla	Fases	Chimautla
1000	Toltecas	Remojadas superior II	Coixtlahuaca	Ocaba	Pamplona
900	Coyotlatelco	Tres Zapotes Superior	Mixteca-Puebla	Sotuta	Chamela
800	Teotihuacan IV	Nopitla	Genalogías	Cepch	Corallillo
700	Teotihuacan III	La Venta III	Códices	Motul	Tuxcacuesco
600	Teotihuacan II	La Venta II	Yucuñudahui	Cochuah	Los Ortices
500	Cuanalan	Tres Zapotes Medio	Yatacho	Motul	Amrta
400	Ticoman	La Venta I	Chachuapan	Chacn	Los Ortices
300	Zacatlaco	Remojadas inferior	Tilitepec	Chacn	Amrta
200	C. del Tepalcate	Remojadas inferior	Huamelulpan	Chacn	Amrta
100	Arbolillo	Remojadas inferior	Monte Negro	Chacn	Amrta
0	Santa María	Remojadas inferior	Monte Albán I	Chacn	Amrta
100	Arbolillo	Remojadas inferior	Monte Albán II	Chacn	Amrta
200	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III A	Chacn	Amrta
300	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
400	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
500	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
600	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
700	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
800	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
900	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
1000	Coplico	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
2000	Cerámica Purón de Puebla	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
3000	Penón de los Baños	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
4000	Chalco	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
5000	San Vicente Chicolapan	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
6000	Santa María Astahuacán	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
7000	Santa Isabel Izapan	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
8000	Tepepan	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
9000	Sacro de Tequixquiac	Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta
10000		Remojadas inferior	Monte Albán III B	Chacn	Amrta

## 4.3 Cronología cultural teotihuacana

### 4.3.1 Introducción

El horizonte clásico en Mesoamérica abarcó esencialmente los primeros seis siglos de nuestra era. Durante ese periodo ocurrió en el Altiplano central el desarrollo del centro urbano de Teotihuacan, el cual se llegaría a convertir en el eje de la historia mesoamericana. Constituyó el primer centro a gran escala de la región, y ninguno otro de su tiempo alcanzó su densidad, extensión y grado de planificación [Manzanilla, 2001b].

Teotihuacan, ubicado en el actual Estado de México, fue un sitio estratégico por los recursos que poseía; además, su asentamiento de gran magnitud y complejidad albergaba distintos estamentos sociales como artesanos y burócratas, así como diversos grupos étnicos provenientes del Golfo y Occidente [Manzanilla, 2001b; Cowgill, 2003]. Era además un centro de intercambio macrorregional y la capital de un estado; un sitio de peregrinación y modelo del cosmos mesoamericano. No es por ello exagerado decir que fue el desarrollo urbano de mayor relevancia en el Nuevo Mundo [Manzanilla 2003a].

A pesar de la cercanía del sistema lacustre de Texcoco y de la existencia de manantiales, el primer centro urbano de Teotihuacan se ubicó en el sector noroeste del valle (Figura 22). Esa zona carece de agua, y el terreno está constituido fundamentalmente de piroclastos como tezontle, basaltos y tobas; tales materiales fueron extraídos del subsuelo por medio de túneles y usados para la construcción [Manzanilla 2001b].

Sobre el origen de los pobladores de Teotihuacan existen diversas hipótesis que los asocian, por ejemplo, con las culturas del Bajío y occidente de México [Linné, 1942] o con los otomíes [Gamio, 1920]; posteriormente se habrían incorporado grupos de diversas procedencias.

Los habitantes del valle tenían un desarrollo agrícola importante, pues cultivaban una gran variedad de especies tanto para alimentación como para uso medicinal y textil. Aunque predominaron los cultivos de temporal, es posible que haya habido un sistema de canalización alrededor de parcelas individuales en la zona de manantiales. También practicaban la caza de varias especies como venados, aves, tortugas, peces, mamíferos, etc., y tenían animales domesticados para su consumo como guajolote, pato, codorniz y paloma entre otros. Igualmente aprovechaban una gran gama de recursos lacustres, agrícolas y boscosos [Manzanilla, 2001b].

### ***4.3.2 La producción artesanal***

Las manufacturas teotihuacanas fueron muy apreciadas en la Mesoamérica del horizonte Clásico. Entre las industrias que mejor se desarrollaron se encuentra la talla de obsidiana verde y gris, así como de sílex. Respecto a la piedra pulida, usaron materiales como basalto, andesita, arenisca y pizarra con diferentes fines tales como construcción, rituales y funerarios. Elaboraron figurillas y máscaras con rocas alóctonas como serpentinita, jadeita y ónix (Figura 23). En ciertos lugares hay indicios de artesanías de concha, textiles y plumería [Manzanilla, 2001b].



*Figura 23. Urna de piedra con la representación de Tláloc [Cowgill, 2003].*

### ***4.3.3 Cerámica***

La producción de cerámica fue una de las ramas de la manufactura que mejor caracterizó a Teotihuacán. Los objetos más distintivos son los floreros, candeleros y vasos trípedes con tapa (Figura 24) [Manzanilla, 2001b]. Existen evidencias de talleres de alfarería, como el descrito por Krotser y Rattray. En él se hallaron un horno, cazuelas para cocinar, objetos de barro sólido que daban forma a las vasijas, cuchillos, raspadores y cinces [Krotser y Rattray, 1980].



*Figura 24. Vaso trípede con representación de la flor de cuatro pétalos, relacionado con la fertilidad [Cowgill, 2003]*

Se ha propuesto que en el sitio de Teopancazco o “Casa de los barrios”, se fabricaba la vajilla “Copa”, que consistía principalmente en vasos de pasta fina [Manzanilla, 2001b]. En un pozo de sondeo hecho fueron hallados alisadores de piedra, tiestos sin cocer y otros mal cocidos, pulidores de obsidiana y vestigios de una gran hoguera [Krotser y Rattray, 1980]. Sin embargo, en 13 temporadas de campo en el sitio, Manzanilla no ha encontrado indicador alguno de que se fabricara cerámica en el sitio.

#### ***4.3.4 Patrón de asentamiento y urbanismo***

A nivel regional además de Teotihuacan, que concentraba entre 50 y 60% de la población regional, existían 10 centros provinciales, 17 aldeas grandes, 77 aldeas pequeñas y 149 villorios en la Cuenca de México [Sanders, Parsons y Santley, 1979; Manzanilla, 2002]. Más allá de estos valles circundantes, están los posibles enclaves teotihuacanos en zonas de recursos estratégicos: en el altiplano guatemalteco, en el Valle de Tula, en la región de los Tuxtlas en Veracruz, y quizá sitios michoacanos del área de Tingambato o Tres Cerritos. Hasta ahora sólo en Chingú en el Valle de Tula, se ha probado la existencia de residentes teotihuacanos; en los demás sólo se conoce la presencia de rasgos arquitectónicos tipo tablero-talud, y cerámica teotihuacana [Manzanilla, 2002].

#### ***4.3.5 Arquitectura residencial***

Millon [1976] señala que la sociedad teotihuacana estuvo formada por seis niveles sociales, económicos y culturales claramente definidos: a la cabeza la élite gobernante, que habitaba en palacios. El segundo nivel estaba representado por miles de personas de muy alto estatus de segundo orden, es decir, sacerdotes de los complejos piramidales de la ciudad. Los niveles tercero, cuarto y quinto pertenecían a estatus intermedios. El sexto nivel comprendía grupos de personas de estatus bajo que habitaban conjuntos como Tlamimilolpa y La Ventilla B.

Una de las características de la sociedad teotihuacana fue la vida doméstica en construcciones multifamiliares de tamaños variables [e. g. Linné, 1942; Séjourné, 1966; Manzanilla, 1993]. Al interior de los conjuntos domésticos se observan diferencias en las actividades especializadas, así como entre grupos que viven en diversos conjuntos en un barrio, por lo que es posible que haya habido especializaciones tanto familiares como de grupo doméstico (Figura 25) [Manzanilla, 2001a].

### 4.3.6 Construcciones públicas

Teotihuacan se caracteriza por sus construcciones públicas de gran tamaño, siendo las más sobresalientes las pirámides del Sol y de la Luna así como el Templo de Quetzalcóatl. Es recurrente el uso de tablero y talud, así como de pilastras y columnas pintadas, pórticos y escalinatas al centro de las fachadas.

Otras de las características arquitectónicas principales de la ciudad son la existencia de un sistema de drenaje subterráneo y el recubrimiento de paredes y pisos con estuco pintado [Manzanilla,2001b].

En la ciudad hay dos tipos generales de estructuras palaciegas: las moradas de los gobernantes y sus cortes, y los palacios administrativos y de toma de decisiones. Hasta ahora no se ha hallado un ejemplo contundente que pueda ser reconocido como residencia de gobernantes. Entre las propuestas que se han hecho están el Conjunto de la Calle de los Muertos [Cowgill,1992], situado entre la Pirámide del Sol y La Ciudadela, y el Complejo Xalla ubicado entre las pirámides del Sol y de la Luna [Manzanilla, 2002].

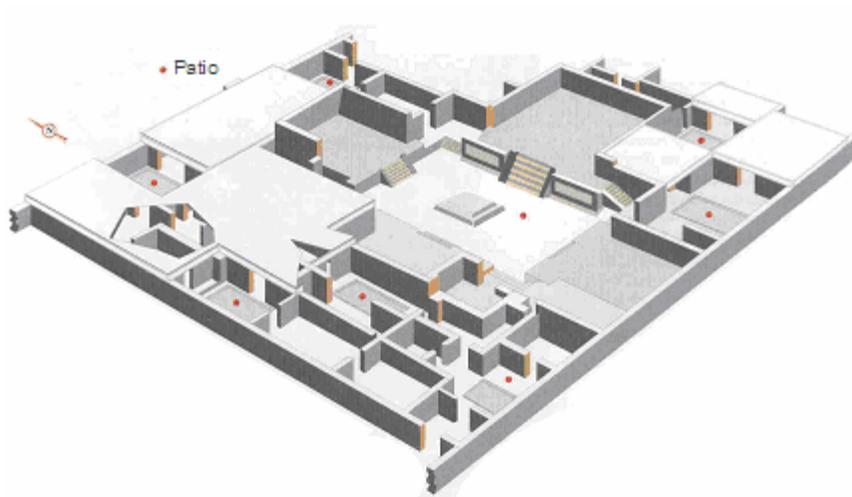


Figura 25. Conjunto residencial teotihuacano [Manzanilla, 2003a].

### 4.3.7 Asentamientos del Preclásico

Los asentamientos preclásicos en el valle de Teotihuacán inician en el Preclásico Tardío con la fase *Cuanalan* (400-100 AC), ubicada en la desembocadura del Río san Juan, en el Vaso del Lago de Texcoco. Se trata de comunidades autosuficientes que explotan los recursos del lago (caracoles,

peces, ranas, tortugas), de la ribera y llanura aluvial (cultivos de maíz y frijol, recolección de tuna, tejocote, tomate) y del bosque (madera, venados, conejos, liebres) [Manzanilla, 2001b].

La fase siguiente fue *Tezoyuca* (100 AC- 1 DC), y se ubica en un sitio muy cercano a Cuanalan, en la cima de un cerro. Aquí se manifiesta por primera vez la diferenciación entre una zona central con construcciones monumentales y los asentamientos dependientes que la circundaban donde se ubicaban las zonas residenciales [Sanders, 1964]. Poco tiempo después se daría el surgimiento de Teotihuacan como centro de tamaño extraordinario para su tiempo, rodeado por asentamientos rurales en el resto de la Cuenca de México [Manzanilla, 2001b].

#### 4.3.7.1 Primeras fases de desarrollo urbano

La fase *Tzacualli* o Teotihuacán I en el siglo primero representa el momento inicial de desarrollo urbano en el Valle de Teotihuacán, y se ubica en la parte noroeste en un sector llamado Oztoyahualco [Manzanilla, 2001b]. Al final de esa etapa probablemente se inició la construcción de la Pirámide del sol, mientras que la de la Luna es ligeramente posterior (Figura 26).

#### 4.3.7.2 Cambios en la planificación urbana

La fase *Miccaotli* (Teotihuacán II: 100-200 DC) inició con el trazo de la Calzada de los Muertos (eje norte-sur de más de 3 Km de largo y 45 de ancho) y con el desplazamiento de la población hacia sus márgenes. Posteriormente se construyó el resto de la ciudad, mediante una serie de líneas paralelas y perpendiculares al eje principal. En esta etapa también se construyó la Pirámide de Quetzalcóatl, al sur de la ribera del Río San Juan, frente a una gran plaza que después sería la Ciudadela [Manzanilla, 2001b].

En la fase subsecuente, *Tlamimilolpa* (200-400 DC), los elementos característicos de planificación urbana del sitio fueron:

A) Las calles corrían paralela y perpendicularmente a los ejes principales, y estaban trazadas a intervalos regulares. Las construcciones se situaban a lo largo de ellas [Millon, 1968].

B) Al parecer existía un servicio de agua potable y un sistema de alcantarillado. El drenaje interno incluía una red de canales subterráneos que confluían en un canal central que descargaba en el Río San Juan [Sanders, 1964]

C) Las construcciones administrativas y públicas se ubicaron a lo largo de la Calzada de los Muertos. El Gran Conjunto, ubicado frente a la Ciudadela, es la estructura más grande de la ciudad y se ha sugerido que era el mercado principal [Millon, 1968].

D) Alrededor del área central de la ciudad había una serie de estructuras residenciales que consistían en varios cuartos alrededor de patios abiertos. Se ha propuesto además que había tres tipos de conjuntos que podían albergar a 100, 50 y 20 personas, quizá ocupados por grupos con oficios comunes [Millon, 1968].

E) En Teotihuacán se han encontrado concentraciones de materiales en zonas que se cree pudieron haber sido talleres. Estos habrían sido dedicados a la manufactura de cerámica, figurillas, lapidaria, piedra pulida y objetos de pizarra [Manzanilla, 2001b].



**Figura 26. Pirámides del Sol y de la Luna. Calle de los Muertos (Foto: Carlos Blanco en Roura, 2003)**

Durante la fase *Xolalpan* (c. 400-600 DC) se observó un alto crecimiento demográfico, y hacia 500 DC se alcanzó el máximo nivel de población [Manzanilla, 2001b]. En esa época la superficie de la ciudad era de 20.5 Km<sup>2</sup> y en ella residían entre el 50 y 60% de la población de la Cuenca de México [Millon, 1968], donde además de Teotihuacán, existían otros centros provinciales, aldeas y villorios [Sanders, Parsons y Stanley, 1979].

#### **4.3.8 Organización sociopolítica de Teotihuacan: los problemas de interpretación**

Es poco lo que se sabe sobre el sistema político del estado y la ciudad de Teotihuacan. Entre la información que aporta el material arqueológico, son escasas las representaciones de autoridades seculares o militares [Manzanilla, 2001b]. Las inscripciones encontradas aún no han sido descifradas [Cowgill, 2003] y la inexistencia de representaciones iconográficas que narren hechos de dinastías particulares, así como la ausencia de tumbas reales, nombres de reyes, etc., hacen pensar que Teotihuacan fue la gran anomalía del Clásico Mesoamericano [Manzanilla, 2002]

Existe la posibilidad de que los gobernantes hayan sido poderosos e incluso déspotas [Cowgill, 2003]. Algunos piensan que había un gobernante único, particularmente en las primeras fases [e. g. Millon, 1988]. Manzanilla propone que existía un gobierno centrado en un órgano colectivo de representantes de diversos sectores de la ciudad [Manzanilla y López Luján, 2001a]. López Austin [1991] concibe a la ciudad como el primer sitio donde se dio la transformación de la organización de linaje a un estado, en el que los antiguos jefes de linaje se habrían separado, formando un grupo autónomo de burócratas, articuladores y distribuidores de bienes. El nacimiento del estado derivaría de la presencia de grupos de distinto origen y del ejercicio del poder sobre un territorio [Manzanilla, 2001b]. Paulinyi [1981] menciona la idea de que Teotihuacan y Tula inauguraron un tipo de gobierno caracterizado por la corregencia de dos a siete señores, y sugiere la existencia de grupos distritales que pudieron haber tenido un papel importante en el cogobierno del Estado. Esta idea perduró a través de los siglos y llegó hasta la época de la conquista. De hecho durante el siglo XIV, hay varios ejemplos de gobierno corporativo en el centro de México [Manzanilla, 2002].

Como ciudad sagrada y centro de peregrinación, la función sacerdotal tuvo un papel central en Teotihuacan, y la integración de la ciudad bien pudo haber sido a través de la religión y el ritual [Manzanilla, 1993]. De acuerdo con las diversas manifestaciones pictóricas teotihuacanas, el grupo que seguramente ocupó la escala social más alta fue el sacerdotal [Manzanilla, 2002].

Hay dos modelos sobre la estratificación social en la sociedad teotihuacana. Uno propuesto por Millon [1976] y Cowgill [1992] entre otros, donde hay varios niveles y distinciones sociales que se manifiestan por medio de variables como el tamaño de las habitaciones, decoración, entierros, etc. El otro concibe una gama muy amplia de leves diferencias socioeconómicas entre los grupos sociales, es decir, no se veían clases sociales perfectamente definidas, sino un gradiente de grupos sociales y profesionales que se entretejían en una trama mucho más compleja [e. g. Pasztory, 1988].

#### 4.3.8.1 La expansión teotihuacana y el intercambio

Es evidente la influencia teotihuacana en toda Mesoamérica. Existen pruebas de que individuos relacionados con Teotihuacan, si no es que teotihuacanos, intervinieron en la política de grandes centros mayas como Tikal, Copán, Kaminaljuyú, y en sitios de las tierras bajas del Pacífico en Guatemala y Chiapas. Además, hay muchos elementos teotihuacanos en otras regiones mesoamericanas, tales como cerámica, vasijas y figurillas; también prácticas funerarias y representaciones de personajes teotihuacanos, así como elementos arquitectónicos [Manzanilla, 2001a; Cowgill, 2003].

En Teotihuacán a su vez se distingue la presencia de materias primas y productos procedentes de otras zonas, tales como los actuales estados de Guerrero, Michoacán, Morelos, Puebla, Veracruz, Oaxaca, Querétaro, Hidalgo y el área maya. Lo anterior evidencia distintos tipos de relaciones entre Teotihuacan y otros sitios de Mesoamérica. Manzanilla propone que Teotihuacan no constituyó un imperio en el sentido de integración de un gran territorio habitado por diversos grupos étnicos a través de la conquista; más bien habría sido un estado que estableció colonias extractivas en zonas de recursos variados y ricos, sin territorio continuo bajo su control. Hubieron sitios en Mesoamérica como Monte Albán, que posiblemente tuvieron alianzas políticas con Teotihuacan; algunos otros de Veracruz y el sur de Puebla tenían relaciones de intercambio [Manzanilla, 2002].

#### 4.3.8.2 La decadencia y el abandono

En la etapa conocida como *Metepc* (550-650 DC) ocurrió un estancamiento en la industria cerámica y en la continuidad de las formas. Hubo un declive gradual, así como un decremento en la población por falta de inmigrantes hacia la ciudad [Storey, 1987]. Teotihuacan perdió su poder central y las regiones aledañas establecieron nuevos contactos y redes de comercio, lo que propició que crecieran otros centros importantes como Tula, Xochicalco, Cacaxtla y Cholula.

Finalmente, el centro de la ciudad fue saqueado e incendiado, probablemente a manos de los grupos nómadas otomianos que vivían al norte del valle [Jiménez Moreno, 1959]. Dado que las huellas del incendio y el desmantelamiento de elementos decorativos, escultura y lapidaria aparecen sólo en templos y altares, otra interpretación sugiere que, antes de abandonar su ciudad, los teotihuacanos hicieron rituales de terminación en los sitios importantes para tal fin. Manzanilla propone para el incendio la fecha de 575 DC, observada en Teopancazco, obtenida por el contraste de fechas radiocarbónicas con arqueomagnéticas de pisos quemados [Manzanilla, 2003].

Entre otros motivos que podrían haber orillado a la decadencia, *Mooser* [1968] sugiere la destrucción del medio ambiente y los recursos naturales de los que dependían para subsistir. Esto aunado al deterioro social, los habrían hecho vulnerables a ataques. *Millon* [1988] dice que algunas de las causas fueron una mala administración económica y política, burocracia ineficiente y deterioro de las redes de intercambio. Esto habría ocasionado un declive frente a los nuevos sitios en el centro de México [*Cowgill*, 2003].

Hay cierta evidencia de que las diferencias socioeconómicas de los distintos sectores aumentaron a lo largo del tiempo, lo que pudo haber generado tensiones sociales que habrían culminado con el colapso de la ciudad. Todas las explicaciones anteriores parecen posibles, y tal vez fue una combinación de varias lo que llevó al derrumbe y abandono de Teotihuacan [*Cowgill*, 2003]. En algunos sectores de la ciudad hay evidencias de rituales de abandono. En Teopancazco por ejemplo, se observan áreas de actividad cuya concentración de objetos como vasijas y candeleros rotos o “matados” preludian el abandono del conjunto. Además se encontraron ciertas representaciones de deidades tiradas con la cara hacia el piso [*Manzanilla* 2002].

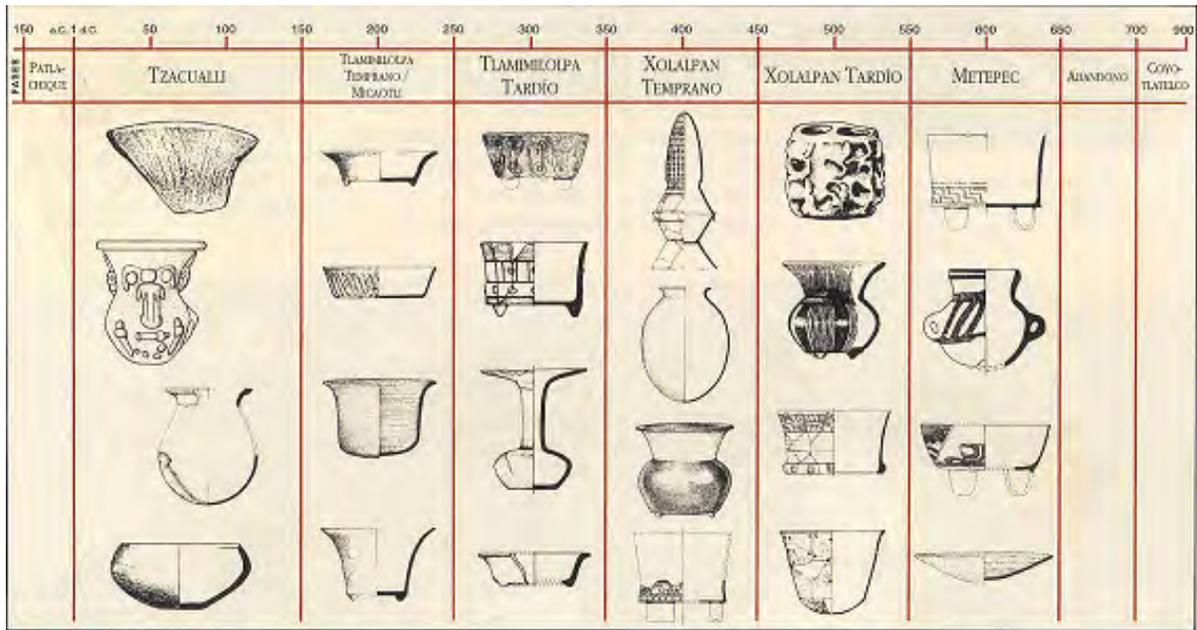
Después del abandono arribó a la ciudad el grupo de los coyotlatelco, quienes continuaron con el saqueo, aunque también es posible que los teotihuacanos se hayan llevado consigo sus reliquias antes de abandonar la ciudad [*Manzanilla*, 2003].

#### ***4.3.9 Exploraciones en Teotihuacan***

Teotihuacan ha despertado el interés de investigadores desde el siglo XVII, cuando Don Carlos de Sigüenza y Góngora realizó las primeras excavaciones en la Pirámide del Sol. Luego de varias investigaciones, en la década de los sesenta el Dr. René Millón aplicó diversas técnicas para la elaboración de un plano de la ciudad, basándose en recorridos de la superficie, fotografías aéreas y excavaciones [*Matos*, 2003]. Según sus exploraciones, Teotihuacan abarcó más o menos 20 Km<sup>2</sup>, y se extendió mucho más allá de los límites de la zona arqueológica. Halló vestigios de más de 2000 “conjuntos residenciales”, es decir, grandes unidades multifamiliares donde vivieron la mayoría de los habitantes de la ciudad. No más del 2% de estas construcciones, es decir, menos de 50, han sido exploradas por los arqueólogos [*Cowgill*, 2003].

#### 4.3.9.1 Técnicas de datación

La existencia de una cronología cerámica de las manufacturas teotihuacanas ha permitido fechar por intervalos, en términos bastante certeros, un periodo de más o menos dos siglos. Así, los materiales localizados e identificados estratigráficamente pueden ser clasificados según esta cronología (Figura 27).



**Figura 27. Cronología cerámica de Teotihuacan [Cowgill, 2003].**

Aunque éste es un logro notable, la cronología resulta todavía imprecisa, ya que incluso con las mejores técnicas de laboratorio, incluyendo el radio carbono, el rango de incertidumbre estadística asociado a ella es muy grande [Cowgill, 2003].

#### 4.3.9.2 Materiales recuperados

La cantidad y variedad de objetos recuperados en Teotihuacan es importante: vasijas de cerámica, figurillas de piedra y cerámica, pinturas murales y esculturas de piedra. Sin embargo, muchos de ellos provienen de contextos desconocidos, es decir, se sabe que son de algún lugar en Teotihuacan o cercano a él, pero no, por ejemplo, a qué periodo constructivo pertenecen, o en qué clase de depósitos se hallaron [Cowgill, 2003].

En Teotihuacan, la ausencia de registros históricos escritos impide confirmar o rechazar las teorías que se han planteado sobre la forma de gobierno. Una herramienta de gran utilidad para este

propósito es la exploración de los conjuntos arquitectónicos donde posiblemente hayan residido los gobernantes y desde donde ejercían su dominio.

Los palacios de los gobernantes pueden dividirse en aquellos que servían como residencia y en los que tenían un carácter multifuncional y se usaban como vivienda, administración, producción artesanal, impartición de justicia, almacenamiento, etc. [Manzanilla y López Luján, 2001].

#### 4.3.10 Sitios de muestreo

##### 4.3.10.1 Cuanalan: primeras comunidades urbanas

Los primeros asentamientos en el valle de Teotihuacan, ubicados en la desembocadura del Río San Juan, en el Vaso del Lago de Texcoco, iniciaron en el *Preclásico tardío* con la fase Cuanalan (400-100 AC) (Figura 28).

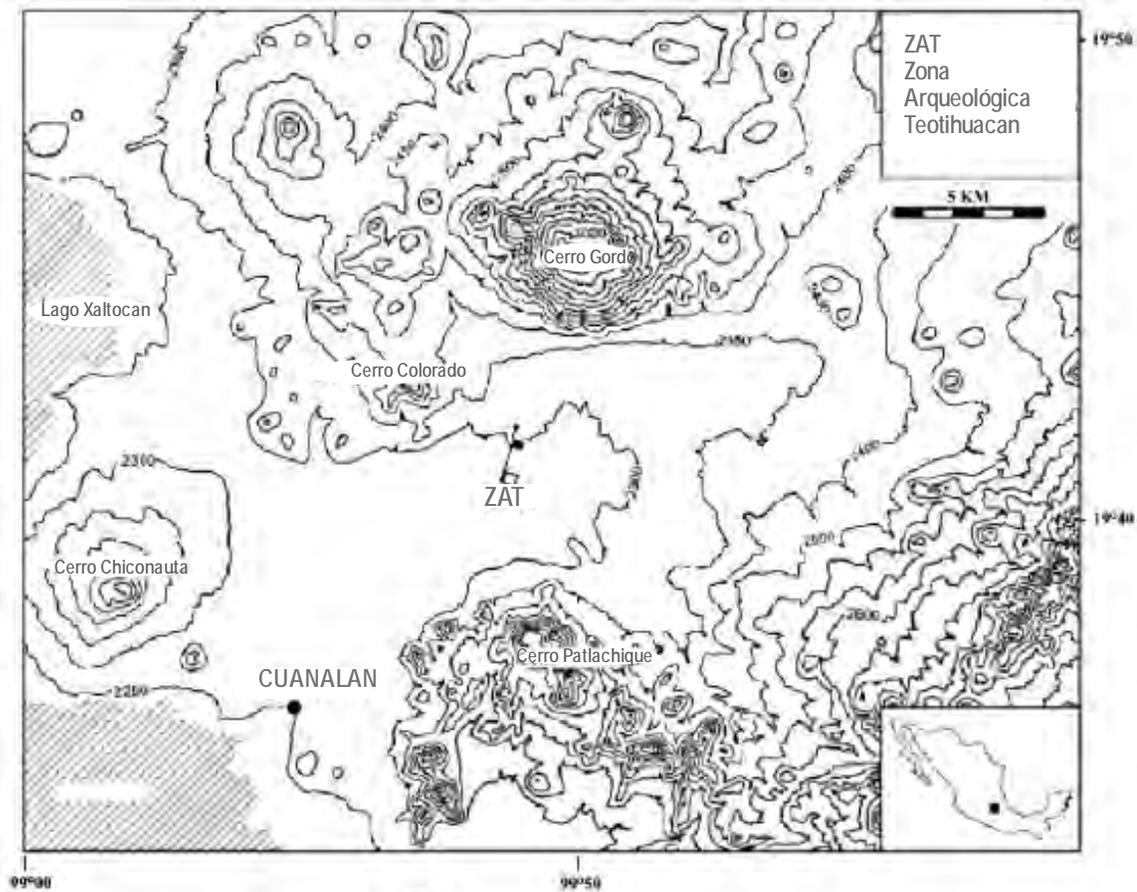


Figura 28. Mapa de localización del sitio arqueológico Cuanalan [Adriano-Morán y McClung de Tapia, 2008].

En este sitio comenzó la fabricación de cerámica en el valle, que era elaborada utilizando arcillas de origen volcánico intermedio con un englobe de carbonato de calcio. En los años 1974 y 1975, L. Manzanilla y M. Frangipane excavaron y estudiaron extensivamente la zona, hallando casas cuadradas de bajareque de 5 metros de lado, que albergaban a familias nucleares. Al interior se localizaron una gran cantidad de utensilios domésticos, destacando entre ellos los objetos de cerámica con material orgánico asociado que fueron clasificados [Manzanilla, 1985].

#### 4.3.10.2 *El proyecto Xalla: la exploración de un posible palacio de Teotihuacan*

En Teotihuacan, sólo dos conjuntos hasta ahora excavados podrían considerarse, según Manzanilla [2001a], como sedes del gobierno teotihuacano: los conjuntos residenciales 1D y 1E, que se encuentran al norte y sur del Templo de Quetzalcóatl en la Ciudadela, y el Complejo Calle de los Muertos. Un tercer conjunto que podría ser candidato a la designación de palacio de gobernantes es Xalla, que se localiza al norte de la Pirámide del Sol, y está alejado 235 m de la Calzada de los muertos (Figura 29).

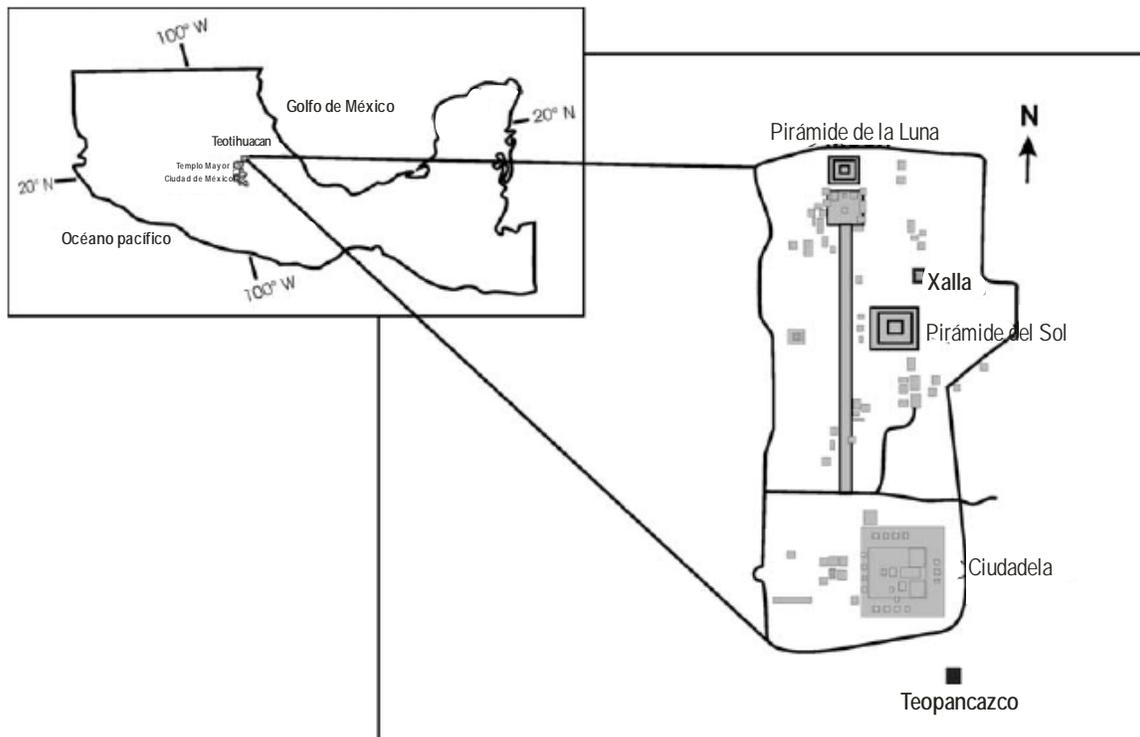
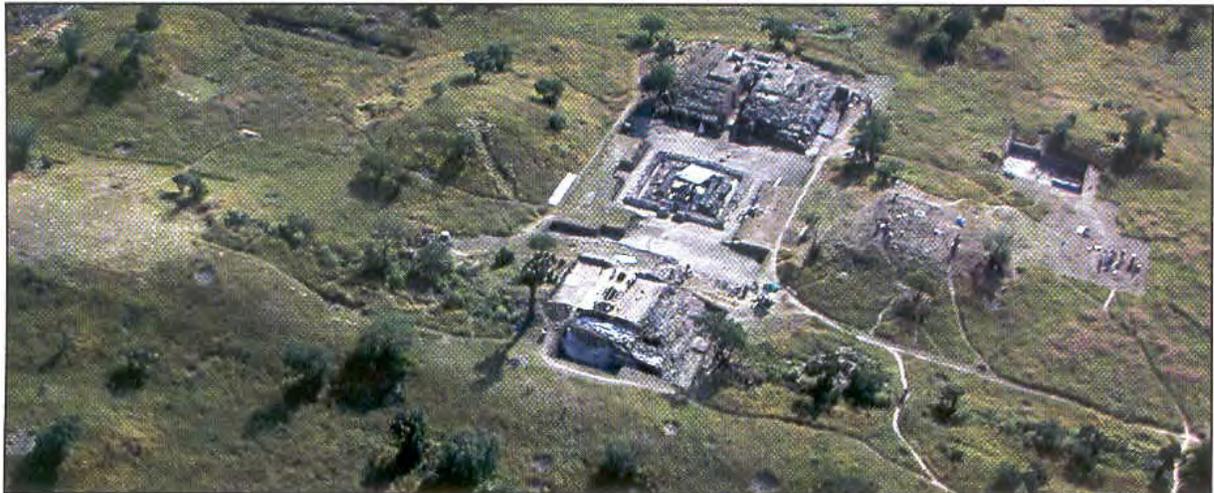


Figura 29. Localización de los sitios Xalla y Teopancazco en Teotihuacan [Soler-Arechalde et al., 2006].

Las dimensiones de este complejo monumental son 174 m en sentido norte-sur y 213 m en dirección este-oeste, lo que abarca una superficie aproximada de 35,554 m<sup>2</sup>. Es probable que este conjunto tenga una gran antigüedad y prolongada historia constructiva; además, la presencia de un muro que lo delimita le da privacidad. Xalla está integrado por 29 edificaciones, 8 amplias plazas, y un templo central, lo que hace suponer un carácter multifuncional. En el pasado contuvo pinturas murales que fueron saqueadas, así como esculturas monumentales y objetos suntuarios, entre ellos fragmentos de incensarios, mica, pizarra, piedra verde, concha, etcétera [Manzanilla y López Luján, 2001].

En 1997 dio inicio el proyecto “Teotihuacan: élite y gobierno” del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, bajo la dirección de Linda R. Manzanilla. Éste fue concebido como un estudio integral de los conjuntos arquitectónicos Teopanazco y Xalla cuyo objetivo era recuperar el mayor número de evidencias de los grupos de la élite teotihuacana [Manzanilla y López Luján, 2001]. Se llevaron a cabo seis temporadas en Teopanazco (Manzanilla 1997-2000) y dos años más tarde se ampliaron los trabajos a Xalla a través de la creación de un nuevo proyecto en donde participaron la UNAM y el Instituto Nacional de Antropología e Historia (Figura 30) [Manzanilla y López Luján, 2001]. Como resultado de estos trabajos, gran cantidad de material cerámico de la región fue encontrado y clasificado.

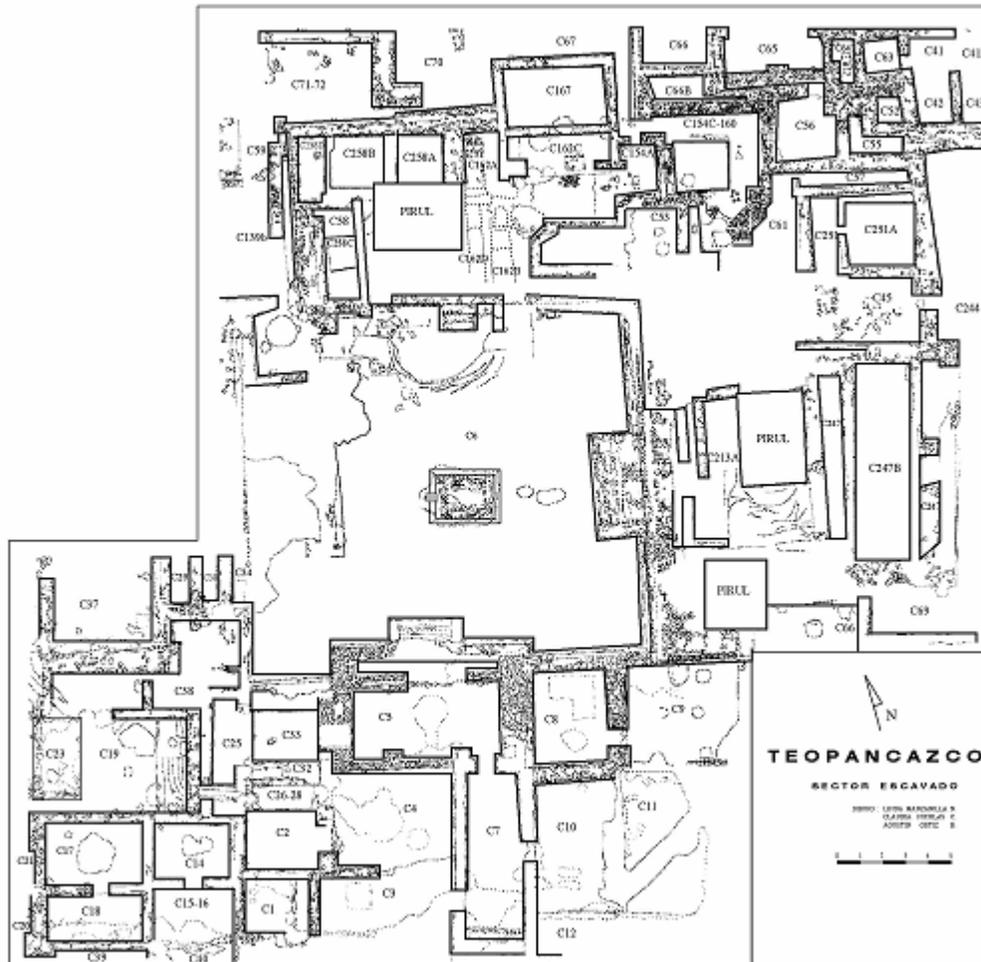


*Figura 30. Excavación del complejo palaciego Xalla, posible residencia de los gobernantes (Foto: Leonardo López Luján en Cowgill, 2003).*

#### *4.3.10.3 El proyecto Teopanazco, una investigación interdisciplinaria*

Teopanazco es una zona residencial teotihuacana de clase media alta localizada en la periferia sureste de la ciudad, con dimensiones aproximadas de 60 x 60 m (Figura 29). Como parte del

proyecto “Teotihuacan: élite y gobierno”, este conjunto habitacional ha sido excavado desde 1997 durante 13 temporadas de campo (Figura 31).



**Figura 31. Zona excavada de Teopancazco. Mapa elaborado por L.R. Manzanilla, C. Nicolás, y R. Gómez Jaimes.**

Recurriendo a una metodología interdisciplinaria, el objetivo del estudio ha sido conocer la forma de vida de la sociedad de élite, en el periodo correspondiente a los siglos IV, V y VI de nuestra era. Los estudios se han concentrado en las etapas Tlamimilolpa, Xolalpan y Metepec (200-600 DC). La información recopilada ha servido para hacer estudios de fauna, flora, individuos migrantes y lazos de parentesco; también se elaboraron mapas de distribución de los materiales arqueológicos como cerámica, lítica (principalmente obsidiana), hueso, concha, etc. En este proyecto se han aplicado varias técnicas de datación a los materiales localizados en las áreas de actividad, tales como radiocarbono, arqueomagnetismo, termoluminiscencia y colágeno residual [Manzanilla, 2003a]. Manzanilla [2007] ha comprobado la existencia de una gran plaza con altar y templos, así como algunos indicios de un sector administrativo y un componente artesanal muy especializado. También

supone que a la cabeza de este centro de Barrio yacía una “casa” con nobles de la élite intermedia y un componente militar que funcionaba como guardia. En Teopancazco la transición entre Tlamimiliolpa y Xolalpan temprano, ocurrida alrededor de 350 DC, está relacionada con una serie de rituales de terminación que pusieron fin a esa etapa constructiva, y representó el inicio de un nuevo periodo con un cambio drástico de organización [*Manzanilla 2006*].

## **5. Técnicas de datación y fechas disponibles**

### **5.1 Introducción**

Los materiales arqueológicos permiten estudiar las fluctuaciones del campo geomagnético en dirección e intensidad, proporcionando así un registro de alta resolución temporal de la variación secular en los milenios recientes.

La construcción de una curva maestra de variación secular requiere del acopio de una buena cantidad de datos arqueomagnéticos de una misma área geográfica. Luego, éstos deben relacionarse con información cronométrica establecida de forma independiente sobre el momento en el que adquirieron su magnetización remanente. Una curva bien constituida permite hacer dataciones bastante precisas en objetos que pertenecen a su misma región geográfica, y puede conseguirse buscando la coincidencia de alguno de sus parámetros magnéticos con aquellos previamente establecidos, obteniéndose así una o varias edades posibles. Para elegir entre ellas a la más probable, es preciso recurrir a la información arqueológica, o complementar y cruzar la información con aquella obtenida por otros métodos no radiométricos usados frecuentemente en los estudios arqueológicos.

En ocasiones hay sitios y objetos que están relacionados directamente con eventos históricos bien conocidos, lo que permite la asignación de una edad precisa dentro de un rango de pocos años. No obstante, en la mayoría de los casos las fechas deben obtenerse de otras maneras, lo que implica también la asignación de incertidumbres que en general abarcan desde pocas décadas hasta siglos. Como se advierte, la realización de dataciones precisas durante el proceso de construcción de una curva maestra de variación secular es de fundamental importancia en el éxito de los estudios arqueomagnéticos.

Para fechar los materiales arqueológicos, se utilizan varias técnicas que permiten su ubicación histórica. En las muestras del presente estudio de arqueomagnetismo se ha utilizado el método de

radiocarbono asociado a cerámicas, con el objetivo de proporcionar edades en una escala de tiempo absoluta. A continuación se explicará con amplitud, y también se expondrán brevemente algunas otras técnicas de datación usadas en arqueología.

## 5.2 Método de datación por radiocarbono asociado

### 5.2.1 Introducción

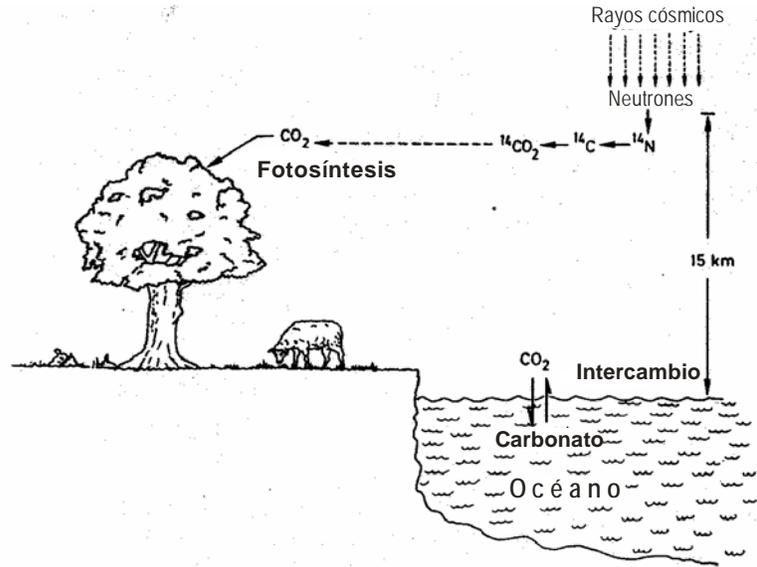
Los rayos cósmicos son núcleos atómicos, principalmente protones, que viajan a través del espacio interestelar a velocidades relativistas. Durante su recorrido a través de la galaxia bombardean continuamente a la Tierra, y al entrar en contacto con la materia en las capas altas de la atmósfera, se generan neutrones rápidos. Éstos interactúan con los núcleos de los átomos estables, quienes los absorben propiciando su transformación. Es de esta forma como los átomos de nitrógeno 14 se convierten en átomos inestables de carbono 14 ( $^{14}\text{C}$ ) [Dickin, 1995]; éste y otros núcleos radiactivos cosmogénicos pueden usarse como herramientas de datación y como trazadores radiactivos.

El  $^{14}\text{C}$  es el isótopo radiactivo del elemento carbono y se le conoce también como radiocarbono [González y Beramendi, 2005]. Es químicamente idéntico a los otros átomos de carbono no radiactivos, tales como  $^{12}\text{C}$  y  $^{13}\text{C}$ , aunque difiere de ellos por tener más neutrones. Este hecho le aporta una ligera inestabilidad posibilitando su decaimiento. Cuando lo hace, emite radiación nuclear en forma de partículas beta, una por cada átomo que decae, transmutando en nitrógeno 14, el cual no es radiactivo [Dickin, 1995].

El decaimiento del radiocarbono es espontáneo y sucede a una tasa inmutable, que no es perturbada por el clima o el ambiente: en una muestra aislada, los átomos de  $^{14}\text{C}$  decrecen un 1% cada 83 años; entonces, en un tiempo de 5730 años, sólo restarán la mitad de los átomos que existían inicialmente [Aitken, 1990].

Los átomos de  $^{14}\text{C}$  que se generan en la atmósfera reaccionan con oxígeno formando moléculas de dióxido de carbono ( $^{14}\text{CO}_2$ ) y por medio de la fotosíntesis se incorporan en las plantas vivas. Luego, con la ocurrencia de la cadena alimenticia, el  $^{14}\text{C}$  llega a formar parte de todo ser vivo, animal o vegetal, de la biosfera. El radiocarbono del  $\text{CO}_2$  también entra en los océanos en forma de carbonato disuelto y por ello se encuentra presente en cualquier concha o depósito formado a partir de él [Aitken, 1990]. El

conjunto atmósfera, biosfera y océanos es conocido como *reservorio de intercambio de carbono* (Figura 32).



*Figura 32. Reservorio de intercambio de carbono. El  $^{14}\text{C}$  presente en el  $\text{CO}_2$  de la atmósfera entra en la biosfera por medio de la fotosíntesis, y en el océano a través del intercambio que ocurre en su superficie [Aitken, 1990].*

Mientras están vivos, las plantas y los animales se encuentran en equilibrio con la concentración atmosférica de  $^{14}\text{C}$ . Esto significa que el número de átomos de  $^{14}\text{C}$  asimilado es igual al número de átomos que decaen. Al morir sin embargo, los organismos dejan de metabolizar  $^{14}\text{C}$  pero el decaimiento continúa. Es por ello que la concentración inicial de radiocarbono comienza a disminuir [González y Beramendi, 2005].

### 5.2.2 La ecuación de datación con radiocarbono

Sea  $N$  el número de núcleos radiactivos de  $^{14}\text{C}$  presentes en una muestra en cualquier instante. La razón de cambio de  $N$  con respecto al tiempo es:

$$\frac{dN}{dt} = -\tau N \quad (5.1)$$

donde  $\tau$  es la constante de decaimiento. El signo menos indica que  $dN/dt$  es negativa, es decir,  $N$  disminuye con el tiempo. Escribiendo (5.1) en la forma:

$$\frac{dN}{N} = -\tau dt \quad (5.2)$$

se integra, para obtener:

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = -\tau \int_0^t dt \quad (5.3)$$

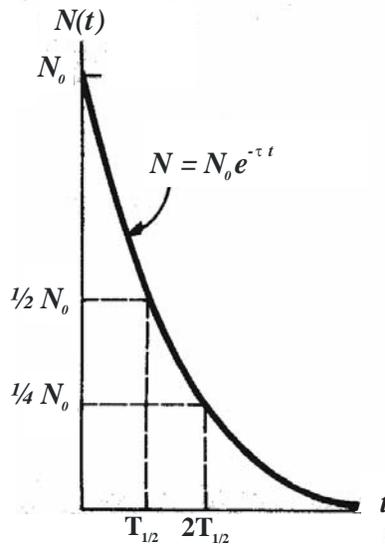
Entonces, 
$$\ln\left(\frac{N}{N_0}\right) = -\tau t \quad (5.4)$$

o: 
$$N = N_0 e^{-\tau t} \quad (5.5)$$

donde  $N_0$  es el número de núcleos radiactivos cuando  $t = 0$ . La razón de decaimiento de partículas beta por unidad de masa, conocida como *actividad* ( $A$ ), se obtiene al diferenciar la ecuación (5.5) con respecto al tiempo:

$$A = \left| \frac{dN}{dt} \right| = N_0 \tau e^{-\tau t} = A_0 e^{-\tau t} \quad (5.6)$$

donde  $A_0 = N_0 \tau$  es la actividad cuando  $t = 0$ , y  $A = \tau N$ . Se observa que tanto  $N$  como  $A$  disminuyen exponencialmente con el tiempo (Figura 33).



**Figura 33. Gráfica de la ley de decaimiento exponencial para los núcleos radiactivos. El eje vertical representa el número de núcleos radiactivos presentes en cualquier instante  $t$ , y el eje horizontal es el tiempo. El tiempo  $T_{1/2}$  es la vida media de la muestra [Serway, 1993].**

Un parámetro útil para caracterizar el decaimiento de un núcleo particular es el *tiempo de vida media*, ( $T_{1/2}$ ). Éste se define como el tiempo que tarda la mitad del número de núcleos radiactivos en decaer. Haciendo  $N=N_0/2$  y  $t=T_{1/2}$  en (5.5) se obtiene:

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\tau T_{1/2}} \quad (5.7)$$

Esto es lo mismo que  $e^{\tau T_{1/2}} = 2$ , y aplicando logaritmo natural:

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\tau} = \frac{0.693}{\tau} \quad (5.8)$$

Para determinar la edad de un objeto orgánico hay que encontrar la fecha de su muerte, momento en el cual dejó de asimilar  $^{14}\text{C}$ . Partiendo de (5.6):

$$e^{-\tau t} = \frac{A}{A_0} \quad (5.9)$$

La actividad  $A$  puede medirse en la muestra directamente, y  $A_0$  es el valor de  $A$  para  $t=0$ , es decir, la actividad inicial en equilibrio con la atmósfera. De aquí finalmente:

$$t = \tau \ln \left( \frac{A_0}{A} \right) \quad (5.10)$$

La ecuación (5.10) define la base de la datación radiocarbónica, que compara la actividad hallada en una muestra al día de hoy ( $A$ ) con la actividad que se presume tuvo la muestra en el momento en el que fue formada ( $A_0$ ) [Aitken, 1990].

En la década de los cincuenta, el químico estadounidense Willard F. Libby determinó por primera vez la constante de decaimiento del  $^{14}\text{C}$  y el tiempo de vida media, hallando valores  $\tau = 8033$  años y  $T_{1/2} = 5568$  años. Luego desarrolló el método de datación por radiocarbono basándose en las siguientes premisas [Libby, 1966]:

- 1.- La atmósfera tiene una actividad de  $^{14}\text{C}$  constante como resultado de la compensación producción-decaimiento, y por ello su contenido global está en equilibrio.
- 2.- No deben suceder procesos de fraccionamiento que alteren las relaciones isotópicas de  $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  y  $^{12}\text{C}$ .
- 3.- El reservorio de carbono es un sistema cerrado, pues las moléculas orgánicas complejas no pueden intercambiar carbono con el ambiente después de su muerte.

Las fechas obtenidas con base en los valores propuestos por Libby se conocen como “edades convencionales”. Con el paso del tiempo el método se ha perfeccionado, y los parámetros han sido ajustados. La Universidad de Cambridge recalculó la tasa de decaimiento, obteniendo una vida media  $t_{1/2} = 5730$  años y un tiempo de vida o constante de decaimiento  $\tau = 8267$  [González y Beramendi, 2005].

Actualmente se sabe que las premisas que Libby planteó como base del método no son completamente ciertas: la producción de  $^{14}\text{C}$  y su contenido relativo en los diferentes reservorios han sufrido fluctuaciones a lo largo del tiempo, ocasionadas por factores como cambios en el flujo de la radiación cósmica, en la actividad solar, en la intensidad del campo magnético dipolar terrestre, y en las pruebas nucleares [Dickin, 1995]. Como consecuencia, es muy probable que el valor  $A_0$  para una muestra vieja sea diferente al valor  $A_0$  que correspondería a la actividad del carbono dentro del reservorio en el presente, por lo que utilizarlo así conduciría a errores en la determinación de las fechas. Para superar estos inconvenientes y adecuar el método a la realidad, las dataciones con radiocarbono suelen corregirse utilizando curvas de calibración, que se explicarán posteriormente.

### 5.2.3 Medición

Existen varias maneras de medir la actividad de una muestra, es decir, la tasa de partículas beta emitidas por gramo del total de carbono. En los inicios del método, la detección se hacía con un contador beta, que precisa de una muestra con varios gramos de carbono. El tiempo requerido para el conteo es relativamente largo, de un día o más dependiendo de la edad. Pese a ello, entre sus ventajas se encuentra la gran precisión estadística alcanzada, que puede llegar a ser de  $\pm 0.5\%$ .

Más tarde se empezaron a usar contadores proporcionales de gas, para lo cual es necesario convertir la muestra en  $\text{CO}_2$ , metano o acetileno. Después se introdujeron los contadores de centelleo líquido, que requieren la conversión del carbono de la muestra en benceno. En ese caso la emisión de partículas beta se detecta por medio de un haz de luz producido por el centellador [Aitken, 1990].

Actualmente se fecha utilizando un espectrómetro de masas con acelerador (AMS), que se basa en el siguiente principio: cuando una partícula cargada eléctricamente se mueve en presencia de un campo magnético, una fuerza actúa sobre ella ocasionando que su camino se curve. A diferentes pesos de las partículas, sus curvaturas serán distintas. Aprovechando este fenómeno, un haz de iones de carbono puede ser separado en haces de  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  y  $^{14}\text{C}$ , y de esta forma se mide la actividad de los átomos de radiocarbono. El acelerador nuclear provoca que los iones viajen a altas velocidades, y esto posibilita que sean detectados [Aitken, 1990].

Entre las ventajas de este método se encuentra que el tamaño de la muestra requerido es menor por varios órdenes de magnitud respecto al de los otros procedimientos, lo que permite fechar objetos tan pequeños como una simple semilla. En esta técnica la preparación química de la muestra representa el mayor porcentaje de tiempo invertido, pues después de eso la medición se obtiene en pocas horas.

#### **5.2.4 Estrategia de muestreo**

El criterio de muestreo para la datación radiocarbónica propone ciertas medidas que son determinantes para su éxito. Como se mencionó previamente, los troncos de los árboles producen anillos de crecimiento anuales bien definidos, lo que posibilita que a cada uno de ellos se le asigne un año en el calendario absoluto. Los anillos externos son los que crecieron al final de la vida del árbol y los interiores corresponden a sus primeros años, pero todos tienen el registro de la cantidad de  $^{14}\text{C}$  que había en el reservorio de intercambio del año en que se formaron.

Cuando se quiere fechar madera asociada a otro evento con el método de radiocarbono, es importante distinguir entre las muestras de larga vida (vigas para construcción, por ejemplo) de las de corta duración (objetos rituales o de tumbas). Una fecha obtenida a partir de maderas utilizadas en edificios, no sería necesariamente relativa a la de su construcción o a la de la caída del árbol, sino a la de la capa de crecimiento usada para el fechamiento [Aitken, 1990].

Por otra parte, existen diferentes niveles de confianza en las muestras de acuerdo a las condiciones en las que fueron halladas. Waterbolk [1971, 1983] propuso la siguiente asociación arqueológica, que categoriza a las muestras según la certeza de asociación con otros objetos, para su datación:

##### **A) Certeza completa**

La muestra medida viene del objeto arqueológico mismo. Ejemplos son huesos humanos de una tumba, canoa hecha de tronco de árbol, llanta de carreta, pilar de una casa, materia orgánica dentro de una pieza de cerámica.

##### **B) Alta probabilidad**

Hay una relación funcional directa entre el material orgánico que es medido y el contexto arqueológico encontrado. Ejemplos: partes del ataúd carbonizado en una tumba, granos carbonizados en un basurero con tiesto, carbón de leña en una urna, fogón en el piso de una casa.

##### **C) Probabilidad**

No hay una relación funcional demostrable entre la muestra medida y el material arqueológico, pero la cantidad de materia orgánica y el tamaño de los fragmentos argumentan a favor de la relación. Ejemplo: concentración de carbón de leña en un basurero o en una etapa de ocupación.

#### ***D) Probabilidad razonable***

Como en C, pero los fragmentos son pequeños y dispersos. Ejemplos: partículas de carbono en una tumba.

#### ***5.2.5 Precisión estadística***

El decaimiento radiactivo es un proceso aleatorio, y por ello, la tasa de emisión de partículas beta que se determinan mediante el conteo en un intervalo finito de tiempo, probablemente será diferente de aquella determinada en un tiempo infinitamente grande. A mayor tiempo de observación, la desviación porcentual será menor.

Supóngase que  $N$  es el número de partículas contadas; el error estándar  $\sigma$  se define como  $N^{1/2}$ . Con una precisión de  $\pm 1\sigma$ , hay una probabilidad de 68% de que el valor real de decaimiento caiga dentro de los límites  $N \pm 1\sigma$ . Si se quiere una probabilidad de 95%, los límites de error se amplían a  $\pm 2\sigma$ , y para el 99.7% se extienden hasta  $\pm 3\sigma$ . Esta incertidumbre estadística se refleja en la incertidumbre alrededor del valor verdadero de la edad de radiocarbono: a mayor porcentaje de probabilidad deseado, mayor será el intervalo que abarque la fecha encontrada [Aitken, 1990]. En consecuencia, una edad obtenida mediante el análisis de radiocarbono no proporcionará un año específico, sino la probabilidad de que la muestra provenga de un lapso de decenas o hasta centenas de años (Figura 34).

En la búsqueda de una edad siempre es mejor hacer dos dataciones, para asegurarse de que no están influyendo otros efectos como errores experimentales, contaminación, etc. Si con el nivel de confianza de 68% ( $\pm 1\sigma$ ) las dos mediciones se traslapan, entonces la confianza queda reforzada. Si con un nivel de  $\pm 2\sigma$  no hay traslape, entonces las dos mediciones están en duda y hay que hacer una tercera.

Además de la incertidumbre estadística que se debe a la aleatoriedad del decaimiento radiactivo, en el cálculo de una edad radiocarbónica hay otras incertidumbres experimentales, así como aquella derivada del hecho de calibrar la edad convencional a una fecha de calendario.

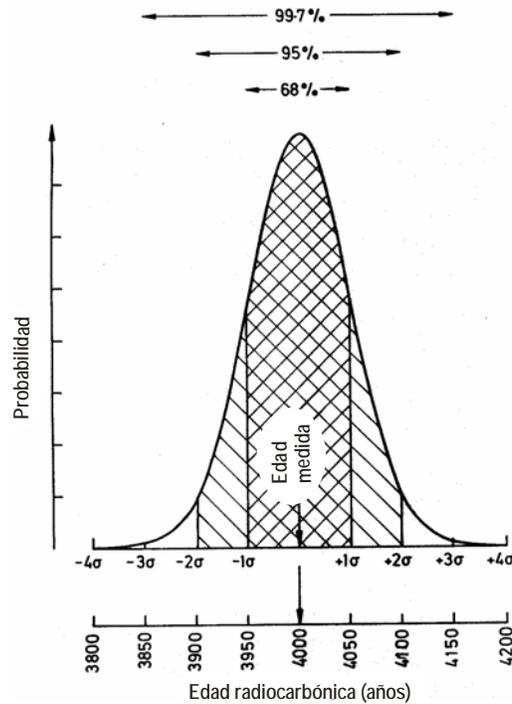


Figura 34. Probabilidad de que la edad verdadera difiera de la edad medida por una cantidad dada ( $\pm 1\sigma$ ,  $\pm 2\sigma$  ó  $\pm 3\sigma$ ) expresada en términos del error estándar  $\sigma$ . La probabilidad de que la edad verdadera caiga dentro de cierto intervalo está dada por el área bajo la curva para ese intervalo; las probabilidades de la edad verdadera cayendo dentro de  $\pm 1\sigma$ ,  $\pm 2\sigma$  ó  $\pm 3\sigma$  de la edad medida se indican en la parte superior [Aitken, 1990].

### 5.2.6 Curvas de calibración

Durante los pasados milenios, la actividad del radiocarbóno ha presentado variaciones debido a diferentes causas. Entre ellas están la influencia del campo magnético (inversiones y excursiones), y la actividad solar (manchas y explosiones). Pero sin duda uno de los mayores disturbios ha sido ocasionado por algunas actividades humanas realizadas en épocas recientes [Dickin, 1995].

El uso de combustibles fósiles como carbón y petróleo provoca la liberación de grandes cantidades de  $\text{CO}_2$  a la atmósfera, en las cuales el  $^{14}\text{C}$  ya ha decaído. Este carbono “viejo” diluye la concentración de  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera, y como consecuencia, en la vecindad de las grandes ciudades se observa una depresión en la concentración de radiocarbóno atmosférico.

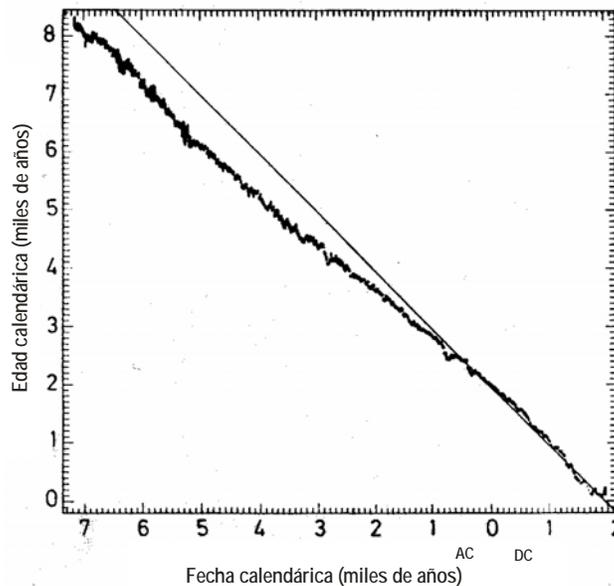
Por otro lado, durante la realización de pruebas con armas nucleares se liberan neutrones que propician la formación de toneladas de  $^{14}\text{C}$ . Este efecto se pudo observar a mediados de los años 70s,

cuando la actividad atmosférica de  $^{14}\text{C}$  era aproximadamente el doble que en la era prenuclear [Aitken, 1990].

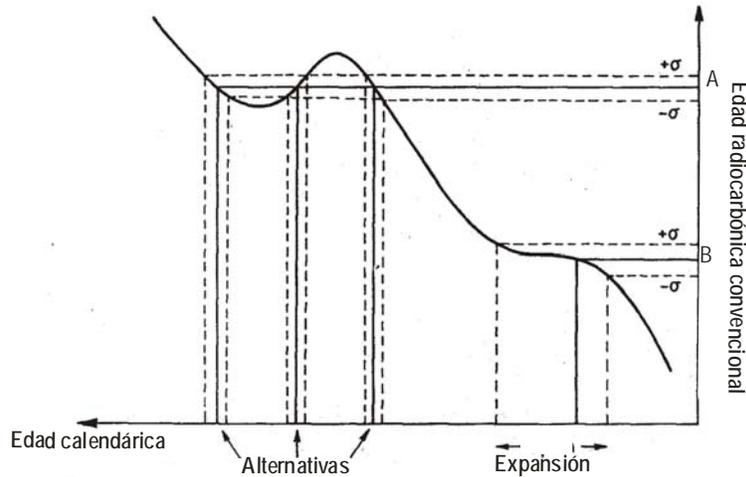
La ocurrencia de uno o varios de los fenómenos anteriores que modifican la concentración de radiocarbono en la atmósfera, alteran la cantidad de  $^{14}\text{C}$  que plantas y animales asimilan a lo largo de sus procesos de vida. El uso de curvas de calibración que compensen estos efectos para cada época es indispensable para la asignación de una fecha calendárica corregida.

Una alternativa para construir curvas de calibración es mediante la utilización de las capas de crecimiento anuales de los glaciares. Sin embargo, la forma más precisa es recurriendo a la dendrocronología: las edades de los anillos de crecimiento anuales de ciertos árboles muy longevos se relacionan con la variación de la actividad de  $^{14}\text{C}$  medida en ellos.

En los años recientes se han hecho grandes esfuerzos por alcanzar rangos de edades cada vez mayores. En 1970 Ferguson presentó una cronología maestra continua que alcanza los 7000 años. Suess propuso en el mismo año otra curva continua de calibración que abarca desde 5200 AC hasta el presente. De entonces a la fecha las curvas de calibración se han seguido ajustando y mejorando (Figura 35). No obstante, su forma irregular es un factor que introduce ambigüedades tales como la posible asignación de más de una fecha de calendario a una edad convencional, o la expansión o reducción de la incertidumbre en la fecha de calendario con respecto a la convencional (Figura 36).



**Figura 35 . Curva de calibración que ajusta la edad convencional de radiocarbono con la edad de calendario, basada en muestras de madera fechadas dendrocronológicamente. La línea sólida muestra la relación ideal que existiría si la vida media usada para el cálculo de las edades convencionales fuera exacta [Pearson 1987].**



**Figura 36. Conversión de edades convencionales a edades de calendario utilizando una curva de calibración. A la edad de radiocarbono A le corresponden tres edades calendáricas. Debido a la “meseta” en la curva de calibración, en la edad B los límites de error  $\pm\sigma$  aumentan substancialmente la incertidumbre de la edad radiocarbónica correspondiente [Aitken 1990].**

En cualquier caso, aún en una sección donde la curva de calibración no presente irregularidades, ésta tiene siempre un error intrínseco, el cual debe combinarse con el error de la edad convencional y así aplicarse en la fecha de calendario. En la Figura 37 se muestran ejemplos de la determinación de los intervalos de la fecha calendárica que corresponden al 68% y al 95% del límite de error en la edad convencional. Generalmente los reportes de dataciones deben integrar el error correspondiente al 95%, lo cual, como se aprecia, hace que el intervalo de edad sea considerablemente mayor.

Las curvas de calibración usadas en los tiempos recientes han sido construidas con base en mediciones de alta precisión, y están bajo constantes revisiones y ajustes. La más reciente, “*IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration*” [Reimer et al, 2004], cubre hasta 26,000 años AP y ha sido realizada con la participación de varios laboratorios. La Figura 38 muestra algunos segmentos de la curva *IntCal04*, y la Figura 39 un ejemplo de calibración con ésta comparado con uno que utiliza la curva previa de 1998 (*IntCal98*).

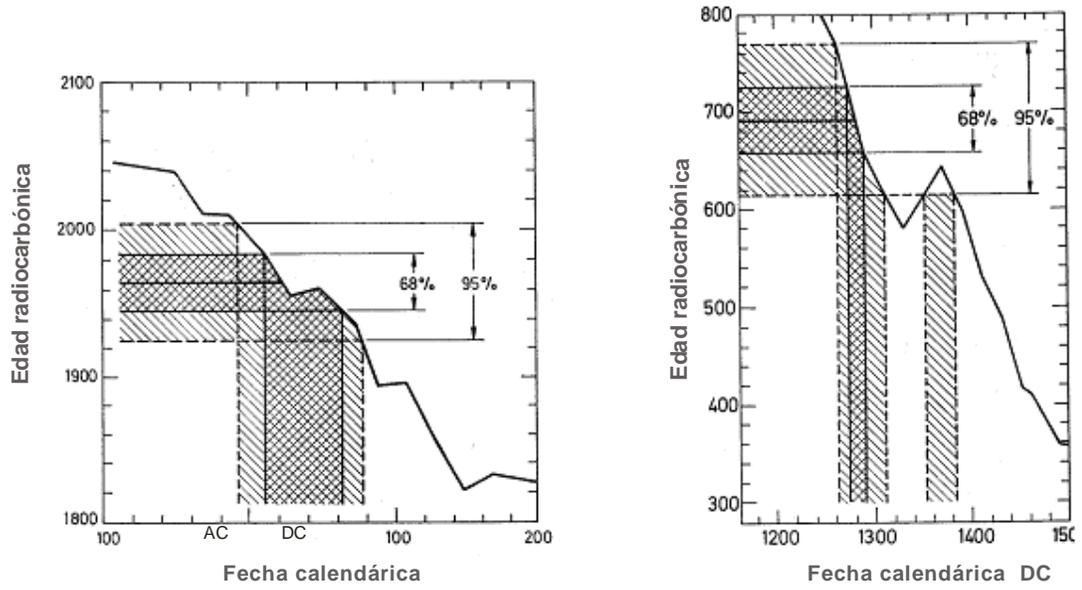


Figura 37. Ejemplos de calibración de edad radiocarbónica en muestras de control fechadas con el método AMS [Aitken, 1990].

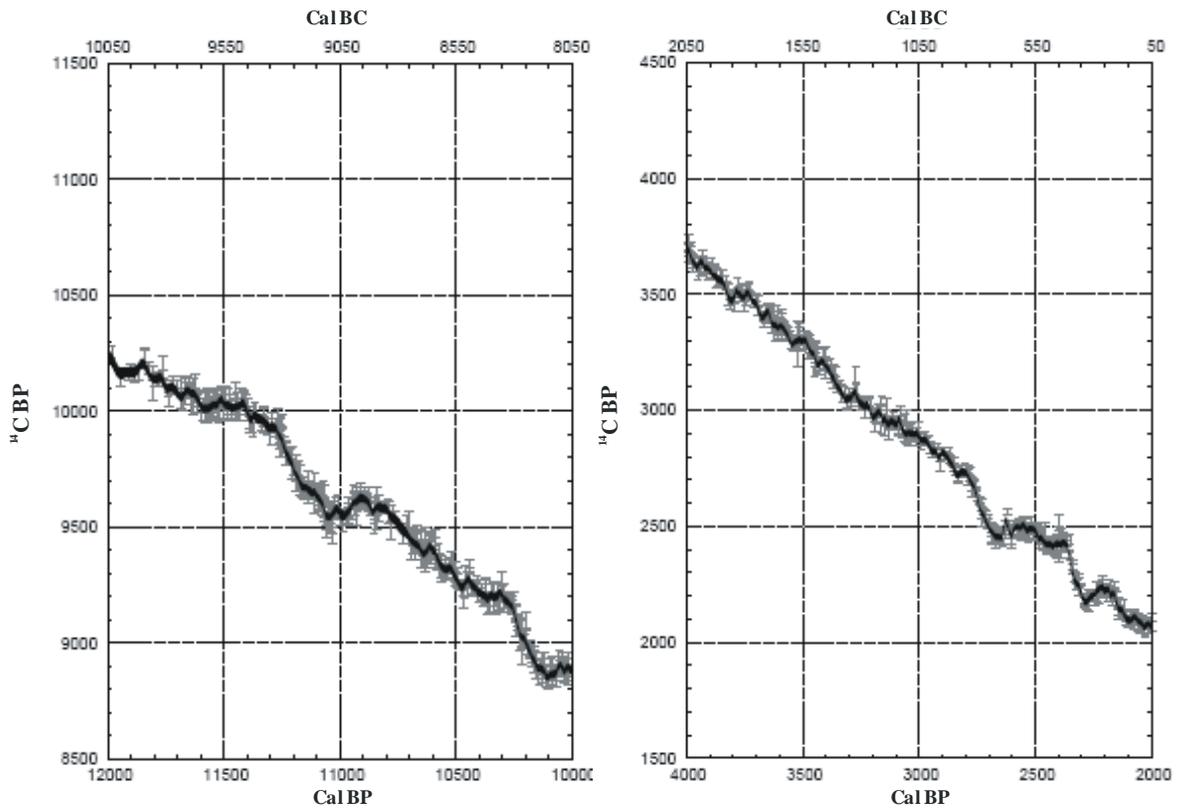
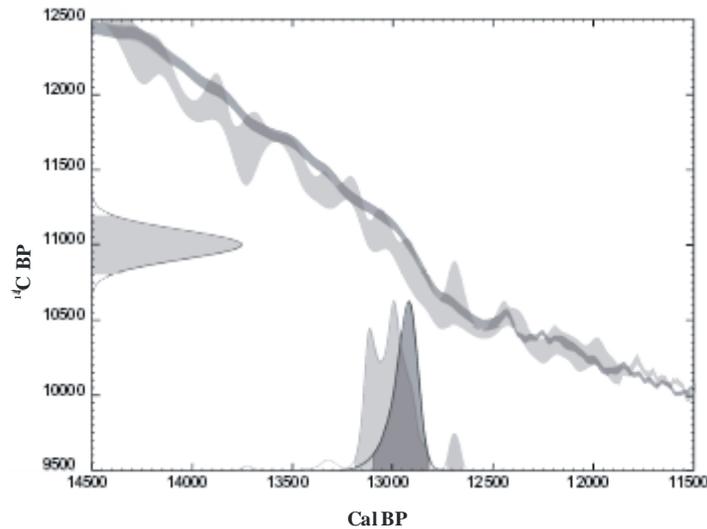


Figura 38. Curva de calibración terrestre Intcal04 con barras de error de una desviación estándar para los periodos 12,000-10,000 AP y 4,000-2,000 AP [Reimer et al., 2004].

Las curvas de calibración representan la mejor opción para asignar a dataciones convencionales radiocarbónicas, fechas calendáricas que tengan un sentido real en el contexto histórico. Sin embargo como ya se ha visto, esto generalmente implica algunas ambigüedades difíciles de interpretar. Para resolver este inconveniente, es preciso aplicar constricciones históricas que permitan discriminar entre las diferentes fechas propuestas.



*Figura 39. Distribuciones de probabilidad calibradas para una edad hipotética de  $^{14}\text{C}$  de  $11,000 \pm 100$   $^{14}\text{C}$  AP calibrada con IntCal98 (gris claro) e IntCal04 (gris oscuro) mostrando rangos de edades de calibración de 95% [Reimer et al., 2004].*

## 5.3 Otros métodos de datación

### 5.3.1 Asociación estratigráfica

Utiliza las dataciones previamente realizadas en etapas estratigráficamente anteriores o posteriores a la etapa de estudio, para asociarle a ésta una edad relativa a las demás. Esta técnica puede proveer fechas exactas si las fases están bien identificadas, y si se han tomado en cuenta los niveles no horizontales, depósitos culturales, así como intrusiones y canales erosivos que cortan la estratigrafía [Bowles et al., 2002]. Desafortunadamente, hay ocasiones en las que las capas de los suelos y la estratigrafía no son visibles, por lo que se asigna, arbitrariamente, la misma edad a todos los objetos encontrados en la misma profundidad, ocasionando errores en la datación [Harris, 1989].

### 5.3.2 *Estilo cerámico*

La cerámica es quizá el material más frecuentemente hallado en los contextos arqueológicos. Su estudio a nivel macroscópico discrimina entre la elaboración con diferentes materias primas, la técnica de manufactura, la relación función-forma, y las características estilísticas de la decoración [Manzanilla y Barba, 1995]. Para lograrlo se analizan los siguientes aspectos:

- 1.- Pasta: se observa la porosidad, el grosor de su textura y el tipo de inclusiones no plásticas (por ejemplo arena, mica, concha molida, tiestos molidos, etc.).
- 2.- Color de la sección transversal: en él se puede apreciar si la cerámica fue cocida en atmósfera oxidante, reductora o en ambas.
- 3.- Acabado: se distingue entre las técnicas de manufactura que se usan para formar la pieza, tales como modelado a mano, enrollado, moldeado o torneado (utilizadas en Mesoamérica), y las técnicas que dan un acabado a la vasija (alisado, pulido y bruñido).
- 4.- Color: se deriva de la aplicación de una capa con pigmentos, de la cocción y de la atmósfera en la que fue cocido.
- 5.- Forma: generalmente depende de la función a la que está destinado el objeto.
- 6.- Decoración: puede ser incisa, grabada o excavada, pintada, al pastillaje, etc. En muchos casos está relacionada con el destino del objeto, como por ejemplo, ritual [Manzanilla y Barba, 1995].

A nivel microscópico se estudian las propiedades químicas, que incluyen pruebas de fosfatos y carbonatos, plasticidad, pérdida de humedad, concentración, color y textura final después de la cocción. También se investigan las propiedades mecánicas que permiten conocer la respuesta del material ante la aplicación de esfuerzos y las variaciones ante el cambio de temperatura. Por último mediante pruebas orgánicas se detectan sustancias tales como resinas, miel, aceites, etc., que contribuyen a conocer el uso a que fueron destinados los objetos [Manzanilla y Barba, 1995].

El estudio y clasificación de los objetos mediante las técnicas mencionadas permite establecer una cronología basada en los estilos de cerámica. Éstos se asocian a un periodo cultural bien definido y de corta duración cuando se les asigna una edad determinada por métodos absolutos de datación. Los rangos de edad suelen ser amplios, por lo que no hay que esperar obtener dataciones en intervalos de

tiempo cortos. No obstante, esta técnica logra acotar el tiempo en el que las piezas de cada estilo fueron fabricadas, y proporciona edades relativas entre ellas.

### **5.3.3 *Hidratación de obsidiana***

Cuando la obsidiana absorbe agua se transforma en una configuración más estable llamada perlita [García Bárcena, 1974]. Un objeto enterrado de este material es capaz de asimilar el agua proveniente del ambiente en el que se encuentra. Este principio es la base para este tipo de datación, que midiendo la capa de perlita logra deducir cuánto tiempo lleva enterrado el objeto. El intervalo de edad en el cual funciona está entre 300 y 500,000 años.

### **5.3.4 *Dendrocronología***

Los árboles que crecen en latitudes con marcados contrastes estacionales, producen en sus troncos anillos anuales de crecimiento bien definidos. Esta característica permite asignar a cada uno de esos anillos un año en el calendario absoluto de forma precisa e inequívoca. Los árboles de la misma especie y zona presentarán el mismo patrón de anillos. Por lo tanto si se compara la secuencia de crecimiento de troncos cada vez más antiguos, se puede llegar a elaborar la cronología de un territorio.

Una datación dendrocronológica directa se limita a la madera de aquellas especies que hayan proporcionado una serie directora que se remonte hacia atrás, desde la actualidad. Entonces, cuando es posible asociar estratigráficamente objetos de madera con trozos de cerámica, este método provee una precisión excepcional, pues la datación tiene una incertidumbre de solamente un año [Dean, 1997].

En América del norte los árboles más longevos son los pinos blancos, y en ellos se han medido edades dendrocronológicamente por encima de los 8,000 años. La dendrocronología se utiliza también como un medio para realizar las curvas de calibración de las dataciones radiocarbónicas.

### **5.3.5 *Termoluminiscencia***

Los materiales con una estructura cristalina como la cerámica, contienen pequeñas cantidades de elementos radiactivos, sobre todo uranio, torio y potasio. Éstos se desintegran a un ritmo constante y conocido, emitiendo radiaciones alfa, beta y gamma, que bombardean la estructura. Con esto los

electrones se ven desplazados, pero quedan atrapados en grietas de la redícula cristalina y se acumulan con el paso del tiempo. Cuando el material cerámico se calienta rápidamente hasta 500° C o más, los electrones retenidos escapan, produciendo un haz luminoso conocido como termoluminiscencia. Las características de este haz permiten deducir la edad del objeto [Aitken, 1997]

Aunque la precisión de otras técnicas como el radiocarbono es mucho mayor que la de termoluminiscencia, este método tiene una ventaja con respecto a aquel: debido a que los trozos de cerámica se fechan directamente, los errores relacionados con la asociación entre artefactos se elimina. La incertidumbre de la termoluminiscencia es del orden de  $\pm 5-10\%$  de la edad estimada, y resulta de los errores derivados de la estimación del nivel natural de radiación a la cual se expuso la muestra [Aitken, 1997].

De las técnicas de datación revisadas, sólo la termoluminiscencia y en ocasiones el radiocarbono pueden usarse directamente para dar una edad absoluta en piezas arqueológicas. No obstante, en la mayoría de las ocasiones no se tienen las condiciones adecuadas ni la disponibilidad de carbón para realizarlas. En general este tipo de dataciones involucran el uso de dos o más métodos, además de la asociación de otros materiales independientemente fechados.

El desarrollo del arqueomagnetismo como herramienta de datación podría ampliar las posibilidades para obtener edades en objetos arqueológicos. De hecho, la incertidumbre en su determinación es tal vez la mayor preocupación en los registros arqueomagnéticos y el aspecto más difícil de mejorar.

Para la elaboración de una curva maestra arqueomagnética de datación, sería ideal contar con fechas obtenidas recientemente (en los pasados 20 años) con el método de  $C^{14}$ , combinadas con al menos uno o dos métodos más, y de ser posible, reducir la incertidumbre a menos de  $\pm 50$  años. No obstante, esta precisión no es fácil de obtener [Bowles *et al.*, 2002].

## **5.4 Edades radiocarbónicas disponibles de los sitios estudiados**

El establecimiento de una cronología para Mesoamérica no ha sido una tarea sencilla. En las primeras investigaciones no fueron pocas las discrepancias relativas a la interpretación del tiempo en el que ocurrieron algunos sucesos. Las primeras edades “absolutas” provenían de correlaciones entre los calendarios maya y cristiano, así como de tradiciones históricas que muchas veces no estaban bien interpretadas. Posteriormente, con el inicio de las excavaciones estratigráficas, comenzaron los

cruzamientos de estilos cerámicos y constructivos. Esto permitió iniciar con las dataciones radiocarbónicas asociadas a objetos, hecho que revolucionó nuestro entendimiento de la cronología mesoamericana [Wolfman 1990]. En los años recientes los esfuerzos por establecer una escala de tiempo más precisa utilizando este método han sido grandes. Además, las mejoras en los equipos y procedimientos de laboratorio así como en las curvas de calibración han permitido ver un avance significativo y cambios constantes en las cronologías propuestas por los distintos autores.

El material estudiado en el marco de este proyecto fue seleccionado por la arqueóloga Linda R. Manzanilla, quien con numerosos estudios en el área, ha logrado compilar y clasificar gran cantidad de piezas de cerámica, algunas de las cuales cuentan con material orgánico asociado.

En el primer sitio de estudio, Cuanalan, excavado en los años setentas por L. Manzanilla y M. Frangipane, se determinaron las edades de ocho muestras mediante la técnica de carbono asociado, en el Istituto di Geochimica de la Università di Roma [Manzanilla, 1985]. Éstas varían entre  $2320 \pm 80$  y  $2060 \pm 90$  A.P.

Por otra parte, algunas de las muestras de Xalla y Teopancazco fueron datadas en el laboratorio Beta de Beta Analytic, en el Center for Applied Isotope Studies de la Universidad de Georgia y en el Institut für Bodenkunde de la Universidad de Hamburgo, Alemania. El rango de edades está entre  $1880 \pm 80$  y  $1425 \pm 25$  AP.

Las fechas convencionales fueron calibradas individualmente utilizando el programa Calib 5.0 [Stuiver et al., 2005] y el programa en línea BCal [Buck et al., 1999, 2001] con la curva de calibración INTCAL\_04 [Reimer et al., 2004] por Laura Beramendi del Laboratorio Universitario de Radiocarbono de la UNAM. También se hizo una calibración utilizando la curva de Fairbanks, que está construida a partir de determinaciones de edades en corales marinos mediante los métodos  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  y  $^{14}\text{C}$ , y se extiende hasta 50,000 AP. El método también desarrolla un modelo estadístico para estimar apropiadamente la conversión de edad radiocarbónica a calendárica, tomando en cuenta los errores combinados en las edades así como las incertidumbres de la calibración. El programa de calibración es de acceso público, y se localiza en el sitio <http://www.radiocarbon.LDEO.columbia.edu/> [Fairbanks et al., 2005]. Los intervalos propuestos por ambos tipos de calibraciones son similares, y para correlacionar con las muestras hemos tomado en cuenta la intersección de la calibración Fairbanks.

Además de las fechas previas, se realizaron seis nuevas determinaciones radiocarbónicas utilizando el método AMS en el Center for Accelerator Mass Spectrometry, del Lawrence Livermore National Laboratory. Sus resultados corresponden a edades entre  $1690 \pm 30$  y  $1800 \pm 35$  AP para las 5 muestras del sitio Teopancazco, y  $465 \pm 30$  para una muestra procedente del centro de la Ciudad de México, en Cuitlahuac (muestra CUI). Las calibraciones para este grupo fueron realizadas por L. Beramendi Orosco, utilizando la estadística Bayesiana, que integra información arqueológica adicional

relacionada al contexto en el cual la muestra fue encontrada, tal como cerámica asociada, estratigrafía, nivel constructivo o información histórica [Beramendi-Orosco et al., 2009]. Esta metodología requiere contar con al menos un parámetro flotante, es decir, un evento alrededor del cual se tiene información cronológica absoluta a priori [Buck et al., 2001].

En la cronología teotihuacana diversos investigadores han reconocido la evidencia de un gran fuego ocurrido en el centro ritual, político y administrativo de la ciudad [e. g. Wolfman, 1990]. Este evento fue datado en 550-650 por Manzanilla (etapa Metepec) [Manzanilla 2003a], y por arqueomagnetismo fue ubicado en  $550 \pm 25$  [Soler-Arechalde et al., 2006].

La calibración con análisis bayesiano fue hecha usando el programa en línea BCal program [Beramendi-Orosco et al., 2009].

Las cerámicas procesadas de algunas áreas de actividad no contaban con carbono asociado que permitiera realizar una datación. No obstante, fue posible acotar un intervalo de edad por medio de la información arqueológica (estilo cerámico y estratigrafía) a cargo de L. Manzanilla. A continuación se presentan las edades radiocarbónicas disponibles para los sitios estudiados.

#### 5.4.1 Edades radiocarbónicas disponibles de muestras del sitio Cuanalan

**TABLA 4**

Muestra (laboratorio)	Descripción	Convencional (a.P.)	desv. est.	calibración Fairbanks			calibración Calib 5.0
				intersección	desv. est.	2 sigma	2 sigma (intervalo mayor probabilidad)
U.Roma 10	Fosas de Y47 Primera ocupación	2320	80	393 a.C.	95	583 a.C. - 203 a.C.	595 a.C.- 191 a.C.
U.Roma 11	Apisonados 4 y 5 de casa 9 (Y47) Primera ocupación	2280	90	354 a.C.	105	564 a.C. - 144 a.C.	553 a.C.- 90 a.C.
U.Roma 9	Casa 1 piso Ap. 16-19 (Y48) Segunda ocupación	2160	70	220 a.C.	107	434 a.C. - 6 a.C.	383 a.C.- 46 a.C.
U.Roma 8	Elemento 4: troncocónico X58 Segunda ocupación	2150	50	211 a.C.	90	391 a.C. - 31 a.C.	361 a.C.- 52 a.C.
U.Roma 7	Casa 1 piso Ap. 13-15 (Y48) Segunda ocupación	2130	100	175 a.C.	138	451 a.C. - 101 d.C.	390 a.C.- 31 d.C.
U.Roma 4	Casa 1 "horno" (Y48) Segunda ocupación	2120	50	163 a.C.	89	341 a.C. - 15 d.C.	235 a.C.- 37 a.C.
U.Roma 5	Casa 8 Ap.1 (7-14) (Y47)	2110	90	149 a.C.	128	405 a.C. - 107 d.C.	376 a.C.- 32 d.C.
U.Roma 6	Elemento 13 (hogar): (S42) Segunda ocupación	2090	50	116 a.C.	82	280 a.C. - 48 d.C.	209 a.C.- 23 d.C.
U.Roma 2	Casa 3 piso (Y56) Segunda ocupación	2060	90	82 a.C.	122	326 a.C. - 162 d.C.	259 a.C.- 91 d.C.
U.Roma 12	Ap. 1 (1-4) (Y46) Tercera ocupación	1894	270	107 d.C.	317	527 a.C. - 741 d.C.	539 a.C.- 667 d.C.
U.Roma 13	Casa 7 Elemento 6 (basurero azteca) Cuarta ocupación	1166	150	864 d.C.	157	550 d.C. - 1178 d.C.	604 d.C.- 1171 d.C.

## 5.4.2 Edades radiocarbónicas disponibles de muestras del sitio Teopanazgo

**TABLA 5**

Muestra (laboratorio)	Descripción	Convencional (a.P.)	desv. est.	calibración Fairbanks			calibración Calib 5.0	
				intersección	desv. est.	2 sigma	2 sigma (intervalo mayor probabilidad)	
Beta 180337	C6 N458-459 E99 AA75 R4	2460	40	590 a.C.	115	820 a.C. 360 a.C.	758 a.C. 412 a.C.	
Beta 180340	C158B N466 E94 R9 AA36 R5	2460	40	590 a.C.	115	820 a.C. 360 a.C.	758 a.C. 412 a.C.	
U Georgia 3	E1 C15 N433 E89 R1 Bajo P2	1960	70	41 d.C.	77	113 a.C. 195 d.C.	114 a.C. 221 d.C.	
Beta 132603	C6 N460 E90 AA37 R3	1880	80	129 d.C.	93	57 a.C. 315 d.C.	45 a.C. 336 d.C.	
Beta 132604	C206 N460 E92 R3 AA37B R3	1860	110	154 d.C.	130	106 a.C. 414 d.C.	101 a.C. 417 d.C.	
Beta 115496	E1 C15 Bajo piso 2 RT300 Techo colapsado del pórtico	1840	60	173 d.C.	77	19 d.C. 327 d.C.	52 d.C. 336 d.C.	
Beta 118121	E1 C15 Techo colapsado y carbonizado	1810	60	211 d.C.	78	55 d.C. 367 d.C.	74 d.C. 352 d.C.	
U Georgia 1	E1 C15-16 N433 E87 R7 Techo colapsado	1780	70	248 d.C.	89	70 d.C. 426 d.C.	84 d.C. 403 d.C.	
Beta 204328	C162F N466 E106 R4 AA144 En 55 bajo P2B	1760	40	274 d.C.	53	168 d.C. 380 d.C.	208 d.C. 385 d.C.	
Beta 159882	C247B N457 E117 AA88 En 24 R8	1750	40	286 d.C.	54	178 d.C. 394 d.C.	209 d.C. 397 d.C.	
Beta 204330	R3 AA216 bajo P3	1750	40	286 d.C.	54	178 d.C. 394 d.C.	209 d.C. 397 d.C.	
Beta 132601	E1 C244 Sobre apisonado 2 del segundo nivel de ocupación	1740	30	297 d.C.	44	209 d.C. 385 d.C.	235 d.C. 388 d.C.	
U Georgia 2	E1 C14 N436 E88 R7	1740	70	297 d.C.	88	121 d.C. 473 d.C.	122 d.C. 433 d.C.	
Beta 115498	E1 C15 Techo colapsado y carbonizado	1730	50	310 d.C.	65	180 d.C. 440 d.C.	210 d.C. 420 d.C.	
Beta 204329	C162F N466 E106 R5 AA144 En 61 bajo P2B	1720	40	322 d.C.	56	210 d.C. 434 d.C.	237 d.C. 412 d.C.	
Beta 132605	C206 N460 E90 AA37 R7	1710	40	335 d.C.	56	223 d.C. 447 d.C.	242 d.C. 414 d.C.	
Beta 204331	C106 N449 E94 AA189 R5 bajo P14	1680	80	368 d.C.	96	176 d.C. 560 d.C.	208 d.C. 547 d.C.	
Beta 204324	C251A N464 E117 AA66 En 15 R1	1660	40	394 d.C.	48	298 d.C. 490 d.C.	317 d.C. 443 d.C.	
Beta 204325	C258C N463 E94 AA103 R2	1610	110	444 d.C.	122	200 d.C. 688 d.C.	212 d.C. 651 d.C.	
Beta 129935	E1 C244 N462 E122 R2/Ap.2 AA35 fogón sobre el apisonado del segundo nivel de ocupación	1590	70	469 d.C.	80	309 d.C. 629 d.C.	325 d.C. 613 d.C.	
Beta 129934	E1 C244 N461 E121 R2/Ap.2 Apisonado del segundo nivel de ocupación	1580	60	481 d.C.	71	339 d.C. 623 d.C.	345 d.C. 605 d.C.	
Beta 204326	C505 N488 E115 AA117 R4/Ap. 1	1540	40	526 d.C.	51	424 d.C. 628 d.C.	426 d.C. 600 d.C.	
Beta 115487	E1 C14 R5	1530	80	531 d.C.	83	365 d.C. 697 d.C.	381 d.C. 657 d.C.	
Beta 132602	C6 N460 E91 R9 AA36 R5	510	60	1415 d.C.	39	1337 d.C. 1493 d.C.	1297 d.C. 1485 d.C.	

### 5.4.3 Edades radiocarbónicas disponibles de muestras del sitio Xalla

**TABLA 6**

Muestra (laboratorio)	Descripción	Convencional (a.P.)	desv. est.	calibración Fairbanks			calibración Calib 5.0
				intersección	desv. est.	2 sigma	2 sigma (intervalo mayor probabilidad)
Beta 204320	Plaza 1 E1 C1 N377 E368 R6/Pi1 RT10819	2100	40	129 a.C.	71	271 a.C. 13 d.C.	206 a.C. 36 a.C.
HAM 3808	E1 C1 N378 E370 R6/Pi1	2080	80	107 a.C.	115	337 a.C. 123 d.C.	53 a.C. 439 d.C.
UNAM 0404	E1 C1 N378 E370 R6/Pi1	2060	60	75 a.C.	86	247 a.C. 97 d.C.	205 a.C. 69 d.C.
HAM 3806	E1 C1 N379 E370 R6/Pi1	2040	45	45 a.C.	58	161 a.C. 71 d.C.	234 a.C. 76 d.C.
HAM 3805	E1 C1 N382 E370 R6/Pi1	1980	60	20 d.C.	66	112 a.C. 152 d.C.	52 a.C. 233 d.C.
HAM 3804	E1 C1 N378 E371 R6/Pi2	1940	60	62 d.C.	63	64 a.C. 188 d.C.	169 a.C. 34 d.C.
UNAM 0401	E1 C1 N380 E367 R6	1920	70	83 d.C.	77	71 a.C. 237 d.C.	60 a.C. 253 d.C.
UNAM 0517	Plaza 1 E1 C1 N377 E368 R6/Pi1 RT10819	1860	50	147 d.C.	64	19 d.C. 275 d.C.	51 d.C. 256 d.C.
Beta 149964	E2C1 N355 E393 R3	1850	40	158 d.C.	56	46 d.C. 270 d.C.	71 d.C. 249 d.C.
Beta 180341 (AMS)	Plaza 1 E4 C1N351 E331 R31 AA53 R3	1850	40	158 d.C.	56	46 d.C. 270 d.C.	71 d.C. 249 d.C.
Beta 159880 (AMS)	Plaza 5 N302 E391 1I/Piso 1	1840	40	171 d.C.	57	57 d.C. 285 d.C.	75 d.C. 255 d.C.
Beta 180347 (AMS)	Plaza 1 E4 C1 N351 E332 -333 AA69 R3	1830	40	185 d.C.	58	69 d.C. 301 d.C.	79 d.C. 257 d.C.
Beta 180343	Plaza 5 N306 E396 1n Piso 1 AA30	1810	70	211 d.C.	89	33 d.C. 389 d.C.	66 d.C. 388 d.C.
Beta 149962	E2C1 N353 E393 R2	1790	60	236 d.C.	78	80 d.C. 392 d.C.	117 d.C. 387 d.C.
Beta 159878 (AMS)	E9C2 N352 E364 R3 bajo Piso 2	1770	40	262 d.C.	53	156 d.C. 368 d.C.	134 d.C. 354 d.C.
Beta 204319	Plaza 1 E1 C1 N382 E363 R6	1770	40	262 d.C.	53	156 d.C. 368 d.C.	134 d.C. 354 d.C.
UNAM 0516	Plaza 1 E1 C1 N379 E363 R9/Pi1 AA75A RT9629	1770	50	261 d.C.	66	129 d.C. 393 d.C.	131 d.C. 386 d.C.
HAM 3807	E1 C1 N380 E367 R6	1770	90	260 d.C.	111	38 d.C. 482 d.C.	122 a.C. 134 d.C.
Beta 149965 (AMS)	Plaza 1 N363 E377 Piso 1/F1	1760	50	273 d.C.	66	141 d.C. 405 d.C.	134 d.C. 390 d.C.
Beta 159877 (AMS)	Plaza 5 N305 E390 1k-1I RT 2673	1760	40	274 d.C.	53	168 d.C. 380 d.C.	208 d.C. 385 d.C.
Beta 149961	E2C1 N354 E393 R2	1750	40	286 d.C.	54	178 d.C. 394 d.C.	209 d.C. 397 d.C.
Beta 159876 (AMS)	E2C3 N347 E399 AA16 R4	1750	40	286 d.C.	54	178 d.C. 394 d.C.	209 d.C. 397 d.C.
Beta 159881	E4C1 N353-354 E333 R9	1740	60	298 d.C.	77	144 d.C. 452 d.C.	134 d.C. 416 d.C.
Beta 204318	Plaza1 E1 C1 N380-381 E364 R7 AA82 RT10718	1720	40	322 d.C.	56	210 d.C. 434 d.C.	237 d.C. 412 d.C.

**TABLA 6.** Continuación.

Muestra (laboratorio)	Descripción	Convencional (a.P.)	desv. est.	calibración Fairbanks				calibración Calib 5.0	
				intersección		desv. est.	2 sigma		2 sigma (intervalo mayor probabilidad)
Beta 204320	Plaza 1 E1 C1 N377 E368 R6/Pi1 RT10819	2100	40	322	d.C.	76	170 d.C. 474 d.C.	133 d.C. 433 d.C.	
Beta 180342 (AMS)	Plaza 5 Muro Sur E35 N269 E347 1i AA58 En 8 y 9, AE8181	1700	40	347	d.C.	55	237 d.C. 457 d.C.	247 d.C. 419 d.C.	
Beta 159879	E4C1 N354 E336 R9/Piso 1	1680	60	369	d.C.	73	223 d.C. 515 d.C.	237 d.C. 534 d.C.	
Beta 204317	Plaza 1 E1 C1 N379 E363 R9/Pi1 AA75A RT9629	1680	60	369	d.C.	73	223 d.C. 515 d.C.	237 d.C. 534 d.C.	
UNAM 0518	Plaza 1 E1 C1 N382 E363 R6	1680	50	370	d.C.	62	246 d.C. 494 d.C.	240 d.C. 441 d.C.	
Beta 149967	E2C1 N355 E394 R3	1670	40	383	d.C.	50	283 d.C. 483 d.C.	254 d.C. 437 d.C.	
Beta 159875	E2C3 N353 E397 AA11 R5	1660	60	392	d.C.	72	248 d.C. 536 d.C.	250 d.C. 538 d.C.	
Beta 204327 (AMS)	Plaza 1 E2 Cala saqueo N348 E398 R1 AA77	1660	40	394	d.C.	48	298 d.C. 490 d.C.	257 d.C. 443 d.C.	
Beta 159873	E2C1 N355 E393 R3 Piso 1	1650	60	403	d.C.	71	261 d.C. 545 d.C.	254 d.C. 541 d.C.	
Beta 180345	Plaza 1 E3 C1 N320 E361 R2 AA50	1630	50	426	d.C.	59	308 d.C. 544 d.C.	323 d.C. 548 d.C.	
Beta 159874	E2C1 N352 E395 AA8 R6/Piso 1	1600	60	459	d.C.	71	317 d.C. 601 d.C.	332 d.C. 596 d.C.	
Beta 149966 (AMS)	Plaza 1 N363 E378 Capa 4	1560	40	503	d.C.	53	397 d.C. 609 d.C.	415 d.C. 584 d.C.	
Beta 149963 (AMS)	Plaza 1 N337 E356 5a/tepetate	1460	50	602	d.C.	42	518 d.C. 686 d.C.	533 d.C. 662 d.C.	

**5.4.4 Nuevas dataciones radiocarbónicas mediante el método AMS de muestras del sitio Teopancazco**

**TABLA 7**

Área actividad	Muestra (laboratorio)	Descripción	Convencional (a.P.)	desv. est.	calibración bayesiana					
					2 sigma				máxima probabilidad	
AA35	CAMS 132501 132507	E1 C244 R2/Ap2 AA35 N462 E122	1710	30	314	d.C.	406	d.C.	370	d.C.
AA77	CAMS 132502 132508	E1 C158B AA77 En 23 N465 E93	1780	33	250	d.C.	300	d.C.	380	d.C.
AA227	CAMS 132503 132509	E1 C181B R7 AA227 N464 E111	1718	33	262	d.C.	344	d.C.	298	d.C.
AA227B	CAMS 132504 132510	E1 C181B AA227B N464 E112	1765	30	253	d.C.	300	d.C.	283	d.C.
AA239	CAMS 132505 132511	E1 C106D AA239 N461 E103	1798	33	137	d.C.	235	d.C.	235	d.C.

# 6. Modelos de variación del momento virtual dipolar

## 6.1 Introducción

A partir de los datos que aportan el paleomagnetismo y el arqueomagnetismo es posible realizar una reconstrucción parcial del CMT. Su precisión depende de varios factores, entre ellos la disponibilidad de material, los procesos de adquisición de la magnetización, los factores geológicos que pudieron haberla modificado y las dificultades en las dataciones e interpretaciones.

Las bases de datos paleomagnéticos mundiales están integradas mayoritariamente por resultados provenientes de localidades ubicadas en el hemisferio norte, concretamente en las regiones de Europa y Asia. Además, son fuertemente dominantes los valores de dirección sobre los de intensidad que se considera fueron obtenidos utilizando procedimientos confiables. Esta situación genera un desequilibrio en la distribución de la información, que se ve reflejado en las reconstrucciones y modelos de variaciones del CMT.

A nivel temporal, los resultados de los estudios arqueomagnéticos corresponden a un pasado muy reciente y poco representativo en la escala del tiempo geológico. En comparación con las secuencias sedimentarias y las rocas volcánicas, la cantidad de información que han aportado es todavía escasa. No obstante, tienen la gran ventaja de que permiten seguir la huella de la evolución del CMT con una precisión que puede llegar a ser de algunas decenas de años, periodo considerado corto con relación a las constantes de tiempo del campo no dipolar [*Hulot y Le Mouél, 1994*].

Para reconstruir una imagen del campo en un pasado remoto y más significativo en la escala de tiempo geológico, se puede recurrir a las técnicas arqueo y paleomagnéticas; con ellas la obtención de resultados estaría limitada por la disponibilidad de material. Otra posibilidad sería buscar una

aproximación matemática que permitiera estimar, a partir de registros históricos, mediciones paleomagnéticas y observaciones satelitales, los vectores del campo en un lugar y tiempo dados. A esta aproximación de le conoce como *Análisis Armónico del Campo Magnético Terrestre (AACMT)*, y permite predecir los parámetros que se tenían algunos miles de años atrás.

Una de las principales suposiciones de los estudios paleomagnéticos es que el campo geomagnético, promediado sobre un periodo de tiempo lo suficientemente grande, es geocéntrico, dipolar y axial (GAD-Geocentric Axial Dipole). Esto significa que, si los polos geomagnéticos virtuales se promedian en intervalos de tiempo lo suficientemente grandes como para anular la variación secular, el polo medio coincidiría con el eje de rotación [Tauxe, 2005]. En efecto, estudios del campo promediado en el tiempo han demostrado, que por lo menos durante los pasados 5 millones de años, el CMT se puede aproximar en un 90% al que produce un dipolo situado en el centro, inclinado 11.5° con respecto a la dirección del eje de rotación de la Tierra.

Si se estudia el campo geomagnético en un instante puntual cualquiera, se observan desviaciones significativas del modelo GAD, tales como variaciones temporales en el momento magnético y en la orientación del dipolo. El espectro de esas fluctuaciones se extiende por lapsos que duran desde algunos pocos años hasta otros que alcanzan el millón de años.

En paleomagnetismo, los datos de intensidad se estudian transformándolos a la forma de *Momento Virtual Dipolar (VDM- Virtual Dipolar Moment)*. Éste se define como el momento dipolar geocéntrico equivalente, que habría producido la intensidad del campo observada en una localidad específica. Para calcularlo, se obtiene la colatitud magnética  $\theta_m$  a partir de la inclinación medida en el sitio  $I$ :

$$\tan I = 2 \cot \theta_m \quad (6.1)$$

Entonces,

$$VDM = \frac{4\pi}{\mu_0} r^3 \frac{H_{antiguo}}{\sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta_m}} \quad (6.2)$$

Donde  $H_{antiguo}$  es la paleointensidad de la muestra y  $r$  el radio de la Tierra.

La inclinación del sitio no siempre se conoce, ya que muchos de los datos de arqueointensidad proceden de piezas de cerámica desplazadas imposibles de orientar. *Barton et al.* [1979] propusieron utilizar el momento magnético de un dipolo axial geocéntrico (VADM- Virtual Axial Dipole Moment), que introduce en el cálculo la colatitud del sitio en lugar de la colatitud magnética  $\theta_m$ .

En el análisis de datos mediante VDM o VADM, se ha asumido para el CMT el modelo GAD. Como se ha dicho, esta suposición no es del todo cierta, pues no hay que olvidar los efectos del campo no dipolar. Aún así, el uso de VDM o VADM es ventajoso porque permite realizar un promedio de los

datos tanto espacial como temporalmente. Además, ayuda a maximizar el refinamiento de las fluctuaciones del campo en periodos cortos [Cox, 1968].

## 6.2 Los estudios de variación del VDM

A lo largo de las últimas décadas se han hecho esfuerzos por estudiar las variaciones de los VDMs a nivel global, y son varias las compilaciones y estudios publicados al respecto. A continuación se mencionarán algunos de los más importantes.

En 1982, *McElhinny y Senanayake* compilaron los 1175 datos de arqueointensidad disponibles hasta entonces. Incluyeron información referente a los pasados 12,000 años así como los pocos datos existentes de entre 15,000 y 50,000 años AP. Dividieron la información en dos regiones: en la zona europea agruparon 748 datos, y en el segundo grupo, que incluye sitios de América, Asia y Australia, concentraron los demás resultados del “Resto del Mundo”. Los datos fueron divididos en intervalos para remover los cambios no dipolares de periodo corto. Desde el presente hasta el año 2000 AC, éstos se hicieron cada 500 años; para los tiempos anteriores cuyos resultados son más escasos, los intervalos fueron de 1000 años. El análisis mostró que el momento dipolar de la Tierra era, entre 1000 DC y 1000 AC, aproximadamente 50% mayor que el valor actual. Por otra parte, entre 3000 y 5000 años AC, éste era mucho más débil (Figura 40).

Luego de ese trabajo, *Yang et al.* [2000] realizaron un estudio que incluía tanto los “datos viejos” de *McElhinny y Senanayake* [1982], como los “nuevos” publicados hasta entonces. Con ese total de 3243 datos casi lograron triplicar la información. Para el análisis siguieron la misma metodología que en el estudio de 1982, dividiendo los datos entre Europa y Resto del Mundo. Luego calcularon el valor promedio de los momentos dipolares (VADM) en intervalos de 500 años hasta 2,000 AC, y de 1000 años para los datos más viejos. Finalmente combinaron la información disponible.

En la Figura 41 se muestra una comparación entre los dos estudios. Los datos de *Yang et al.* [2000] son muy similares a los de *McElhinny y Senanayake* [1982], aunque hay algunos rasgos diferentes alrededor de 6000 y 1000 AC. En general, el campo dipolar aumentó a partir de un mínimo alrededor de 5500 AC y permaneció en un máximo por casi 2000 años antes de comenzar a decrecer hasta su valor actual.

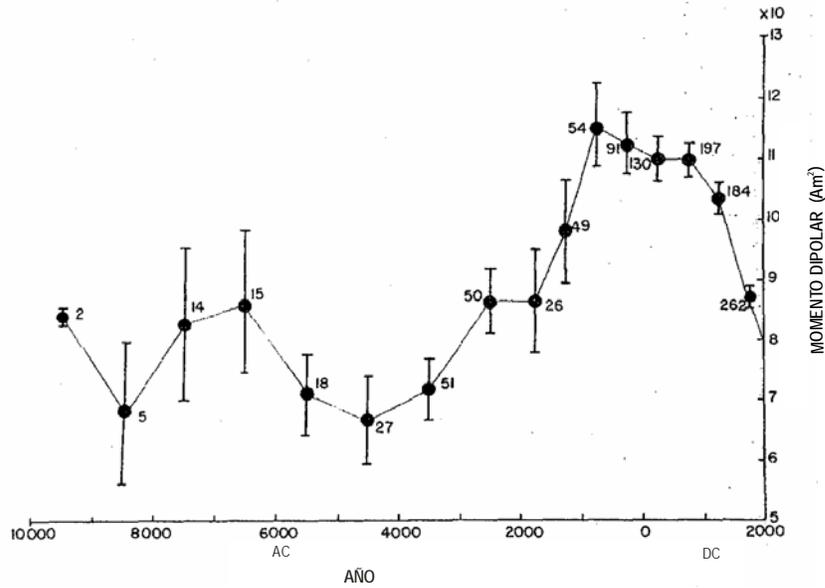


Figura 40. Momentos dipolares globales medios agrupados en intervalos de 500 años (del presente hasta 2000 AC) o de 1000 años (antes de 2,000 AC) a partir de la compilación de datos arqueomagnéticos disponibles de todas las regiones del mundo. Los números indican la cantidad de datos promediados en cada intervalo [McElhinny y Senanakaye, 1982].

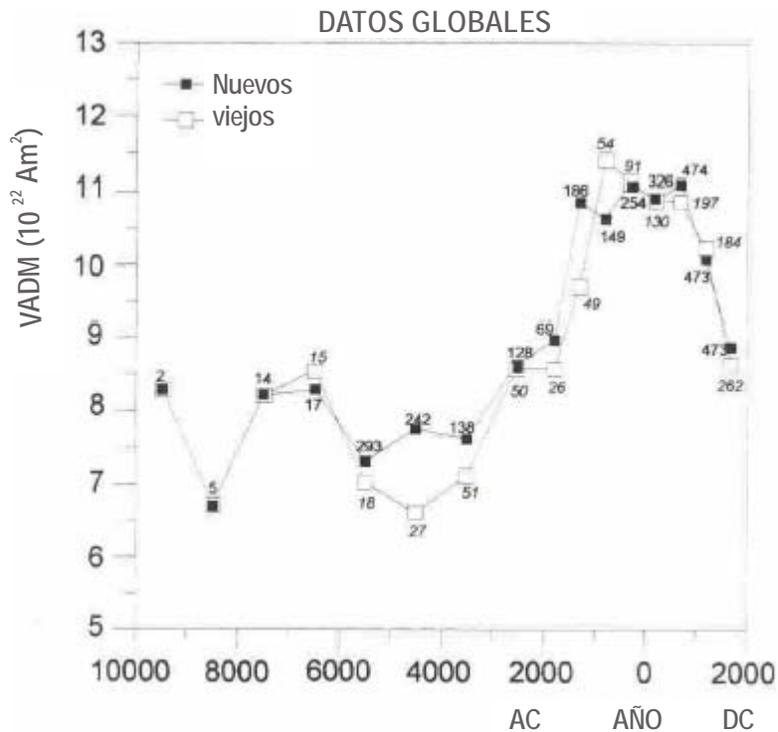
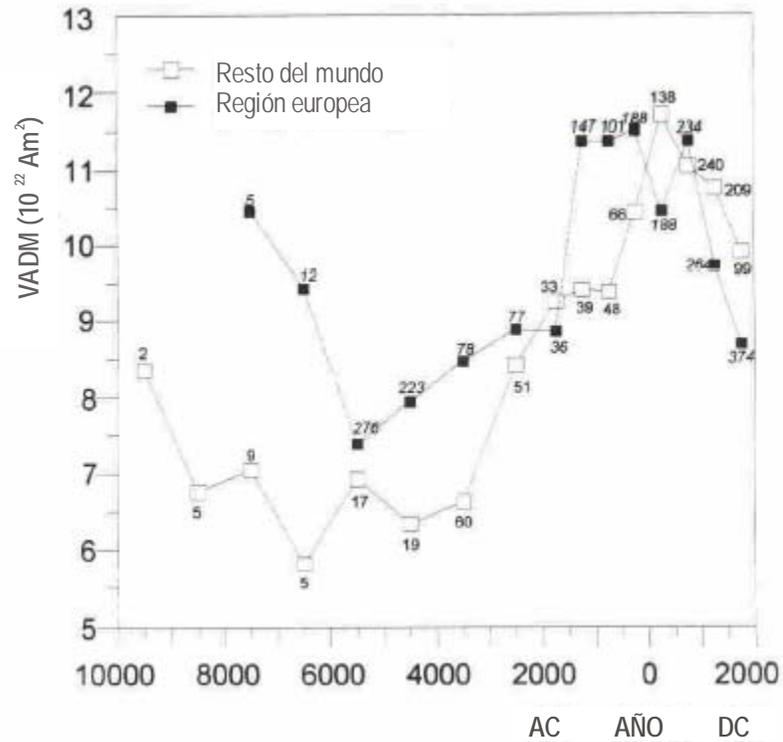


Figura 41. Comparación de los VADMS medios para todo el mundo de los estudios de Yang et al., [2000] (datos nuevos) y de McElhinny y Senanakaye, [1982] (datos viejos). Los números son la cantidad de datos promediados en cada intervalo [Yang et al., 2000].

En la Figura 42 se presenta una comparación entre los VADM promediados de Europa por un lado y del Resto del Mundo por otro. La diferencia más significativa entre ambas regiones se da en el periodo 2000-7000 BC, que podría explicarse porque el eje del campo dipolar de la Tierra no es exactamente paralelo al eje de rotación. Además, las variaciones del campo no dipolar suelen ser locales y en diferente dirección que las del campo dipolar. El fuerte VADM encontrado en Europa en el periodo 7000-2000 AC, podría indicar la presencia grandes anomalías no dipolares locales durante ese tiempo [Yang et al., 2000].



*Figura 42. Comparación entre los VADMs promediados de la región europea y el resto del mundo. Los números son la cantidad de datos promediados en cada intervalo [Yang et al., 2000].*

### 6.3 Análisis armónico del campo geomagnético

Un enfoque más general al problema del campo geomagnético, consiste en no hacer hipótesis previas sobre su origen o funcionamiento, sino deducir ambos a partir de las observaciones hechas

sobre la superficie terrestre. El objetivo es lograr una aproximación matemática que permita estimar los vectores del campo en un lugar y tiempo dados.

Considérese a la Tierra una esfera tal que la región cercana a la superficie está libre de fuentes electromagnéticas. Entonces, el campo magnético  $H$  puede escribirse como el gradiente de un campo potencial escalar:

$$H = -\nabla\Phi \quad (6.3)$$

que cumple con la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2\Phi = 0 \quad (6.4)$$

El campo geomagnético puede dividirse en dos partes, una de origen interno que se debe a procesos en el interior del núcleo y otra que se genera en el exterior, en la ionósfera y magnetósfera. Entonces, el potencial total puede expresarse como la suma de dos potenciales correspondientes a los campos interno (i) y externo (e):

$$\Phi = \Phi_i + \Phi_e \quad (6.5)$$

Considerando la geometría esférica del problema, la ecuación de Laplace se plantea como una ecuación función de las coordenadas esféricas  $r$  (radio),  $\theta$  (colatitud) y  $\lambda$  (longitud), del punto de observación:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial \Phi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \sin \theta \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (6.6)$$

Las soluciones a esta ecuación se pueden obtener por el método de separación de variables, y permiten escribir los potenciales interno y externo en la forma de una suma de armónicos esféricos:

$$\Phi_i = a \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n(\theta, \lambda) \quad (6.7)$$

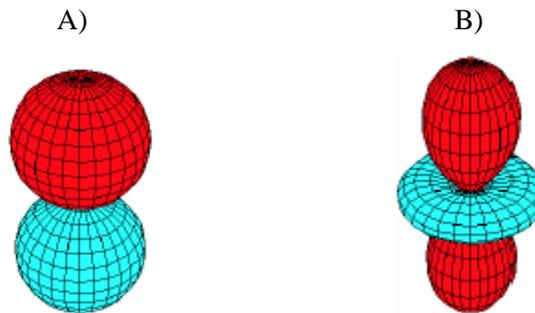
$$\Phi_e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{r}{a} \right)^n S_n(\theta, \lambda) \quad (6.8)$$

Donde  $a$  es el radio de la Tierra y  $r$  la distancia desde el punto de observación al centro de la Tierra. Las funciones  $S_n = (\theta, \lambda)$  son los armónicos esféricos de superficie, que pueden expresarse como:

$$S_n(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) \left[ g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda \right] \quad (6.9)$$

Donde  $P_n^m$  son las funciones asociadas de Legendre en la forma parcialmente normalizada de Schmidt, mientras que  $g_n^m$  y  $h_n^m$  son constantes de grado  $n$  y orden  $m$ , llamadas coeficientes de Gauss. Las condiciones de frontera sobre  $\lambda$  indican que  $n \geq 0$  y  $|m| \leq n$ .

La representación en una esfera de los diferentes armónicos está dada por líneas de paralelos y meridianos, según su grado y orden. Así, el coeficiente  $g_0^0$  correspondería a un monopolo magnético independiente que no existe en la naturaleza. El coeficiente de grado uno y orden cero  $g_1^0$  está relacionado con un dipolo axial, y el  $g_2^0$  con un cuadrupolo (Figura 43).



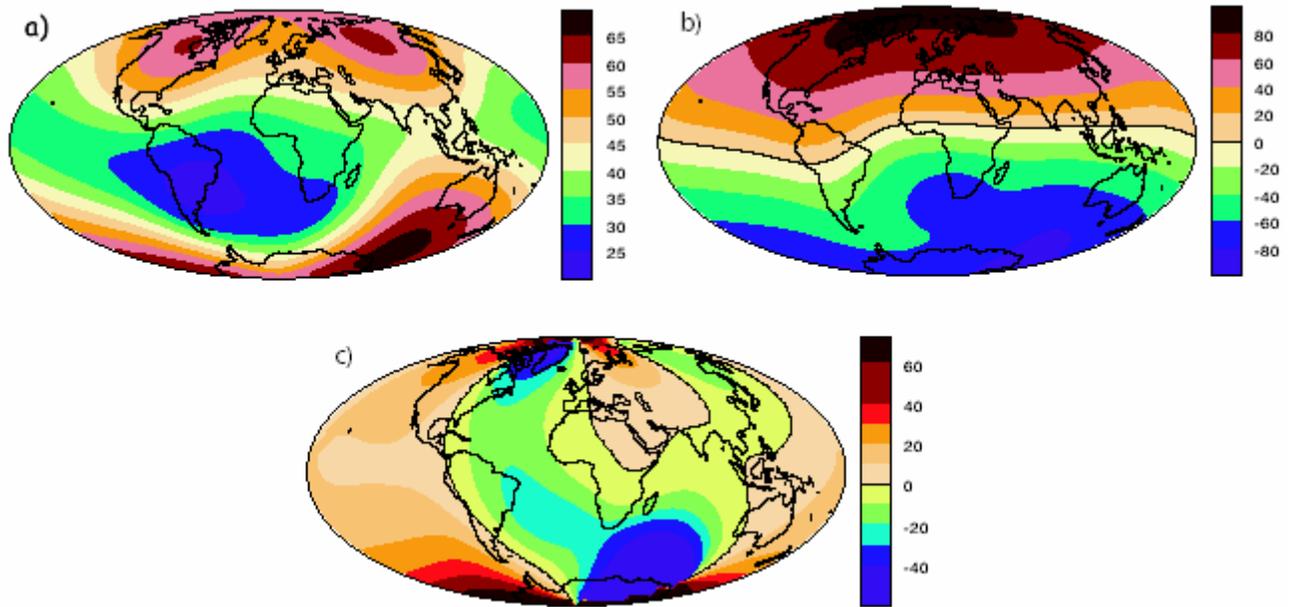
**Figura 43. Ejemplos de armónicos de superficie correspondientes a, A) un dipolo; B) un cuadrupolo [Tauxe, 2005].**

Los coeficientes de Gauss se determinan a partir de las componentes de intensidad del campo magnético terrestre observadas. Para ello se buscan los valores que sean capaces de reproducir lo mejor posible esas observaciones. Gauss lo hizo por primera vez en 1835, obteniendo resultados hasta el orden cuatro. También demostró que el campo geomagnético representado por los valores medios anuales puede considerarse como producido únicamente por fuentes internas [Udías, 1997].

A partir de 1957 se introdujeron las observaciones realizadas por satélites artificiales. Con ellas se logró aumentar la precisión de los cálculos y extender el análisis a armónicos de orden superior. Desde entonces ha sido posible establecer modelos a escala mundial que sirven para la reducción de las observaciones geomagnéticas. Estos modelos reciben el nombre de “Campo Geomagnético Internacional de Referencia” (IGRF- Internacional Geomagnetic Reference Field), y están definidos por los coeficientes del desarrollo en armónicos esféricos hasta un cierto orden, en general no mayor a 13, y de sus derivadas con respecto al tiempo.

Un modelo IGRF permite extrapolar las características del campo para años distintos de aquel para el que está determinado, dentro de un cierto margen de validez [Udías, 1997]. Con él se pueden calcular las coordenadas de un vector del campo magnético (declinación, inclinación e intensidad) en cualquier punto de la Tierra. En la Figura 44 se muestran ejemplos de mapas hechos a partir de esos

cálculos usando datos del IGRF para 1995 [Tauxe, 2005]. Los valores de intensidad son en general mayores en los polos ( $\sim 60 \mu\text{T}$ ) y menores cerca del ecuador ( $\sim 30 \mu\text{T}$ ). Sin embargo, los alrededores no son líneas paralelas a la latitud como se esperaría para un campo generado estrictamente por un dipolo axial geocéntrico (GAD) (Figura 44a). Algo similar ocurre en la estructura de las líneas de inclinación (Figura 44b). En cuanto a la declinación, si el campo fuera el de un GAD, ésta tendría un valor de cero en todos lados, lo que claramente no ocurre (Figura 44c). Lo anterior demuestra que el campo es una función complicada de la posición en la superficie de la tierra [Tauxe, 2005].



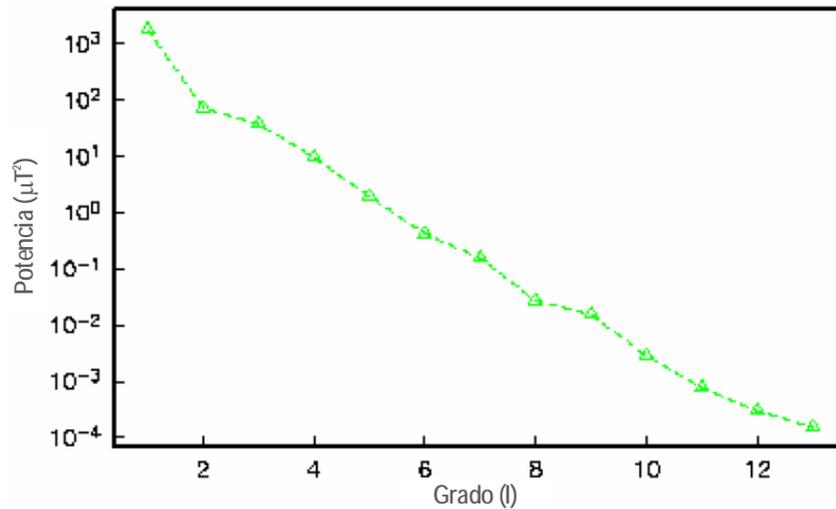
**Figura 44.** Mapas del campo geomagnético del IGRF para 1995. a) intensidad en  $\mu\text{T}$ ; b) inclinación; c) declinación [Tauxe, 2005].

El análisis por armónicos esféricos permite conocer el espectro de energía del CMT de origen interno en la superficie de la Tierra, a partir de los cálculos de los coeficientes de Gauss. Como se aprecia en la figura 45, es claro que los términos de orden menor (grado uno) dominan totalmente el campo, constituyendo aproximadamente un 90% del mismo. Esto permite reescribir el potencial interno con los términos asociados al grado uno de la siguiente forma:

$$\Phi_i = \frac{a^3}{r^2} \left( g_1^0 2 \cos \theta + \text{sen} \theta 2\sqrt{2} (g_1^1 \cos \lambda + h_1^1 \text{sen} \lambda) \right) \quad (6.10)$$

Los coeficientes de Gauss entonces pueden pensarse como dipolos geocéntricos que están alineados con tres diferentes ejes. El coeficiente  $g_1^0$  predomina sobre el resto, y representa el campo de un dipolo centrado y orientado en la dirección del eje de rotación de la Tierra. Si se tienen en cuenta los

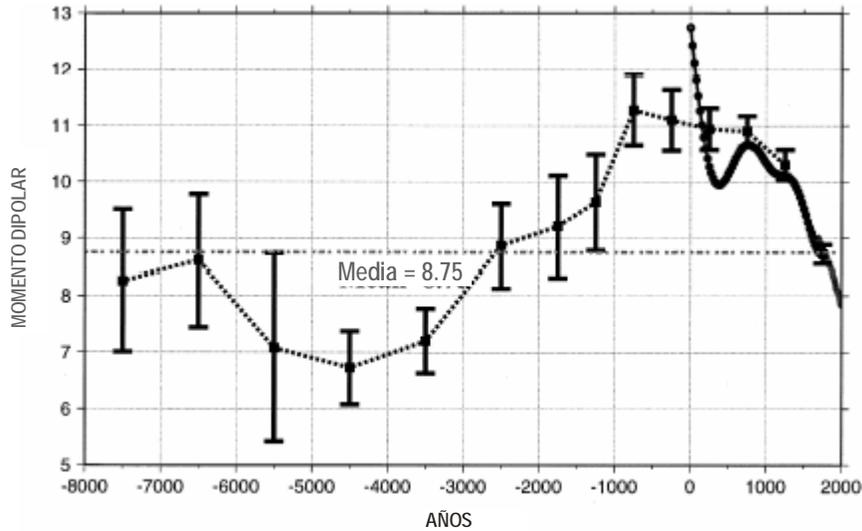
dos coeficientes siguientes  $g_1^1$  y  $h_1^1$ , el eje del dipolo estaría inclinado  $11.5^\circ$  con respecto al eje de rotación. Los términos de grados superiores a uno se relacionan con el campo no dipolar, que corresponde al 10% restante, y la contribución del campo magnético externo es tan solo  $\sim 1\%$ . El análisis con armónicos esféricos concluye que el campo puede asumirse como el equivalente al creado por un dipolo inclinado localizado en el centro de la tierra [Tauxe 2005].



**Figura 45:** Grado del coeficiente de Gauss contra el espectro de energía del campo geomagnético obtenido para el IGRF 2005 [Tauxe, 2005].

Hasta ahora son varios los modelos del CMT que se han hecho mediante análisis con armónicos esféricos. *Hongre et al* [1998], por ejemplo, estudiaron datos arqueomagnéticos que abarcan un periodo de 20 siglos, para completar un modelo que comprende de 0 a 1700 AC. Los sitios de procedencia del material estuvieron localizados mayoritariamente en el hemisferio norte; este desequilibrio en el muestreo tiende a dificultar un AACMT [Alexandrescu et al., 1994]. Los valores encontrados fueron comparados con los de un modelo anterior de *Bloxham y Jackson* [1992] y con la curva de las variaciones de momentos dipolares de *McElhinny y Senanayake* [1982] (Figura 46). Los resultados, aunque con algunas variaciones, coinciden en el hecho de que el campo dipolar ha sido decreciente en los pasados 2,000 años.

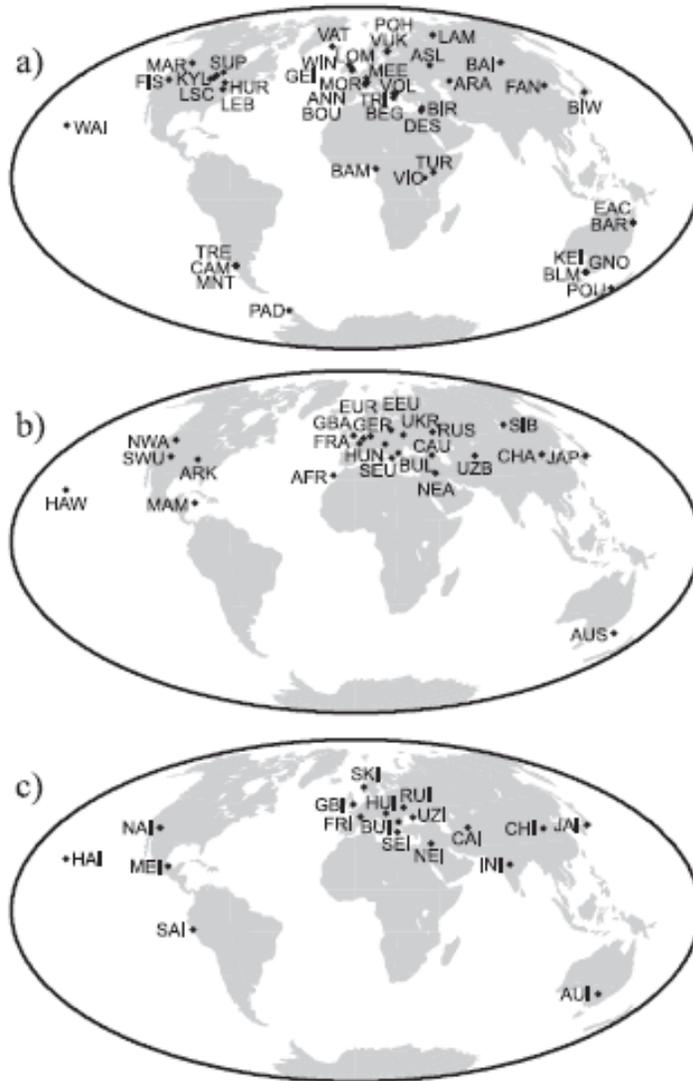
*Korte y Constable* [2003] presentaron su primer modelo continuo desarrollado con AACMT que incluye resultados desde 1000 AC hasta 1800 DC. Utilizaron una base de datos arqueo y paleomagnéticos solamente de direcciones, así como constricciones de dipolo axial: el momento axial virtual dipolar (VADM) fue determinado a partir de un pequeño grupo de datos de intensidad que fueron usados como patrón. El modelo fue llamado *Continuous Archaeomagnetic and Lake Sediment Geomagnetic Model for the Last 3k Years* (Modelo continuo de datos arqueomagnéticos y de sedimentos lacustres para los pasados 3 mil años) o CALS3K.1.



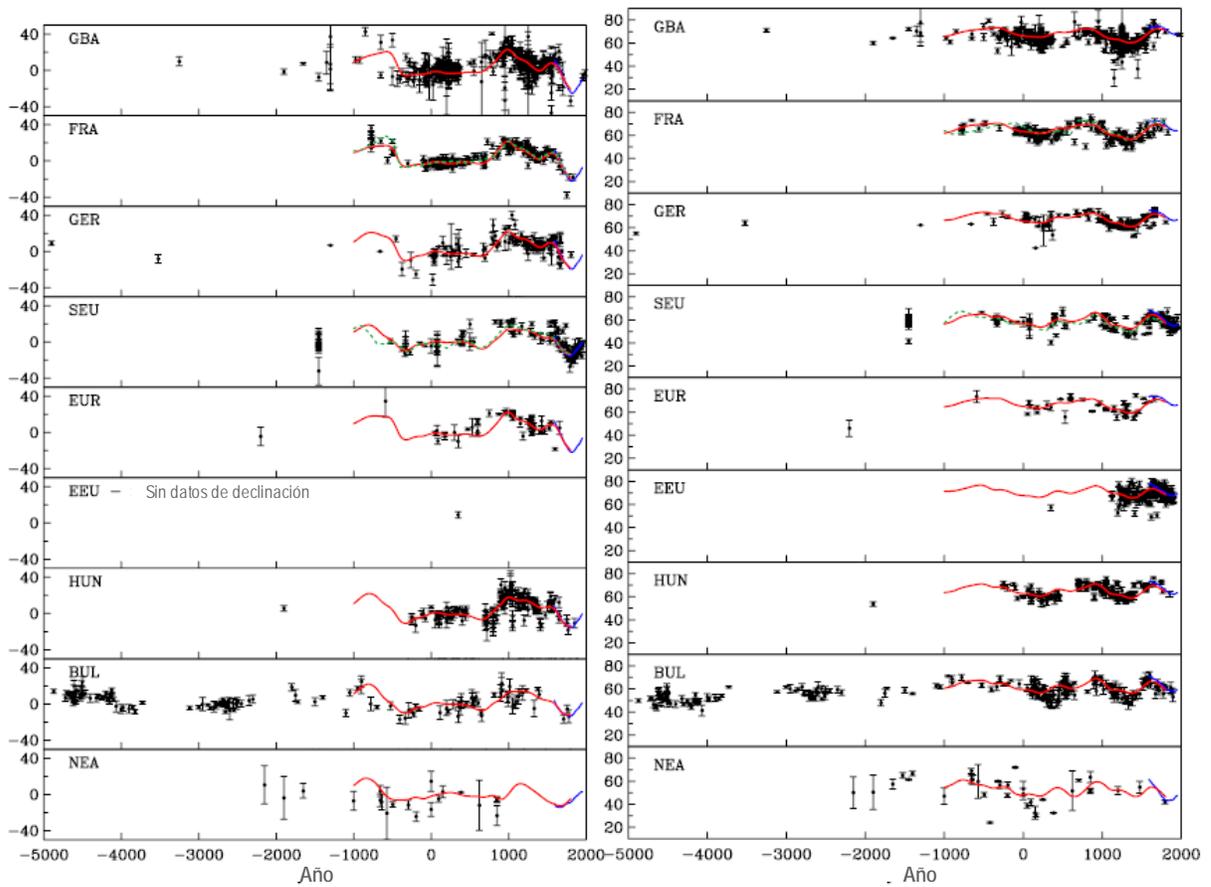
**Figura 46.** Momento dipolar global calculado del modelo arqueomagnético por análisis armónico del CMT (círculos llenos) y el modelo histórico de Bloxham y Jackson [1992] (línea gris), superpuestos en las estimaciones de McElhinny y Senanayake [1982] para los pasados 10,000 años [Hongre et al., 1997].

Posteriormente Korte y Constable [2005a] utilizaron una nueva base de datos de direcciones e intensidades paleo y arqueomagnéticas que cubren los pasados 7000 años. El grupo consiste en 16,085 valores de inclinación, 13,080 de declinación y 3188 de intensidad. Las edades radiocarbónicas fueron calibradas en forma consistente de acuerdo al programa CALIB de Stuiver y Reimer [1993], versión 4.3. La distribución de los datos disponibles es significativamente inhomogénea espacial y temporalmente (Figura 47).

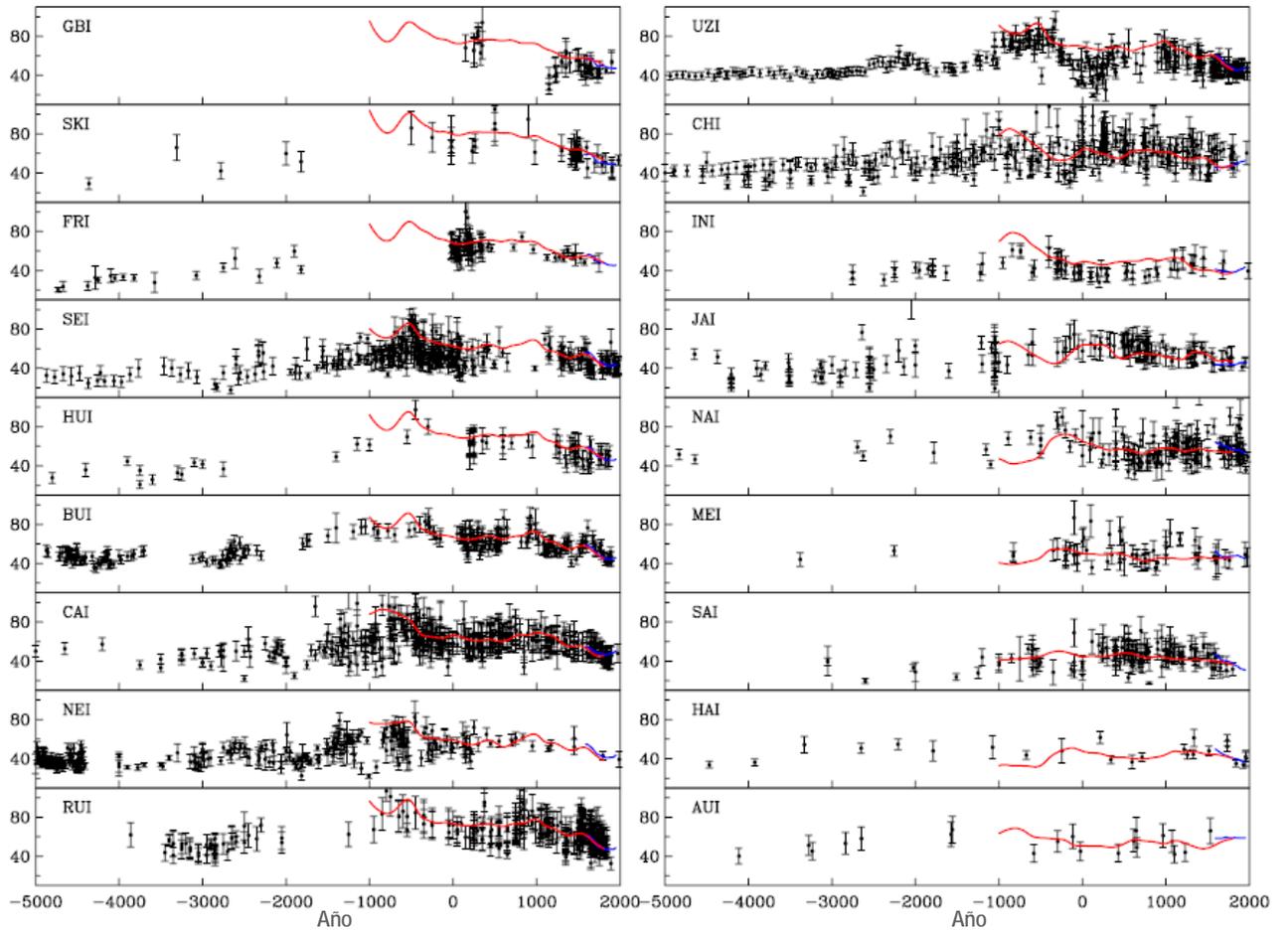
Las direcciones y las intensidades fueron comparadas con el modelo CALS3K1 (Figuras 48 y 49). Se observa que hay una buena correspondencia entre los datos y predicciones del modelo, aún cuando en la construcción del modelo CALS3k.1 no se usaron directamente resultados de intensidad. Este hecho confirma la validez de la teoría de que el campo arqueomagnético puede ser descrito completamente por información direccional y un factor de escala [Hulot et al., 1997].



*Figura 47. Localización de los sitios para la compilación global de datos paleo y arqueomagnéticos. A) datos de lagos; b) datos arqueomagnéticos direccionales; c) datos de intensidad. [Korte y Constable, 2005a].*



*Figura 48. Comparación de datos arqueomagnéticos de Europa y Medio Oriente con las predicciones del modelo CALS3K.1. Izquierda: declinación; derecha: inclinación. Línea azul pequeña: modelo GUFM (1590–1990) de Jackson et al., [2000]. Línea verde punteada: series de PSVMOD1.0 [Constable et al., 2000]. [Korte y Constable, 2005a].*



**Figura 49.** Comparación de los datos de intensidad en mT con las predicciones del modelo CALS3K.1 (línea roja) [Korte y Constable, 2003]. La línea azul pequeña es del modelo GUFM (1590–1990) [Jackson et al., 2000]). [Korte y Constable, 2005a].

La nueva base de datos permitió a Korte y Constable [2005a] desarrollar otro modelo global mediante análisis de armónicos esféricos hasta el grado y orden 10. Su alcance se amplió hasta los pasados 7000 años y contó para su construcción, a diferencia del modelo CALS3K.1, con un grupo de datos de intensidad. La información direccional procede de sedimentos lacustres de 41 localidades, objetos arqueomagnéticos y flujos de lava de 23 regiones. Por otra parte, menos de una cuarta parte de todos los datos corresponden a mediciones intensidad, y pertenecen a flujos de lava de 17 sitios y de objetos arqueomagnéticos. Éstos además se encuentran inequitativamente distribuidos: Europa aportó 1502 datos, Asia 1265, América del Norte 242, y todo el hemisferio sur contribuyó con apenas 167 valores. Para poder utilizar la constricción del dipolo axial en el AACMT, en los coeficientes se hizo una compensación y se utilizó un factor de ponderación para la intensidad. Se construyeron dos

modelos: uno mejorado para los pasados 3000 años, llamado CALS3K.2, y el nuevo modelo para 7000 años, CALS7K.2 (Figura 50)

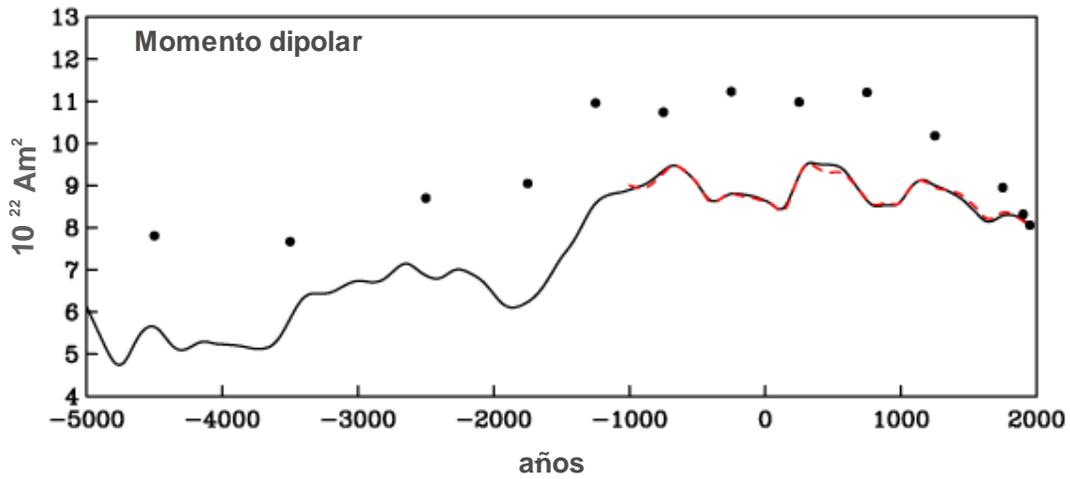


Figura 50. Momento dipolar para los pasados 7000 años según el modelo CALS7K.2 (línea continua). Resultados de VADMS promediados en el tiempo según Yang et al. [2000] (puntos). Momento dipolar para los pasados 3000 años, según el modelo CALS3K.2 (línea roja punteada). Los puntos para los años 1900 y 1950 son momentos dipolares dados por los coeficientes del modelo IGRF para esas épocas [Korte y Constable, 2005b].

En la Figura 51 se presenta el ejemplo de algunos datos arqueomagnéticos individuales comparados con las predicciones del modelo CALS7K.2. Se observa en general un buen ajuste entre ellos, tanto en dirección como en intensidad.

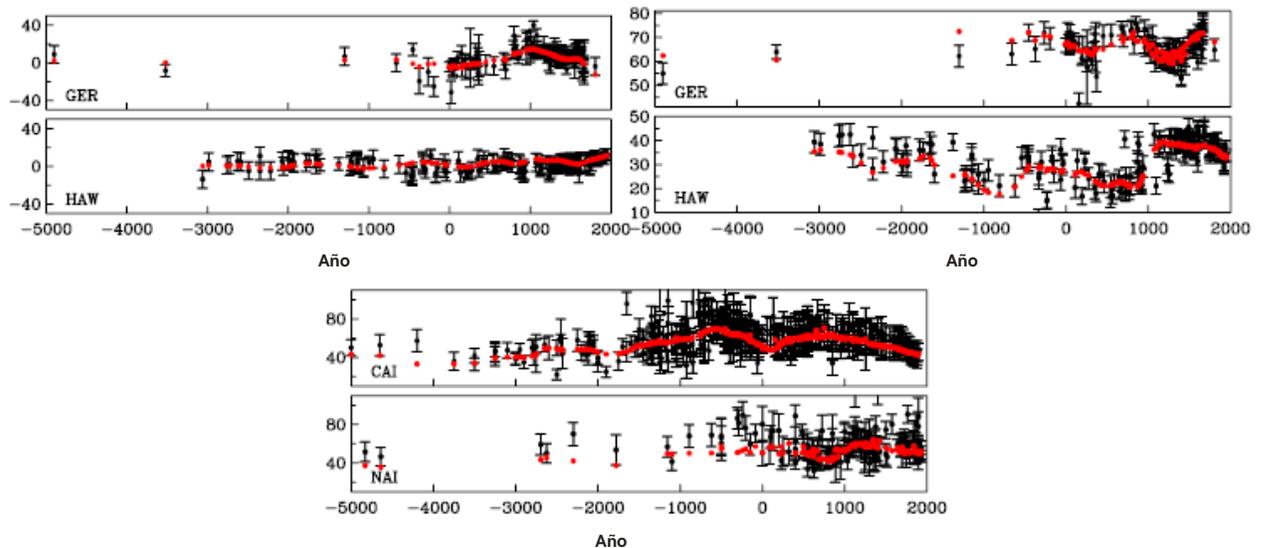


Figura 51. Ejemplo del ajuste de datos arqueomagnéticos (puntos negros con barras de error) con el modelo CALS7K.2 (línea roja). a) Declinación en grados; b) inclinación en grados; c) Intensidad en  $\mu T$ . [Korte y Constable 2005b].

En los modelos CALS3K.2 y CALS7K.2, el momento dipolar es significativa y sistemáticamente menor que las estimaciones basadas en VDMS hechas por otros modelos, como el de *Yang et al* [2000]. La diferencia es en promedio de un 19%, aunque el rumbo de las variaciones es claramente similar. *Korte y Constable* [2005c] sugieren que hay dos factores que contribuyen a esta desviación. Por un lado está la calidad de la información y el predominio de datos direccionales sobre los de intensidad; por el otro, las contribuciones del campo no dipolar, que muy probablemente no se alcanzan a eliminar a pesar de promediar los VADM sobre ventanas de tiempo de 500 o 1000 años. Esto último se vería agravado por las desviaciones geográficas en el muestreo, produciendo valores de VDM y VADM más altos comparados con los de los armónicos esféricos. Las autoras proponen que cualquier nuevo registro arqueológico o paleomagnético que pertenezca a los pasados 7000 años, sea comparado con su modelo CALS7K.2, para cotejar y validar las dataciones, así como la calidad del modelo global en esa región específica.

El estudio de los modelos de los momentos dipolares del campo geomagnético a través del tiempo, ha permitido conocer las variaciones de la intensidad y rastrear anomalías no dipolares. El campo ha experimentado variaciones que, si bien tienen particularidades locales, puede decirse que han ocurrido a nivel global, a pesar de lo limitado de los datos en algunas regiones poco estudiadas.

Los momentos dipolares exhiben fuertes variaciones en el transcurso de los 7,000 años analizados. Los valores mínimos se presentaron entre 4000 y 5000 AC aproximadamente, con VADM fluctuantes entre  $6 \times 10^{22}$  y  $8 \times 10^{22}$  Am<sup>2</sup>. En esa etapa sin embargo, Europa tuvo un momento dipolar más elevado, quizá debido a grandes anomalías locales del campo no dipolar [*Korte y Constable*, 2005c]. Por otra parte, el máximo histórico hasta ahora conocido, con valor entre  $\sim 11.5 \times 10^{22}$  y  $12 \times 10^{22}$  Am<sup>2</sup>, ocurrió durante un lapso de tiempo cercano a los 2000 años, entre 1000 AC y 1000 DC. A partir de entonces, la intensidad del campo ha ido disminuyendo paulatinamente, alcanzando su nivel actual de  $\sim 8 \times 10^{22}$  Am<sup>2</sup>.

# 7. Procedimientos experimentales y aspectos metodológicos

## 7.1 Introducción

Los materiales arqueológicos han probado ser una fuente confiable que genera información de alta resolución temporal sobre las variaciones en dirección e intensidad del campo geomagnético, en los milenios recientes [Bowles, 2002]. Considerando que en México y Mesoamérica existe gran cantidad de piezas de cerámica horneada, es factible aprovechar su potencial estudiando la magnetización termorremanente que quedó registrada a nivel atómico en el momento de su elaboración.

En el presente trabajo se realizaron determinaciones de intensidad absoluta en cerámicas cocidas desplazadas pertenecientes al complejo urbano Teotihuacan. Éstas contribuirán al conocimiento de la evolución del campo en la región en los dos pasados milenios, y aportarán información para continuar con la construcción de una curva maestra de variación de intensidad, con la perspectiva de que sea útil en toda la región mesoamericana como herramienta de datación.

Además de las mediciones sistemáticas de arqueointensidad, para la identificación y caracterización de la mineralogía magnética se efectuaron experimentos de magnetismo de rocas tales como susceptibilidad contra temperatura e histéresis.

Las muestras arqueomagnéticas fueron procesadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM y en el Laboratorio de Arqueomagnetismo de la Universidad de Rennes, Francia.

## 7.2 Preparación de muestras

Se seleccionaron 73 trozos de cerámica bien conservada con dimensiones entre 0.25 y 1 dm<sup>2</sup> (Figura 52). 72 de ellos proceden de los tres sitios de muestreo Cuanalan, Xalla y Teopanazgo, y uno más es originario del sitio Cuitlahuac, en el centro de la Ciudad de México. Para realizar las mediciones en los equipos paleomagnéticos habituales, se elaboraron pastillas de sal de tamaño estándar que contienen un segmento de cerámica confinado en su interior. Cada muestra fue cortada a fin de obtener entre 6 y 8 partes con un tamaño aproximado de 0.5 a 1cm<sup>2</sup>.



*Figura 52. Trozos de cerámica procedentes del sitio Teopanazgo.*

El procedimiento utilizado para la fabricación de las pastillas inicia secando sal pura al interior de un horno eléctrico durante 24 horas, a unos 1000°C. Luego, ésta se muele en un mortero de ágata con lo que queda reducida a un finísimo polvo. Después en el molde cilíndrico de una prensa hidráulica (Figura 53) se vacían 10 gramos de sal, un poco de agua desionizada y la muestra de cerámica que se desea encapsular.



*Figura 53. Prensa hidráulica utilizada para la fabricación de las muestras.*

Finalmente la muestra se cubre con otros 10 gramos de sal y más agua. Al aplicar una presión de 4 toneladas, la sal se consolida con la cerámica en su interior y se obtiene un espécimen cilíndrico de

tamaño estándar con un volumen de 11.8 cm<sup>3</sup>. En cada pieza elaborada se marca un eje para tener un sistema de coordenadas de medición, y además se rotula de acuerdo a su área de actividad, o clasificación arqueológica. (Figura 54).



**Figura 54.** Muestras de cerámica encapsuladas en pastillas de sal de tamaño paleomagnético estándar.

De los 73 trozos de cerámica procesados, se obtuvieron 500 especímenes arqueomagnéticos. Éstos fueron subdivididos en lotes para realizar las manipulaciones en el equipo (Tabla 8).

**TABLA 8.** Número de fragmentos y número de muestras por sitio de procedencia.

Sitio	lote	número de fragmentos	número de muestras
Cuanalan	-	10	70
Xalla	1	10	72
Xalla	4	10	70
Teopancazco	R	9	54
Teopancazco	M	7	45
Teopancazco	2	10	70
Teopancazco	3	10	70
Teopancazco	5	6	49
Cuiclahuac	-	1	
<b>Total</b>	<b>9</b>	<b>73</b>	<b>500</b>

## 7.3 Caracterización magnética

Antes de buscar las arqueointensidades se realizaron algunos experimentos que permiten identificar a los minerales portadores de la magnetización, su estado de dominio y la estabilidad magnética y térmica de los mismos. Esto es útil para determinar *a priori* cuáles muestras son candidatas a tener un buen registro magnético.

### 7.3.1 Experimento de histéresis

Se llevó a cabo el experimento de histéresis a temperatura ambiente en un pequeño trozo de cerámica seleccionado. En total se analizaron 54 muestras. El Micromag AGFM (Alternating Gradient Field Magnetometer) utilizado está asociado a un equipo de cómputo con un programa que mide la histéresis de la muestra y proporciona una gráfica con los parámetros buscados: magnetización de saturación ( $M_s$ ), saturación de la remanencia ( $M_{rs}$ ) y coercitividad ( $H_c$ ). También se determinó la coercitividad de la remanencia  $H_{cr}$  después de aplicar una magnetización remanente isotermal (IRM-Isothermal Remanent Magnetization). El campo máximo utilizado fue de 1.2T. Estas muestras fueron procesadas por el técnico del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, Sr. Martín Espinoza Pérez.

### 7.3.2 Curvas termomagnéticas continuas

Se efectuaron mediciones de susceptibilidad en función de la temperatura en aire (curvas K-T) en un espécimen por cada pieza de cerámica. 10 muestras corresponden al sitio Cuanalan, 27 a Teopancazgo, 16 a Xalla y una es la muestra CUI. Cada muestra fue pulverizada, después calentada hasta llegar a 600°C y finalmente enfriada hasta alcanzar la temperatura ambiente. Un detector registró las variaciones de susceptibilidad en intervalos de 2.5°C, generando así dos curvas, una durante el calentamiento y otra durante el enfriamiento. A partir de las gráficas obtenidas se dedujo la temperatura de Curie de las fases termomagnéticas detectadas, utilizando el método propuesto por *Prevot* [1983]. Todos los procedimientos se realizaron en el Laboratorio de Arqueomagnetismo de la Universidad de Rennes, Francia, en un equipo AGICO.

## 7.4 Determinación de la arqueointensidad

### 7.4.1 Método de Thellier clásico

Para hallar la arqueointensidad se utilizaron dos métodos. En los experimentos realizados en Francia se trabajó con el método de Thellier clásico (muestras del sitio Teopancazco, lote R). Allí se disponía de un horno adaptado en el mismo laboratorio, con el cual se pueden calentar muestras en dos blindajes cilíndricos paralelos; en cada uno de ellos caben un máximo de 21 especímenes simultáneamente. También se contaba con un magnetómetro de giro JR5, un magnetómetro criogénico y un equipo de desmagnetización por campos alternos. El procedimiento utilizado se describe a continuación.

- 1.- Medir la *NRM* de cada una de las muestras.
- 2.- Colocarlas en el interior del horno de forma alineada.
- 3.- Encender el horno, el ventilador y programar los termopares a la temperatura deseada.
- 4.- Encender el campo magnético ( $40\mu\text{T}$ ) en dirección positiva relativa al eje Z de las muestras y paralela al eje del cilindro del blindaje.
- 5.- Calentar las muestras durante 1.25 horas.
- 6.- Dejar enfriar en presencia del campo magnético (1.5 horas para temperaturas inferiores a  $300^\circ\text{C}$  y 2 horas para temperaturas mayores a  $300^\circ\text{C}$ ).
- 7.- Sacar las muestras y medir su magnetización.
- 8.- Repetir los pasos anteriores a la misma temperatura, ahora dejando enfriar en presencia de un campo magnético de la misma magnitud pero dirección opuesta al previamente utilizado.

La medición de la magnetización después de cada uno de los procesos de doble calentamiento-enfriamiento permite obtener mediante el uso de un programa de cómputo el diagrama de Arai (*TRMp* vs *NRM*), y a partir de éste se determina la arqueointensidad. El programa también genera las gráficas de desmagnetización y el diagrama ortogonal de Zijderveld, donde se verifica la estabilidad de las componentes magnéticas de cada muestra.

Adicionalmente se realizaron calentamientos de verificación de *TRMp*, para de comprobar que no hubieran ocurrido alteraciones químicas y mineralógicas en las cerámicas durante la realización del experimento, debido a la exposición recurrente a altas temperaturas. El procedimiento consiste en que, una vez alcanzada cierta temperatura  $T_2$ , se repite un calentamiento en presencia del campo en dirección

positiva a una temperatura  $T_1 < T_2$ , previamente alcanzada. Con esto se tienen dos registros de adquisición de  $TRMp$  para la misma  $T_1$ . Comparándolas se puede saber si la capacidad de adquirir  $TRMp$  ha cambiado o se conserva. Una diferencia no mayor al  $\pm 15\%$  se considera aceptable, y por consiguiente los datos se incluyen en el cálculo de la paleointensidad. Este tipo de verificaciones se realizaron en etapas de temperatura alternadas hasta la conclusión del experimento.

La temperatura inicial de los calentamientos fue de  $100^\circ\text{C}$ , y se incrementó en intervalos de  $50$  o  $25^\circ\text{C}$  en los pasos subsecuentes de acuerdo al comportamiento y necesidades de cada grupo de muestras. Una vez alcanzado aproximadamente el  $70\%$  de la desmagnetización y antes de que hubieran ocurrido alteraciones en las verificaciones de la  $TRMp$ , se realizaron calentamientos en las direcciones  $X+$ ,  $X-$ ,  $Y+$ ,  $Y-$ ,  $Z+$  y  $Z-$  con el propósito de calcular el tensor de anisotropía y aplicar las correcciones correspondientes. Este punto ocurrió en un grupo de muestras a la temperatura de  $430^\circ\text{C}$ , mientras que en otras fue a los  $540^\circ\text{C}$  o  $550^\circ\text{C}$ . Finalmente se realizó un calentamiento con el campo en dirección  $Z+$  para comparar la adquisición de  $TRMp$  con la del calentamiento previo con el campo en ese mismo sentido. Cuando la diferencia fue menor a  $10\%$  la corrección de anisotropía fue multiplicada por el valor de paleointensidad obtenido. La temperatura más alta alcanzada en los intervalos finales para el cálculo de la arqueointensidad llegó a los  $580^\circ\text{C}$ .

#### **7.4.2 Método de Thellier modificado por Coe**

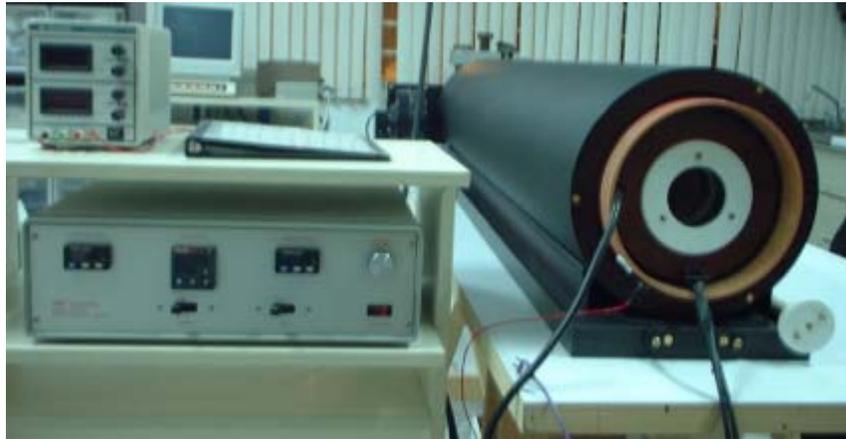
En las muestras procesadas en la UNAM (todas excepto las del lote R del sitio Teopancazco) se utilizó el método de Thellier modificado por Coe. El equipo está integrado por un horno ASC Scientific modelo TD-48, un desmagnetizador de campos alternos y dos magnetómetros, un JR5 y un JR6 (Figura 55). El procedimiento utilizado se explica a continuación.

- 1.- Medir la  $NRM$  a cada una de las muestras.
- 2.- Colocarlas en el interior del horno de forma alineada.
- 3.- Conectar el termopar, encender el horno y programarlo a la temperatura deseada.
- 4.- Esperar a que la temperatura se estabilice y calentar durante 20 minutos.
- 5.- Desconectar el termopar y pasar las muestras al área del ventilador.
- 6.- Esperar entre 0.5 y 1 hora a que las muestras enfríen en ausencia de campo.
- 7.- Sacarlas y medir su magnetización.

8.- Repetir los pasos anteriores a la misma temperatura, ahora dejando enfriar en presencia de un campo magnético ( $30\mu\text{T}$ ) con dirección positiva relativa al eje Z de las muestras y paralela al eje del cilindro del horno.

9.- Medir la magnetización.

Para procesar estas muestras colaboraron los técnicos del laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM Martín Espinoza Pérez, Víctor Macías Aviña y Jorge Salgado García.



*Figura 55. Horno ASC scientific utilizado en el laboratorio de la UNAM.*

Se obtuvieron los diagramas de Arai y de Zijderveld. Al igual que en el método clásico, se realizaron calentamientos de verificación de adquisición de *TRMp* para detectar alteraciones. El procedimiento es igual que en el caso clásico, sólo que el enfriamiento se hace en ausencia de campo. Los calentamientos correspondientes al cálculo del tensor de anisotropía se realizaron después de alcanzar la temperatura más alta, y fueron efectuados en el laboratorio de la Universidad de Rennes.

#### ***7.4.3 Corrección por el efecto del ritmo de enfriamiento***

Durante la realización de los experimentos de arqueointensidad, el tiempo de calentamiento de las muestras fue de entre 20 minutos y 1.5 hrs, mientras el de enfriamiento varió entre 0.5 y 2 hrs. Se sabe sin embargo que en condiciones de fabricación normales el periodo que lleva a un objeto de cerámica alcanzar la temperatura ambiente es mayor. Éste depende de varios factores tales como el material utilizado, la técnica de manufactura, el tipo de horno, el tamaño de las piezas, etc., pero también de las características a nivel atómico de los minerales ferrimagnéticos contenidos en ellos.

Para corregir el efecto que estas particularidades generan en la adquisición de *TRM* durante los experimentos de laboratorio, es preciso obtener un factor de corrección. Cada muestra, aún las procedentes de un mismo trozo de cerámica, tiene características distintas y por eso es conveniente determinarlo en todos los especímenes. Algunas de las pastillas de sal trabajadas en este estudio, hacia el final de las manipulaciones a altas temperaturas se encontraban rotas. La corrección no se pudo determinar en esos casos.

El procedimiento para hallar el factor de corrección consiste en llevar a cabo cuatro ciclos más de adquisición de *TRMp* al final de los experimentos de Thellier. Estos se realizan a la misma temperatura que el último calentamiento registrado en el diagrama de Arai (580°C en este caso). Los calentamientos se hicieron bajo el siguiente orden y condiciones:

- 1.- Adquisición de *TRMp* con enfriamiento a la misma velocidad que en el experimento de Thellier (rápido) y con el campo en dirección positiva a lo largo del eje Z de las muestras (*TRMr<sub>+</sub>*).
- 2.- Adquisición de *TRMp* con enfriamiento rápido y el campo en dirección Z- (*TRMr<sub>1-</sub>*).
- 3.- Adquisición de *TRMp* con enfriamiento lento (24 horas, a una tasa de 0.40°C/min) y el campo en dirección Z+ (*TRMl<sub>+</sub>*).
- 4.- Adquisición de *TRMp* con enfriamiento rápido y el campo en dirección Z- (*TRMr<sub>2-</sub>*).

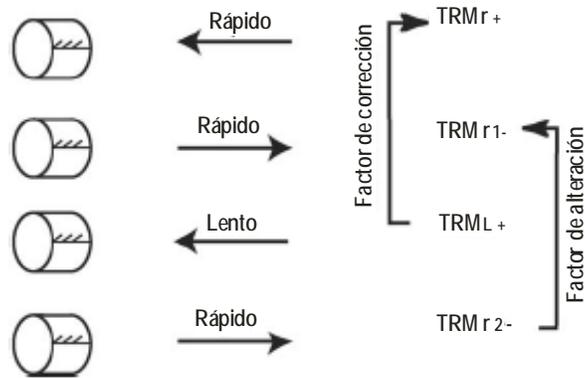
Entonces, el factor de corrección compara la adquisición de *TRMp* en los enfriamiento rápido y lento:

$$f. c. = \frac{TRMl_{+} - TRMr_{+}}{TRMr_{+}} \quad (7.1)$$

Como ya se ha mencionado, cuando los materiales se exponen repetidamente a altas temperaturas pueden generarse cambios mineralógicos indeseables para los propósitos paleomagnéticos. Para detectarlos se ha definido un factor de alteración *f. a.* cuyo objetivo es comprobar que las muestras hayan mantenido su capacidad de adquirir *TRMp* hasta el momento de hacer los calentamientos correspondientes a la corrección por el ritmo de enfriamiento. Este factor compara entonces la ganancia de *TRMp* en los dos enfriamientos rápidos con el campo en dirección Z-:

$$f. a. = \frac{TRMr_{2-} - TRMr_{1-}}{TRMr_{1-}} \quad (7.2)$$

Cuando *f. a.* es mayor a 15%, el factor de corrección no se aplica, pues se corre el riesgo de integrar en el cálculo una porción de magnetización generada por minerales recién formados como resultado de la evolución. Si por el contrario la variación es menor a 15%, el cálculo de la ganancia es simple y basta con multiplicar la intensidad obtenida por el factor de corrección (Figura 56).



**Figura 56. Procedimiento para realizar la corrección por el efecto del ritmo de enfriamiento. Los factores de corrección y alteración fueron calculados usando los pasos 1 y 3 y los pasos 2 y 4, respectivamente [Gómez Paccard, 2006].**

En los casos en los que la paleointensidad ha sido calculada con el método de Thellier modificado por Coe, la determinación del factor de corrección ha tenido ligeras variaciones. Se hicieron tres calentamientos en lugar de cuatro, todos con el campo magnetizante en dirección positiva respecto al eje Z de las muestras, en el siguiente orden:

- 1.- Adquisición de  $TRMp$  con enfriamiento rápido ( $TRMr_1$ ).
- 2.- Adquisición de  $TRMp$  con enfriamiento lento ( $TRML$ )
- 3.- Adquisición de  $TRMp$  con enfriamiento rápido ( $TRMr_2$ )

Entonces, el factor de corrección:

$$f. c. = \frac{TRMr_1 - TRML}{TRMr_1} \quad (7.3)$$

y el de alteración:

$$f. a. = \frac{TRMr_1 - TRMr_2}{TRMr_1} \quad (7.4)$$

En estas muestras la corrección por la anisotropía de  $TRM$  se hizo al final, después de la corrección del ritmo de enfriamiento.

## **8. Determinación de intensidades en cerámicas de Teotihuacan**

### **8.1 Resumen**

Se reportan los resultados de un estudio de arqueointensidad realizado en fragmentos de cerámicas precolombinas hechas a base de arcillas cocidas, de los sitios Cuanalan, Xalla y Teopancazco, ubicados en Teotihuacan, centro de México.

En Cuanalan se situaron los primeros asentamientos urbanos del valle, y fue ahí donde dio inicio la fabricación de cerámica. Teopancazco y Xalla por otra parte, son dos complejos con varias edificaciones y prolongada historia constructiva.

Las edades disponibles obtenidas con el método de radiocarbono asociado a las piezas de cerámica están en el rango entre  $2320 \pm 80$  y  $1423 \pm 25$  AP, y las fechas calendáricas correspondientes entre  $393 \pm 95$  AC y  $525 \pm 25$  DC. Se cuenta además con una muestra de Cuitlahuac, en el centro de la Ciudad de México, cuya edad radiocarbónica es  $465 \pm 30$  AP (muestra CUI). Cuando no se contaba con materia orgánica que pudiera asociarse de forma confiable a las muestras, la edad fue asignada por Linda R. Manzanilla utilizando la información arqueológica disponible.

Se realizaron curvas continuas de susceptibilidad contra temperatura en aire, que indican que en algunas muestras los portadores de la magnetización son titanomagnetitas pobres en titanio. Otros casos mostraron dos fases ferrimagnéticas, cuya temperatura de Curie es compatible con titanomagnetitas tanto pobres como ricas en titanio. Entre ellos se detectaron algunos con la presencia de minerales superparamagnéticos.

El experimento de histéresis por otra parte aportó parámetros que caen esencialmente en la región del tamaño de grano pseudodominio-sencillo (PSD), lo cual podría indicar una mezcla de granos multidominio con una cantidad significativa de granos de dominio simple.

Finalmente se obtuvieron determinaciones de arqueointensidad satisfactorias en 45 fragmentos subdivididos en 289 muestras, de un total inicial de 73 fragmentos analizados (500 muestras). En la tabla 9 se presenta un resumen de estos datos separados por sitio de procedencia.

**TABLA 9.** Resumen del número de muestras procesadas y exitosas por sitio.

Sitio	Total fragmentos	Total muestras	Fragmentos exitosos	Muestras exitosas
Cuanalan	10	70	7	47
Teopancazco	42	281	24	167
Xalla	20	142	13	68
Cuiclahuac	1	7	1	7
<b>Total</b>	<b>73</b>	<b>500</b>	<b>45</b>	<b>289</b>

Los efectos de la anisotropía de magnetización termorremanente y el de la tasa de enfriamiento sobre la adquisición de la intensidad de *TRM* se estudiaron en la mayoría de las muestras, generando factores de corrección que se aplicaron a los resultados de intensidad calculados.

Los valores de arqueointensidad obtenidos para las muestras de Cuanalan están entre  $24.2 \pm 3.2$  y  $40.0 \pm 1.7 \mu\text{T}$ , lo que corresponde a VADMs con valores de  $4.8 \pm 0.6$  a  $8.0 \pm 0.4 (10^{22} \text{ Am}^2)$ . Los resultados de Teopancazco tomaron valores entre  $15.30 \pm 0.1$  y  $44.39 \pm 3.17 \mu\text{T}$ , y VADMS con rango entre  $3.1 \pm 0.02$  y  $8.88 \pm 0.33 (10^{22} \text{ A.m.}^2)$ . Las cerámicas de Xalla reportaron valores de intensidad en un intervalo entre  $16.7 \pm 2$  y  $45.07 \pm 0.97 \mu\text{T}$ , que corresponden a VADMs entre  $3.3 \pm 0.4$  y  $9.02 \pm 0.19 (10^{22} \text{ Am}^2)$ . La muestra CUI del centro de la Ciudad de México tiene una intensidad de  $31.35 \pm 2.52 \mu\text{T}$  y VADM  $6.28 \pm 0.50 (10^{22} \text{ A.m.}^2)$ . Los resultados de arqueointensidad no corregidos por los efectos de la anisotropía de magnetización termorremanente y la tasa de enfriamiento son sistemáticamente más altos que los corregidos.

## 8.2 Caracterización Magnética

### 8.2.1 Temperaturas de Curie

Se realizaron mediciones de susceptibilidad de bajo campo (curvas k-T) en aire, en muestras representativas de cada localidad. De Cuanalan se eligieron 10 muestras, de Teopancazgo 27 y de Xalla 16. El equipo utilizado fue un susceptibilímetro con horno integrado Agico KYL3 del laboratorio de Geociencias de la Universidad de Rennes, Francia. Cada fragmento fue calentado hasta unos 600°C, incrementando la temperatura a una razón de 20°C por minuto, y posteriormente se enfriaron al mismo ritmo. Las temperaturas de Curie se determinaron mediante el método de *Prévoit et al.*, [1985]. Las tablas 10, 11 y 12 exponen las fases magnéticas halladas, las temperaturas de Curie y el mineral magnético estimado en cada caso, para las muestras de los sitios Cuanalan, Teopancazgo y Xalla respectivamente.

**TABLA 10.** Resumen de los experimentos de magnetismo de rocas para el sitio Cuanalan \*.

Muestra	H <sub>c</sub> (mT)	M <sub>RS</sub> ( $\mu\text{Am}^2$ )	M <sub>S</sub> ( $\mu\text{Am}^2$ )	M <sub>RS</sub> / M <sub>S</sub>	H <sub>CR</sub> (mT)	H <sub>CR</sub> / H <sub>c</sub>	Masa (mg)	Temperatura de Curie				Mineral magnético estimado
								calentamiento		enfriamiento		
								T <sub>C1</sub>	T <sub>C2</sub>	T <sub>E1</sub>	T <sub>E2</sub>	
CUAN 1	8.68	1.24	7.01	0.18	16.30	1.88	31.50	519		500		Titanomagnetita pobre en Ti
CUAN 2	9.43	1.17	8.10	0.14	27.19	2.88	31.30	468		453		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
CUAN 3	17.62	0.72	3.29	0.22	42.24	2.40	14.20	465		500		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
CUAN 4	5.10	0.53	5.21	0.10	13.71	2.69	14.80	515		496		Titanomagnetita pobre en Ti
CUAN 5	11.88	0.75	3.90	0.19	31.30	2.63	13.60	200	510	200	453	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti
CUAN 6	7.24	0.88	5.81	0.15	27.82	3.84	11.27	518		460		Titanomagnetita pobre en Ti
CUAN 7	12.32	0.75	4.27	0.17	35.17	2.85	22.00	497		458		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
CUAN 8	6.88	0.91	6.29	0.14	12.56	1.83	29.00	205	458	400		Titanomagnetita con comportamiento irreversible
CUAN 9	10.52	0.81	5.33	0.15	29.12	2.77	20.40	535		535		Titanomagnetita pobre en Ti
CUAN 10	10.54	1.15	6.59	0.17	27.47	2.61	32.10	210	486	469		Titanomagnetita

**TABLA II.** Resumen de los experimentos de magnetismo de rocas para el sitio Teopancazco \*.

Lote	Área de act.	Muestra	H <sub>c</sub> (μT)	M <sub>RS</sub> (μAm <sup>2</sup> )	M <sub>s</sub> (μAm <sup>2</sup> )	M <sub>RS</sub> /M <sub>s</sub>	H <sub>CR</sub> (mT)	H <sub>CR</sub> /H <sub>c</sub>	Masa (mg)	Temperatura de Curie				Mineral magnético estimado
										calentamiento		enfriamiento		
										T <sub>C1</sub>	T <sub>C2</sub>	T <sub>E1</sub>	T <sub>E2</sub>	
2	140	64829	9.98	0.73	4.73	0.15	20.83	2.09	33.1	495		494		Titanomagnetita Relativamente pobre en Ti
2	139	64895	9.93	0.98	6.80	0.14	33.69	3.39	23.1	513		513		Titanomagnetita pobre en Ti
2	143	65535	12.61	0.56	2.97	0.19	30.12	2.39	22.2	527	191	526	215	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
2	206	72212	9.24	1.33	10.45	0.13	28.13	3.11	24.7	210	517	202	520	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
2	214	72249	10.01	1.26	8.96	0.14	31.44	3.14	33.1	518		520		Titanomagnetita pobre en Ti
2	217	72395	10.67	1.30	6.31	0.21	22.92	2.15	29	160	480	520		Titanomagnetita no reversible
2	196	72483	4.75	0.59	6.08	0.10	12.33	2.60	31.8	450		507		Titanomagnetita Relativamente pobre en Ti
3	164	70061	6.67	0.84	6.69	0.13	15.86	2.38	33.7	172	512	188	532	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
3	164	70070	10.52	0.97	6.57	0.15	28.42	2.70	26	186	494	161	523	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
3	164	70107	7.99	0.31	1.92	0.16	22.30	2.79	20.5	84	506	115	507	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
3	181	70127	13.62	2.26	11.76	0.19	30.67	2.25	30	229	524	488		Titanomagnetita
3	190	70342	7.55	0.54	3.22	0.17	14.65	1.94	26.2	143	508	145	510	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
3	160	70387	10.05	0.73	4.34	0.17	25.52	2.54	29.6	152	471	158	404	Ti-magnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase relat. pobre en Ti.
3	201	70952	8.05	0.65	3.56	0.18	15.51	1.93	28.6	445		491		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
3	164	70817	6.77	0.69	5.86	0.12	18.43	2.72	31.5	133	463	135	489	Ti-magnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase relat. pobre en Ti.
3	191	70850	10.22	0.29	1.64	0.18	22.20	2.17	14.5	228	503	238	473	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
3	204	70904	11.13	1.15	6.96	0.16	32.07	2.88	29.6	135	507	140	510	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
5	164	69922	15.26	1.47	6.74	0.22	32.83	2.15	27.3	142	512	145	488	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
5	36	20086	8.39	0.57	2.99	0.19	14.91	1.78	24.8	520		516		Titanomagnetita pobre en Ti
5	38	19913	13.19	0.24	1.31	0.18	34.23	2.60	23.6	114	528	117	514	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
5	75	43720	10.58	0.45	2.48	0.18	23.76	2.25	12.1	513		486		Titanomagnetita pobre en Ti
5	88	49977	7.65	1.80	8.35	0.22	8.34	1.09	26.7	196	468	350	470	Ti-magnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase relat. pobre en Ti.
R	CUI	CUI	14.53	1.27	8.19	0.15	41.38	2.85	29.1	505		494		Titanomagnetita pobre en Ti
R	227B	77373	9.51	0.49	3.66	0.13	22.64	2.38	23.2	194	496	200	510	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
R	239	78823	15.02	0.48	3.18	0.15	42.85	2.85	11.4	138	532	136	530	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
R	35	16615	11.07	0.69	3.25	0.21	28.80	2.60	20.6	500		520		Titanomagnetita pobre en Ti
R	77	44048	10.10	0.69	4.36	0.16	32.61	3.23	26.6	219	515	218	515	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.

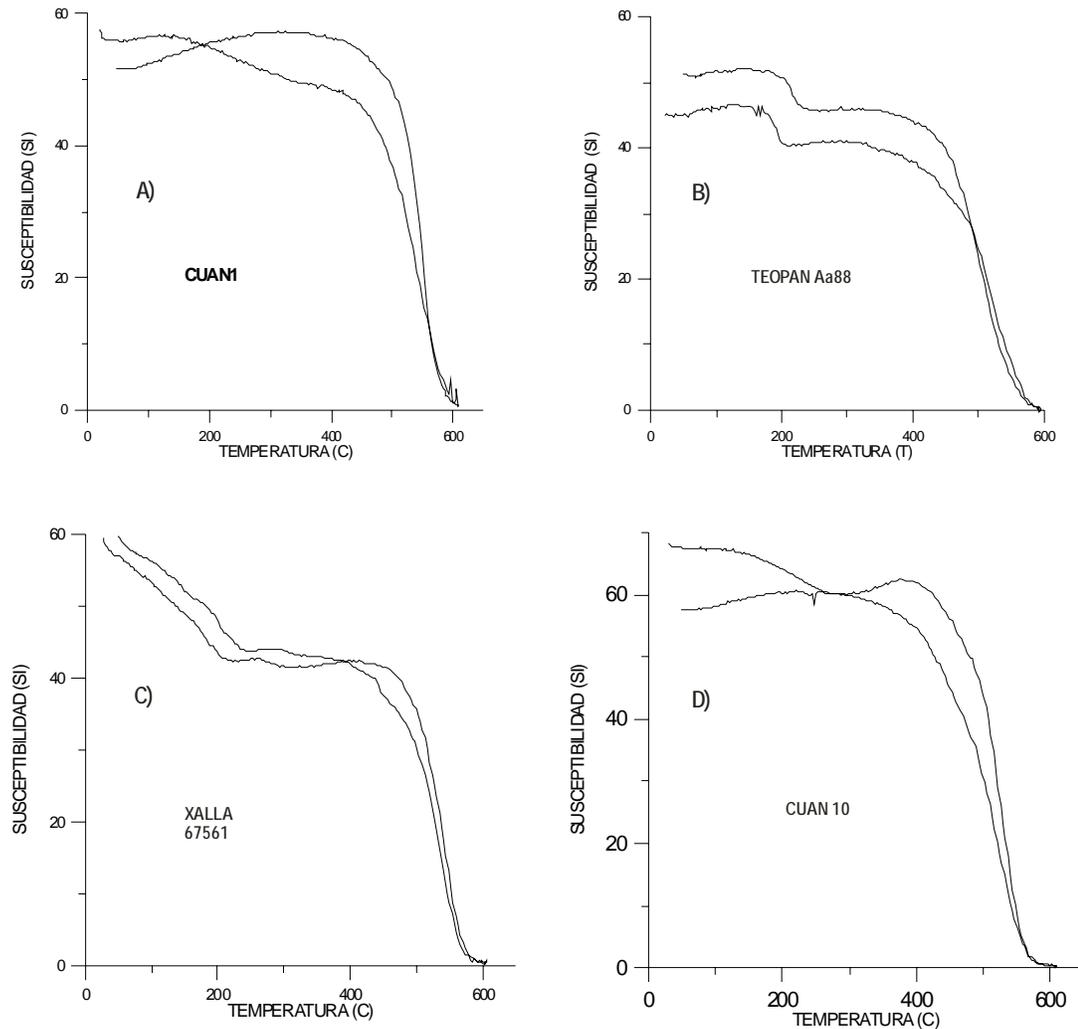
**TABLA 12.** Resumen de los experimentos de magnetismo de rocas para el sitio Xalla\*.

Lote	Área de Act.	Muestra	H <sub>c</sub> (mT)	M <sub>RS</sub> (μAm <sup>2</sup> )	M <sub>S</sub> (μAm <sup>2</sup> )	M <sub>RS</sub> /M <sub>S</sub>	H <sub>CR</sub> (mT)	H <sub>CR</sub> /H <sub>c</sub>	Masa (mg)	Temperatura de Curie				Mineral magnético estimado
										calentamiento		enfriamiento		
										T <sub>C1</sub>	T <sub>C2</sub>	T <sub>E1</sub>	T <sub>E2</sub>	
1	P1/E1-C1 R9	67516	5.56	0.27	2.70	0.10	14.52	2.61	16.5	132	518	135	504	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
1	P1/E1-C1 R9	67561	14.36	0.82	5.24	0.16	35.01	2.44	20.6	110	482	116	518	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
1	78	67626	5.43	0.52	5.29	0.10	16.85	3.10	27.6	140	453	137	470	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
1	83	68689	11.31	0.75	4.21	0.18	16.69	1.48	26.3	534		534		Titanomagnetita pobre en Ti
1	83	69073	16.58	2.45	14.31	0.17	29.74	1.79	33.8	500		500		Titanomagnetita pobre en Ti
1	82	69205	9.91	0.27	1.94	0.14	25.01	2.52	19.6	535		534		Titanomagnetita pobre en Ti
1	P1/E2 R37C/A 3	69718	7.45	0.27	2.31	0.12	17.52	2.35	20.0	198	153	212	510	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
1	P1/E102 R41B	70613	8.56	0.83	6.34	0.13	25.74	3.01	30.8	500		500		Titanomagnetita pobre en Ti
4	11 R3	12274	6.54	0.41	2.96	0.14	8.29	1.27	31.2	400		419		Titanomagnetita relativamente pobre en Ti
4	11 R2	12534	6.70	0.53	4.28	0.12	11.47	1.71	32.8	174	503	170	503	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
4	11R2	12637	10.90	0.66	3.86	0.17	30.19	2.77	18.8	124	496	152	495	Ti-magnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase relat. pobre en Ti.
4	30	31420	4.58	0.49	6.96	0.07	6.53	1.43	30.1	137	488	153	523	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
4	50	48815	3.02	0.25	3.76	0.07	4.14	1.37	13.5	124	513	128	520	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.
4	53	52876	5.27	0.44	4.36	0.10	8.65	1.61	14.0	142	469	150	476	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase relat. pobre en Ti.
4	75	67500	9.28	1.31	6.41	0.21	8.97	0.96	23.9	388		390		Titanomagnetita elativamente pobre en Ti
4	82	69644	16.40	0.52	2.49	0.21	26.76	1.62	16.5	135	513	138	515	Titanomagnetita. 1ª fase rica en Ti y 2ª fase pobre en Ti.

\* Columnas: Lote; área de actividad; H<sub>c</sub>: campo coercitivo; M<sub>S</sub>: magnetización de saturación; M<sub>RS</sub>: magnetización remanente de saturación; M<sub>RS</sub>/M<sub>S</sub>: magnetización remanente de saturación/magnetización de saturación; H<sub>CR</sub>: campo de coercitividad de la remanencia; H<sub>CR</sub>/H<sub>c</sub>: campo de coercitividad de la remanencia/campo coercitivo; masa; T<sub>C1</sub>: temperatura de calentamiento de la primera fase termomagnética; T<sub>C2</sub>: temperatura de calentamiento de la segunda fase termomagnética. T<sub>E1</sub>: temperatura de enfriamiento de la primera fase termomagnética; T<sub>E2</sub>: temperatura de enfriamiento de la segunda fase termomagnética; mineral magnético estimado.

En los fragmentos analizados se detectaron varios tipos de comportamientos que se repitieron en los tres sitios. El primero de ellos corresponde a la evidencia de una sola fase ferrimagnética con temperaturas de Curie que son compatibles con titanomagnetitas pobres en titanio. Las curvas de calentamiento y enfriamiento son razonablemente reversibles, lo que atestigua que hay una alta estabilidad térmica en estas muestras. Hay un ejemplo en la figura 57A.

En algunas muestras se manifestó la presencia de dos fases ferrimagnéticas durante el calentamiento y dos durante el enfriamiento. Estas observaciones son características de titanomagnetitas, ricas en Ti para la fase de baja temperatura (entre 200 y 250°C) y pobres en Ti para la fase de alta (alrededor de 575°C). Ambas parecen coexistir en estas muestras (Figura 57B).



**Figura 57. Curvas de susceptibilidad magnética contra temperatura en aire, de muestras representativas de los tipos de comportamiento observados.**

En un grupo importante de muestras se observa al inicio de la gráfica una caída de susceptibilidad aproximadamente lineal que se interrumpe entre 215 y 280°C. A partir de ahí ésta se torna casi constante, para luego volver a caer en lo que indica un punto de Curie representativo de una fase ferrimagnética de altas temperaturas. La caída de susceptibilidad lineal inicial diagnostica granos

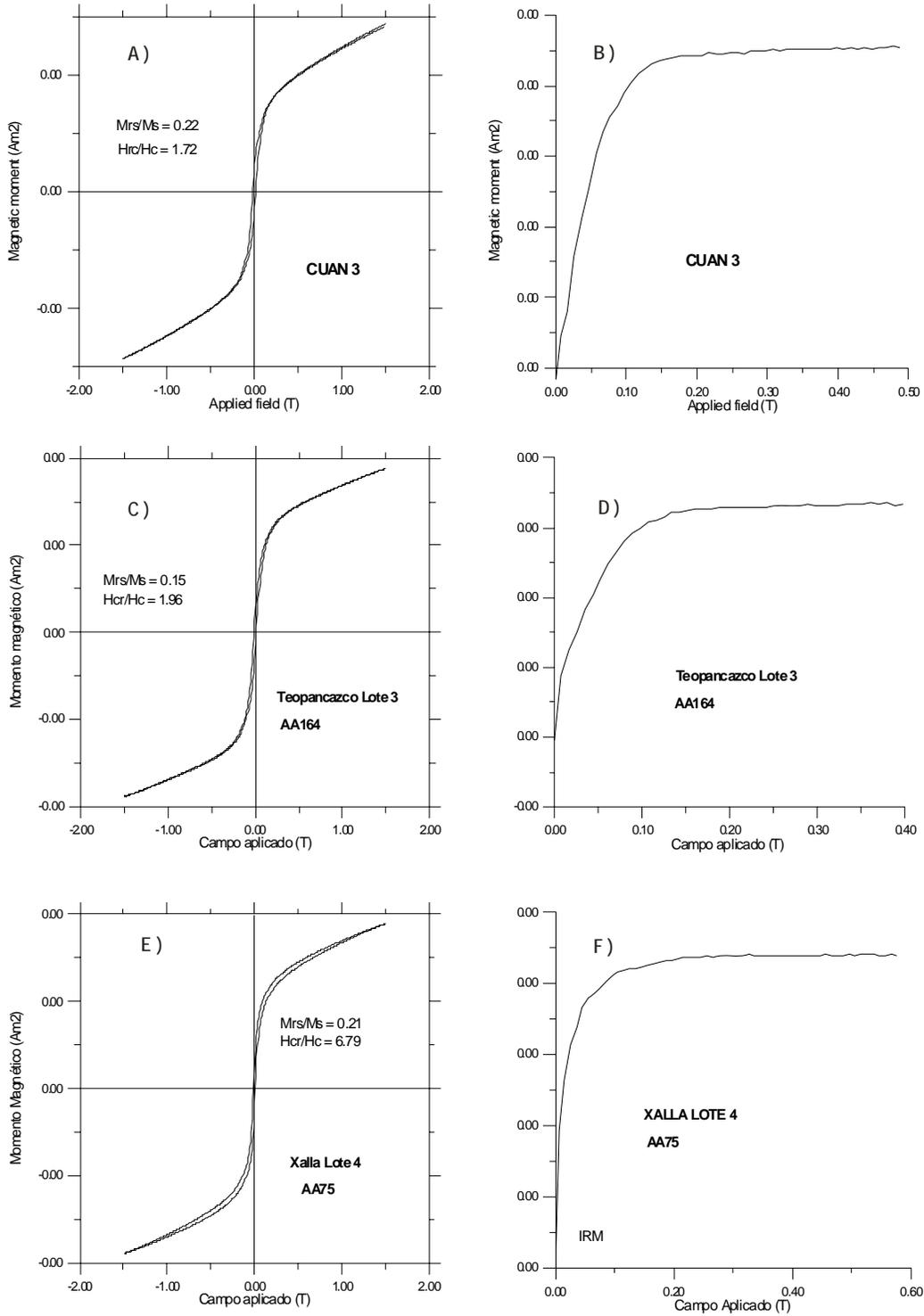
superparamagnéticos. Después se evidencia una fase ferrimagnética de titanomagnetita pobre en titanio (Figura 57C).

Un comportamiento excepcional ocurrió en el sitio Cuanalan. Dos muestras revelaron dos fases termomagnéticas distintas durante el calentamiento: una con un punto de curie compatible con titanomagnetita rica en titanio, y la otra compatible con titanomagnetita relativamente pobre en Titanio. En el enfriamiento sin embargo, se aprecia una sola fase termomagnética, razón por la cual la curva se considera irreversible (Figura 57D). Este tipo de curvas pueden explicarse mediante la posible transformación de titanomaghemita en titanomagnetita durante el calentamiento [Readman y O'Reilly, 1972; Özdemir, 1987].

### **8.2.2 Experimentos de histéresis**

Se llevaron a cabo mediciones de histéresis a temperatura ambiente en muestras seleccionadas de cada sitio, utilizando un Micromag AGFM con campos máximos de 1.4 T. A partir de las curvas obtenidas se calcularon la magnetización de saturación  $M_S$ , la saturación de la remanencia  $M_{RS}$  y la coercitividad  $H_C$  luego de corregir por su contribución paramagnética. Finalmente se determinó la coercitividad de la remanencia  $H_{CR}$  aplicando campos decrecientes progresivos después de la saturación, en el procedimiento conocido como adquisición de magnetización remanente isoterma (*IRM*). En todos los sitios se halló un tipo de histéresis bastante simétrico. Cerca del origen no se detectan los comportamientos conocidos como “cintura de avispa” ni “potbellied” [Tauxe et al., 1996] (Figuras 58A y 58C). Esto probablemente refleja rangos restringidos de las coercitividades de los minerales ferrimagnéticos. Las curvas de adquisición de remanencia isoterma por otra parte se hallaron muy similares en todos los casos. La saturación se alcanzó en campos moderados del orden de 150 a 200 mT, lo cual apunta a que los minerales portadores de la remanencia son las titanomagnetitas (Figuras 58B y 58D).

En una muestra del sitio Xalla se presentó la única excepción con una curva cuyo comportamiento es distinto. Cerca del origen se observa la forma de “cintura de avispa” que podría indicar la presencia de fases ferrimagnéticas con diferentes coercitividades, o más probablemente, la presencia dominante de granos con dominio simple y súperparamagnéticos [Goguitchaichvili y Prévot, 2000] (Figura 58E). Dado que en esta muestra la saturación se alcanzó durante el experimento de adquisición de *IRM*, no cabe la posibilidad de que contenga hematita (Figura 58F).



**Figura 58. Ejemplos de ciclos de histéresis característicos (no corregidos) y de curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal (IRM) asociadas.**

A juzgar por los cocientes de los parámetros de histéresis obtenidos en los tres sitios (Tablas 10, 11 Y 12), la mayoría de las muestras caen en la región del tamaño de grano con dominio pseudo sencillo (PSD), a quienes se considera portadores paleomagnéticos importantes (Figuras 59, 60 y 61) [Day, *et al.*, 1977]. Esto podría indicar una mezcla de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de granos con dominio sencillo (SD) [Dunlop, 2002].

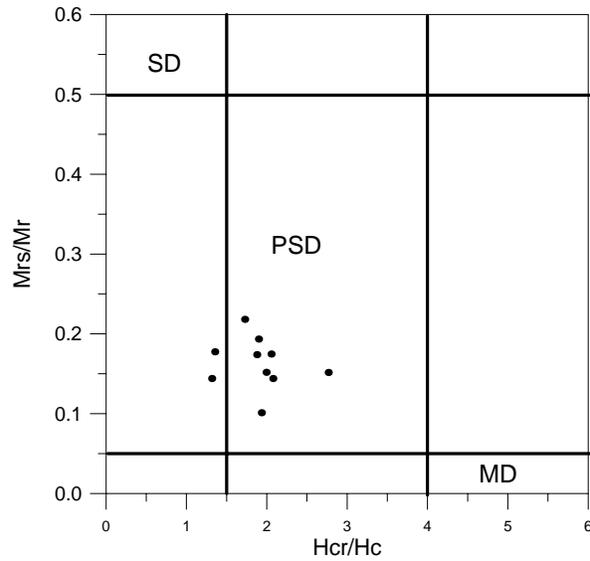


Figura 59. Parámetros de histéresis del sitio Cuanalan representados en el Diagrama de Day.

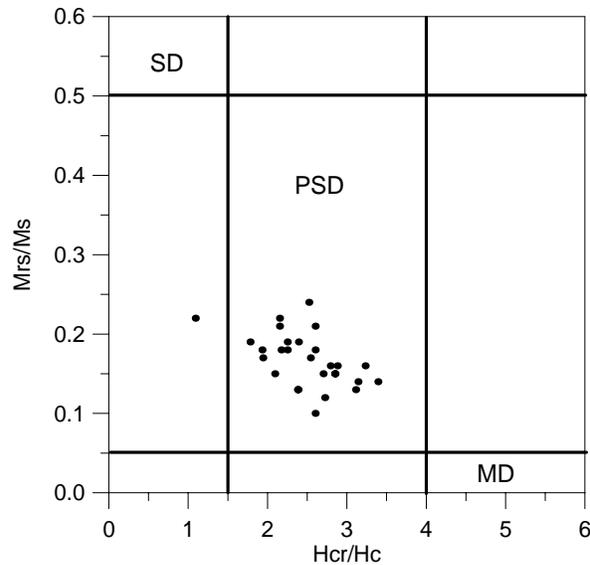


Figura601. Parámetros de histéresis del sitio Teopanazco representados en el Diagrama de Day.

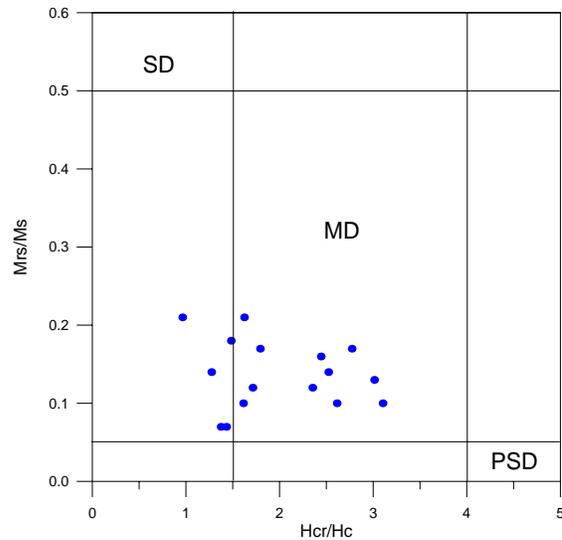


Figura 61. Parámetros de histéresis del sitio Xalla representados en el Diagrama de Day.

### 8.3 Determinación de arqueointensidades

Para obtener la intensidad se utilizaron dos métodos: el de Thellier y Thellier clásico en las muestras de Teopancazco, Lote R, y el de Thellier modificado por Coe [Coe, 1967] en el resto. Los calentamientos y enfriamientos se realizaron en presencia de un campo controlado en el laboratorio de 30  $\mu$ T, repitiéndose entre 10 y 11 veces a temperaturas crecientes distribuidas entre la temperatura ambiente ( $\sim 25^\circ$ ) y  $575^\circ\text{C}$  en la máxima etapa alcanzada. También se realizaron verificaciones de adquisición de magnetización termorremanente parcial (*pTRM*) después de cada dos etapas de temperatura a lo largo de todo el experimento. Los datos de arqueointensidad se reportan en la forma clásica *NRM-TRM* (gráfica de Arai) y los resultados se presentan en las tablas 13, 14 y 16, para las muestras de Cuanalan, Teopancazco y Xalla respectivamente. Solamente fueron aceptadas las determinaciones que cumplieron con los siguientes criterios:

- 1) Que hubieran sido obtenidas a partir de al menos 6 puntos del diagrama *NRM-TRM* y que correspondieran a una fracción de un tercio de la remanencia inicial (*NRM*) como mínimo, es decir,  $f \geq 1/3$ .
- 2) Que el factor de calidad de Coe  $q$  [Coe et al., 1978] tuviera un valor de 5 o más.

Los resultados obtenidos durante los experimentos de Thellier nos permitieron definir tres comportamientos diferentes. Las muestras del Tipo A están caracterizadas por segmentos lineales importantes y verificaciones de  $pTRM$  positivas. El diagrama de *zijderveld* presenta una sola componente lineal que tiende al origen. Por otra parte, en las muestras del tipo B, el diagrama de NRM-TRM es lineal con verificaciones de  $pTRM$  positivas. Sin embargo, el diagrama de *zijderveld* muestra dos componentes de magnetización. Finalmente, se definieron las muestras tipo C cuando en el diagrama de *zijderveld* las componentes de magnetización están desviadas del origen, aunque en la gráfica NRM-pTRM se observa linealidad y estabilidad térmica mediante verificaciones de  $pTRMs$  positivas. Para investigar si este comportamiento anormal se debe a calentamientos realizados en presencia de un campo magnético, se realizaron desmagnetizaciones térmicamente a muestras provenientes de los mismos fragmentos problemáticos. Al igual que en los experimentos de Thellier, las curvas ortogonales mostraron una clara desviación del origen. La causa de este comportamiento es poco clara. Podría especularse que algún recalentamiento debido a eventos con fuego produjo esta fuerte magnetización termo-química [Soler Arechadle et al., 2006].

La intensidad adquirida por objetos de arcillas cocidas depende fuertemente de la anisotropía de magnetización termorremanente (ATRM) y del ritmo de enfriamiento utilizado durante la adquisición de TRM. Al final de los experimentos de Thellier se realizaron los procedimientos conducentes a determinar ambas correcciones para todas las muestras, siempre que fue posible.

## **8.4 Resultados y discusión**

### **8.4.1 Cuanalan**

De los 70 especímenes analizados, 47 aportaron determinaciones de intensidad absoluta confiables. 28 de ellos corresponden a muestras del tipo A, 7 son del tipo B y en las 12 muestras restantes se hallaron resultados del tipo C (Figura 62).

La fracción de NRM utilizada (parámetro  $f$ ) para las determinaciones tomó valores entre 0.29 y 0.88, y el factor de calidad,  $q$ , entre 2.7 y 32.5, siendo en la mayoría de los casos mayor a 5 (Tabla 13). Sólo un caso (muestra 99C044A) fue aceptado con un factor de calidad menor. Sin embargo, la estimación de la arqueointensidad del espécimen es muy cercana a la media de todo el sitio.

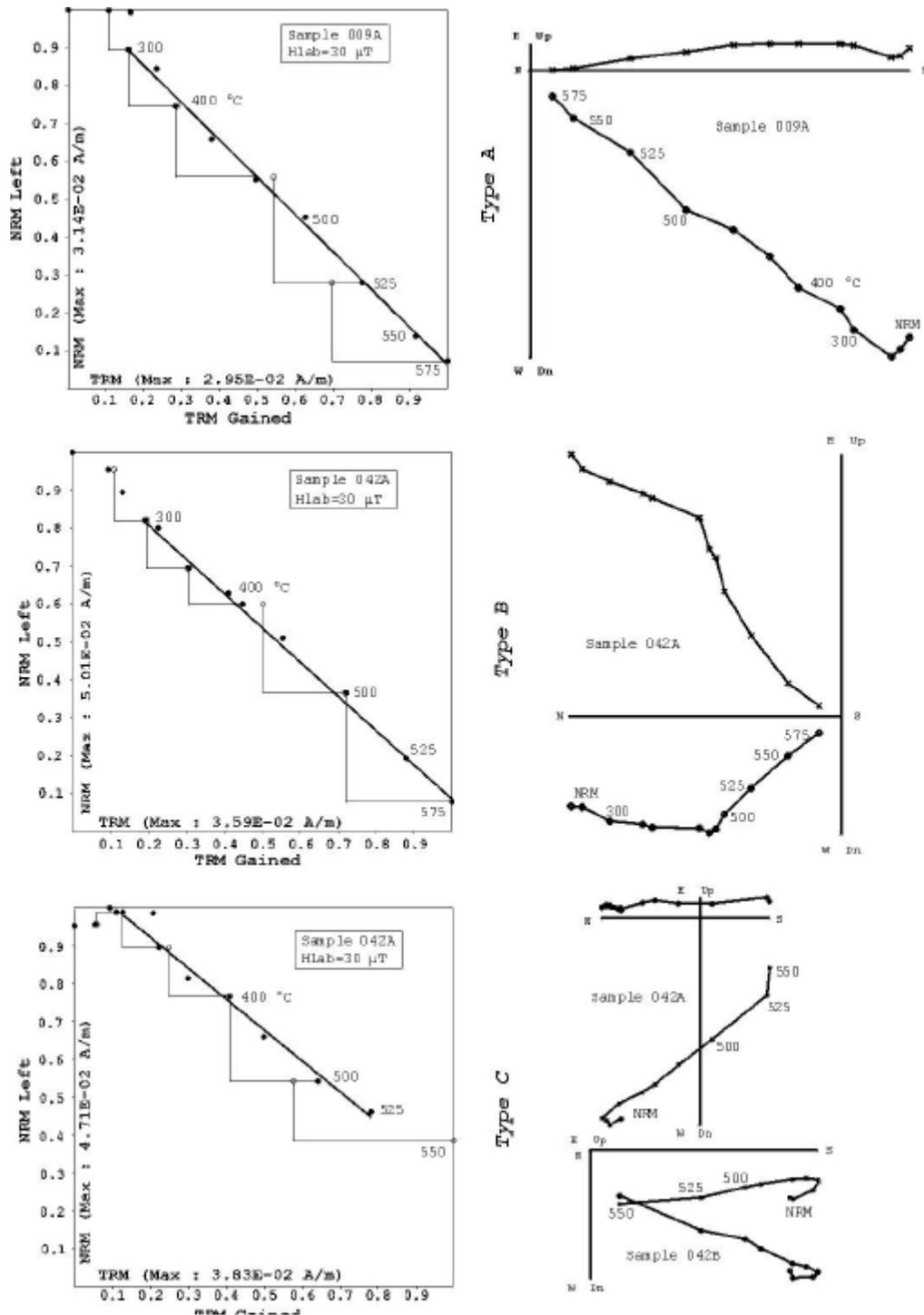


Figura 62. Diagramas NRM-TRM representativos (izquierda) y diagramas de desmagnetización ortogonal asociados (derecha) de las muestras de Cuanalan. En las gráficas NRM, los círculos abiertos indican verificaciones de pTRM. En los diagramas ortogonales, los números se refieren a la temperatura en  $^{\circ}$ C, los círculos abiertos muestran proyecciones en el plano horizontal, y las cruces indican proyecciones en el plano vertical.

Las correcciones de anisotropía y de ritmo de enfriamiento redujeron significativamente la desviación estándar de las intensidades medias, lo que habla de la importancia de realizar esas correcciones en este tipo de estudios. Los valores de paleointensidad medios por fragmento obtenidos se encuentran en el rango de  $24.2 \pm 3.2$  a  $40.0 \pm 1.7 \mu\text{T}$ , y tienen VADMs entre  $4.8 \pm 0.6$  a  $8.0 \pm 0.4$  ( $10^{22} \text{ Am}^2$ ). Esto corresponde a un valor medio para el Momento Axial Virtual Dipolar de  $5.9 \pm 1.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$  lo cual es menor que la intensidad del campo magnético actual (Figura 63).

**TABLA 13.** Resultados de arqueointensidad obtenidos para las cerámicas de Cuanalan

Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo	
CUAN 1	99C001A	9	250-525	0.61	0.86	9.83	26.76	1.41	25.78	5.16	C	
	99C002A	7	300-525	0.43	0.79	6.10	27.80	1.53	22.80	4.56	C	
	99C003A	8	300-525	0.60	0.85	16.43	33.62	1.05	28.24	5.65	C	
	99C004A	8	250-550	0.57	0.83	29.02	36.78	0.60	28.99	5.80	C	
	99C005A	7	300-550	0.54	0.83	13.40	31.55	1.04	26.19	5.24	C	
	99C006A	8	300-550	0.50	0.85	6.42	32.43	2.14	24.84	4.97	C	
	99C007A	10	300-525	0.63	0.86	8.47	23.98	1.56	23.12	4.63	C	
Promedio =									25.68	5.14		
									$\sigma$ =	2.46	0.49	
CUAN 2	99C008A	7	300-525	0.64	0.81	9.40	32.80	1.30	25.58	5.12	A	
	99C009A	9	300-575	0.79	0.86	29.13	31.33	0.73	24.53	4.91	A	
	99C010A	8	200-550	0.85	0.84	11.82	29.30	1.68	25.16	5.03	A	
	99C011A	8	200-550	0.81	0.85	14.99	29.10	1.34	25.46	5.09	A	
	99C012A	9	200-550	0.85	0.86	13.23	34.72	1.92	27.97	5.60	A	
	99C013A	10	200-575	0.83	0.87	16.30	32.92	1.47	26.44	5.29	A	
	99C014A	9	250-575	0.88	0.87	20.66	35.59	1.32	25.51	5.10	A	
Promedio =									25.85	5.17		
									$\sigma$ =	1.21	0.24	
CUAN 3	99C015A	7	400-575	0.59	0.81	13.21	38.23	1.39	30.20	6.04	A	
	99C016A	7	400-575	0.56	0.80	7.23	38.58	2.40	28.54	5.71	A	
	99C017A	7	400-575	0.67	0.81	14.38	36.39	1.38	26.02	5.21	A	
	99C018A	7	400-575	0.66	0.81	10.40	37.32	1.90	26.93	5.39	A	
	99C019A	7	400-575	0.63	0.80	7.86	36.08	2.33	26.39	5.28	A	
	99C020A	7	400-575	0.63	0.79	6.81	37.02	2.69	25.10	5.02	A	
	99C021A	8	350-575	0.64	0.79	9.76	35.64	1.83	27.80	5.56	A	
Promedio =									26.60	5.32		
									$\sigma$ =	1.28	0.26	
CUAN 4	99C022A	8	350-575	0.63	0.81	7.95	47.30	3.00	39.48	7.90	A	
	99C023A	8	350-575	0.74	0.84	11.77	53.37	2.81	38.92	7.79	A	
	99C024A	8	350-575	0.78	0.84	31.17	53.87	1.13	40.56	8.12	A	
	99C025A	8	350-575	0.79	0.83	15.14	52.46	2.29	38.12	7.63	A	
	99C026A	8	350-575	0.80	0.84	32.54	53.14	1.09	38.28	7.66	A	
	99C027A	8	350-575	0.74	0.85	10.37	54.62	3.28	42.31	8.47	A	
	99C028A	8	350-575	0.73	0.81	17.04	52.90	1.83	42.32	8.47	A	
Promedio =									39.61	7.93		
									$\sigma$ =	1.5921	0.3197	

**TABLA 13.** (Continuación)

Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
<b>CUAN 6</b>	99C036A	11	200-575	0.79	0.87	30.62	43.65	0.98	33.49	6.70	B
	99C037A	8	350-575	0.81	0.86	9.00	43.49	3.35	33.02	6.61	B
	99C038A	8	350-575	0.64	0.81	12.23	37.70	1.62	31.44	6.29	B
	99C039A	8	350-575	0.82	0.86	22.10	40.62	1.31	34.25	6.85	B
	99C040A	8	350-575	0.78	0.86	14.94	45.79	2.05	33.11	6.63	B
	99C041A	8	250-575	0.76	0.85	16.17	45.46	1.82	36.77	7.36	B
	99C042A	11	200-575	0.85	0.88	29.73	38.77	0.97	36.95	7.39	B
Promedio =									<b>34.13</b>	<b>6.83</b>	
$\sigma$ =									<b>2.23</b>	<b>0.45</b>	
<b>CUAN 7</b>	99C043A	8	300-550	0.72	0.87	14.16	40.57	1.79	27.84	5.57	C
	99C044A	6	350-525	0.46	0.78	2.74	40.05	5.29	31.22	6.25	C
	99C045A	7	350-550	0.62	0.86	9.98	35.76	1.90	22.13	4.43	C
	99C046A	7	350-550	0.72	0.86	17.96	39.04	1.35	32.01	6.41	C
	99C047A	8	350-575	0.73	0.68	5.78	41.04	3.54	<b>35.76</b>	<b>7.16</b>	C
	99C048A										
	99C049A										
Promedio =									<b>28.30</b>	<b>5.67</b>	
$\sigma$ =									<b>4.49</b>	<b>0.90</b>	
<b>CUAN 8</b>	99C050A	9	20-550	0.64	0.71	21.00	33.53	0.73	28.43	5.69	A
	99C051A	9	20-550	0.63	0.66	11.40	24.74	0.91	<b>21.27</b>	<b>4.26</b>	A
	99C052A	8	20-475	0.29	0.82	3.30	24.72	1.73	<b>21.88</b>	<b>4.38</b>	A
	99C053A	9	20-475	0.68	0.70	14.10	30.62	1.03	23.64	4.73	A
	99C054A	8	200-550	0.62	0.63	7.50	27.47	1.45	21.13	4.23	A
	99C055A	9	200-575	0.87	0.77	28.10	35.76	0.85	28.88	5.78	A
	99C056A	8	200-550	0.66	0.69	10.80	31.04	1.31	24.15	4.83	A
Promedio =									<b>25.25</b>	<b>5.05</b>	
$\sigma$ =									<b>3.32</b>	<b>0.66</b>	

n: número de etapas de calentamiento usadas para determinar la intensidad. Tmin-Tmax: intervalo de temperatura usado para determinar de la intensidad. f: fracción de NRM extrapolada usada para determinar la intensidad. g: factor gap. q: índice de calidad de Coe [Coe *et al.*, 1978]. H: arqueointensidad antes de las correcciones. Hcorr: arqueointensidad después de las correcciones. VADM: momento axial virtual dipolar.

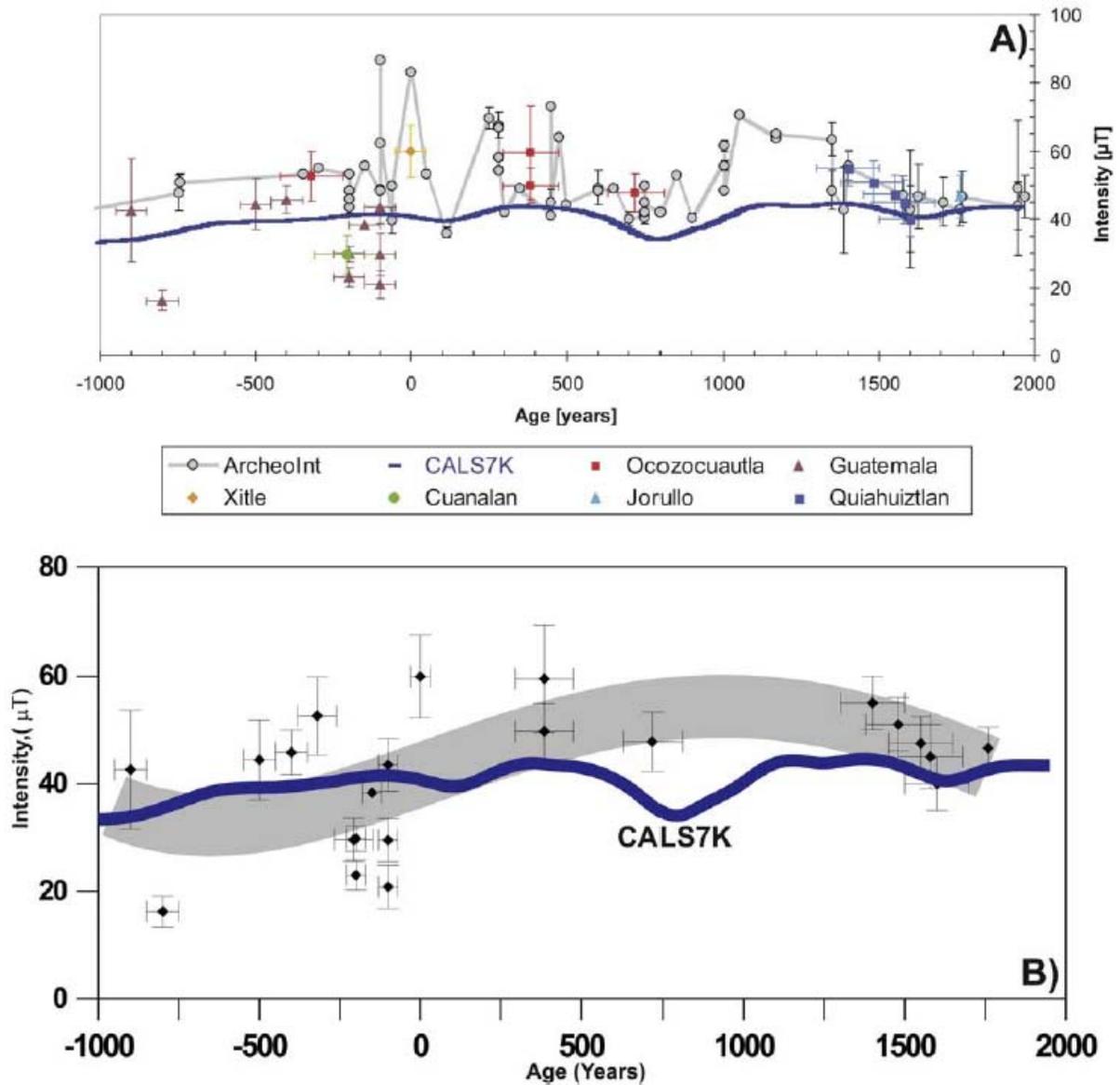


Figura 63. A) Datos disponibles hasta ahora de intensidad absoluta de Mesoamérica, derivados de objetos arqueológicos y flujos históricos de lava. También se muestra la curva obtenida usando una base de datos mundial reducida a la localidad de la Ciudad de México [Genevey et al., 2008]. La línea azul representa las predicciones del modelo CALS7K [Korte y Constable, 2005]. Las fuentes de los datos son las siguientes: Xitle de Morales et al. [2006], Ocozocuautila de Morales et al. [2009a], Jorullo de Gratton et al. [2005], Guatemala de Alva-Valdivia et al., [2009] y Quiahuiztlan de López-Téllez et al. [2007]. (b) Tendencia general de la distribución de datos de intensidad disponibles usando un ajuste polinomial comparado con el modelo CALS7K.

La exclusión de las determinaciones del tipo C no cambió significativamente la media global. En la figura 64 se muestra el valor de arqueointensidad medio obtenido para el sitio Cuanalan, junto con otras intensidades medias disponibles para la región mesoamericana. También se muestra la curva derivada del modelo global CALS7K de *Korte y Constable* [2005b] y los datos recuperados de la base de datos de arqueointensidad mundial [*Genevey et al.*, 2008], reducidos a la Ciudad de México.

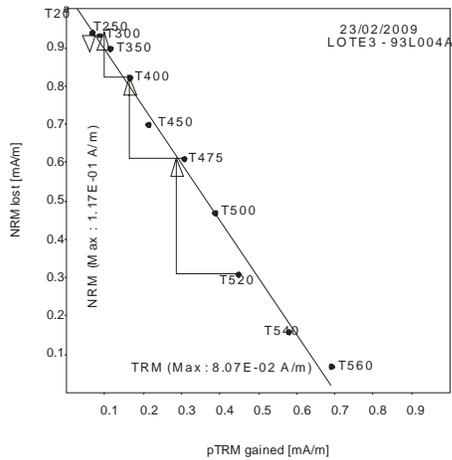
La intensidad media obtenida en el presente estudio difiere de los valores de intensidad absoluta predicha por el modelo global CALS7K y de la última compilación de datos *ArcheoInt*, pues resulta significativamente menor que los valores sugeridos por ellos. Aún así, tiene una buena coincidencia con los datos de intensidad absoluta de Mesoamérica.

Si se consideran los valores de arqueointensidad sin las correcciones de ATRM y ritmo de enfriamiento, se observa que son sistemáticamente mayores que los corregidos y hay una mayor concordancia con lo que predice el modelo CALS7K, que podría de hecho estar sesgado por el hecho de que tales correcciones no fueron aplicadas en muchos de los datos obtenidos en tiempos pasados.

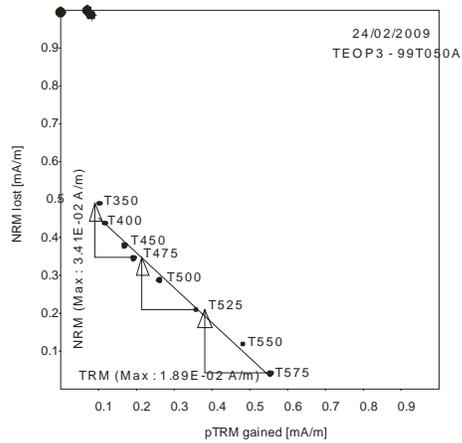
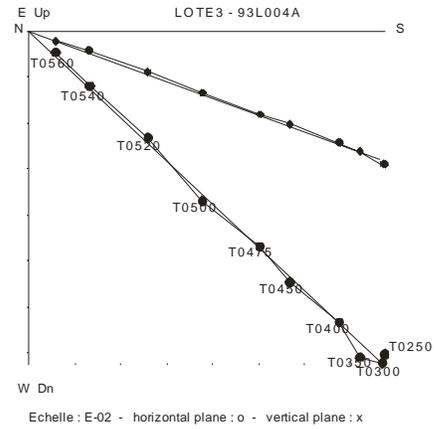
#### **8.4.2 Teopanazco**

De las 281 muestras procesadas que pertenecen a 42 fragmentos de cerámica, se obtuvieron determinaciones confiables de arqueointensidad en 184, correspondientes a 28 fragmentos. 22 de las muestras manifestaron un comportamiento del tipo A, caracterizado por un importante segmento lineal, verificaciones de adquisición de TRM correctas y NRM con dirección al origen. Una muestra se comportó de acuerdo al tipo B (diagrama de *zijderveld* con dos componentes) y otras cinco según el tipo C, con NRM desviada del origen (Figura 64).

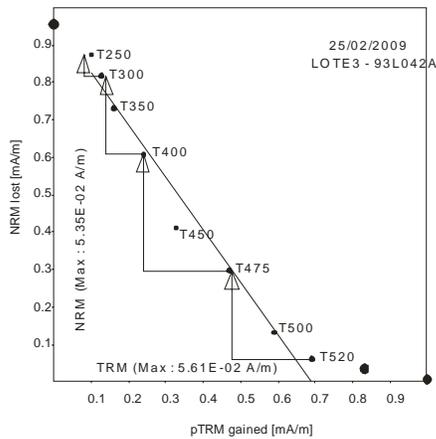
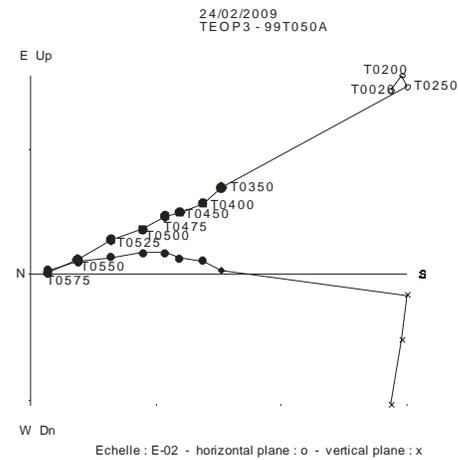
En todas las muestras la fracción de NRM usada para determinar la intensidad, es decir, el parámetro  $f$ , tomó valores entre 0.35 y 0.99, siendo  $f = 0.67$  el valor promedio. El factor de calidad de Coe  $q$  arrojó un valor medio de 11, aunque en los cálculos finales fueron incluidas 7 muestras con  $q$  entre 4 y 5. La razón para hacer esta excepción es que en esos casos, el promedio de la estimación de la arqueointensidad para todo el fragmento de cerámica fue muy cercano al de la muestra individual. El factor  $g$  para las muestras aceptadas tuvo un promedio de 0.80. Los valores de los parámetros de las muestras aceptadas cumplen ampliamente con los criterios de calidad generalmente requeridos en determinaciones confiables de intensidad.



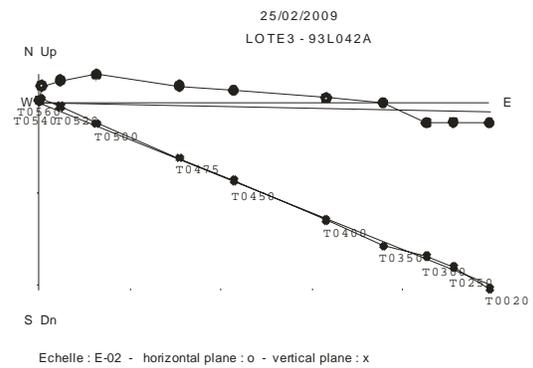
TIPO A



TIPO B



TIPO C



**Figura 64.** Diagramas NRM-TRM representativos y diagramas de desmagnetización ortogonal asociados de las muestras de Teopancazco con los comportamientos del tipo A, B y C. En las gráficas NRM, los círculos abiertos indican verificaciones de pTRM. En los diagramas ortogonales, los números se refieren a la temperatura en °C, los círculos abiertos muestran proyecciones en el plano horizontal, y las cruces indican proyecciones en el plano vertical.

El efecto de las correcciones sobre los datos brutos de arqueointensidad fue significativo. Debido a la corrección del ritmo de enfriamiento, la intensidad se redujo un 12% en promedio. La corrección de ATRM por otro lado fue imposible de aplicar en cuatro fragmentos, debido a que al final del experimento de Thellier todas las muestras se hallaban rotas.

Las correcciones de ATRM son impredecibles y no siguen un único patrón en todos los especímenes, pero en nuestras cerámicas hay una tendencia a disminuir el valor de la intensidad. El mayor porcentaje de reducción fue de 19.4%, mientras que el incremento más grande fue de 3.3%. Tomando en cuenta todos los resultados aceptados, las intensidades disminuyeron en promedio un 5.69%. Los valores de intensidad media por fragmento fueron calculados después de hacer las dos correcciones, y las determinaciones donde esto no fue posible fueron descartadas (cuatro fragmentos). Los promedios están en el rango entre  $15.30 \pm 0.1$  y  $44.6 \pm 2 \mu\text{T}$ , con VADM's entre  $3.1 \pm 0.02$  y  $8.9 \pm 0.63$  ( $10^{22} \text{ A.m.}^2$ ) respectivamente (Tabla 14). Las edades de estas muestras se encuentran entre  $2460 \pm 40$  y  $1475 \pm 125 \text{ AP}$  y las fechas calendáricas correspondientes están entre  $129 \pm 96$  y  $475 \pm 125 \text{ DC}$ .

**TABLA 14.** Resultados de arqueointensidad obtenidos para las cerámicas de Teopancazgo. Las muestras sin corrección de ATRM están en color azul, y las que no tienen CRC en verde. Las muestras con determinaciones fallidas se presentan en rojo.

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
	AA140	92L01A	7	400-560	0.73	0.82	7.32	41.02	3.25	41.02	8.21	A
	R1	92L02A	6	400-540	0.6	0.79	5.24	39.75	3.53	39.75	7.95	A
	64829	92L03A	8	350-560	0.72	0.83	17.37	31.72	1.07	26.38	5.28	A
		92L04A	8	350-560	0.73	0.82	13.78	29.83	1.27	24.46	4.89	A
		92L05A	8	350-560	0.66	0.81	9.5	33.55	1.87	27.41	5.49	A
		92L06A	8	350-560	0.66	0.81	16.94	31.98	1	27.64	5.53	A
2		92L07A	5	350-520	0.39	0.73	3.84	36.07	2.61			
Promedio =										26.5	5.3	
$\sigma$ =										1.5	0.3	
	AA 140B	92L15A	7	200-540	0.52	0.75	4.93	39.46	3.06			
	R1	92L16A	9	200-540	0.67	0.84	6.36	53.76	4.71	46.21	9.25	A
		92L17A	10	200-540	0.62	0.86	12.04	51.51	2.23	46.32	9.27	A
		92L18A	9	20-520	0.54	0.82	5.26	55.2	4.56	43.16	8.64	A
		92L19A	9	300-560	0.74	0.86	17.93	52.96	1.86	42.15	8.44	A
		92L20A	8	300-540	0.65	0.79	8.23	63.62	3.91	63.62	1.27	A
2		92L21A	9	250-540	0.67	0.84	10.93	53.9	2.72	45.49	9.1	A
Promedio =										44.3	8.9	
$\sigma$ =										1.6	0.3	

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
2	AA 177R3	92L22A	4	300-450	0.89	0.48	8.77	16.07	0.81			
		92L23A	6	250-475	0.96	0.5	22.54	16.85	0.35	15.41	3.08	A
		92L24A	6	250-475	0.94	0.64	14.45	14.52	0.59	14.45	2.89	A
		92L25A	5	300-475	0.9	0.62	10.51	16.73	0.87	15.23	3.05	A
		92L26A	5	300-475	0.91	0.6	11.24	15.61	0.74	15.73	3.15	A
		92L27A	5	300-475	0.9	0.6	18.62	17.25	0.49	17.26	3.45	A
		92L28A	5	300-475	0.92	0.65	16.59	16.51	0.59			
Promedio =										15.3	3.1	
$\sigma$ =										0.1	0	
2	AA 206	92L29A	8	300-540	0.6	0.81	11.77	36.84	1.5	32.09	6.42	A
	R13	92L30A	8	300-540	0.65	0.82	12.22	36.64	1.56	30.12	6.03	A
		92L31A	8	350-560	0.63	0.83	8.19	35.02	2.18	27.35	5.47	A
		92L32A	8	350-560	0.66	0.83	12.47	38.23	1.66	29.07	5.82	A
		92L33A	9	300-560	0.68	0.85	14.45	37.93	1.48	32.87	6.58	A
	72212	92L34A	8	350-560	0.71	0.83	8.98	40.23	2.6	33.74	6.75	A
		92L35A	9	300-560	0.71	0.84	9.05	41.94	2.72	41.94	8.39	A
Promedio =										30.6	6.1	
$\sigma$ =										2.9	0.6	
2	AA 214	92L43A	6	350-520	0.42	0.78	3.55	29.04	2.65			
	R2	92L44A	6	350-520	0.49	0.78	3.16	32.34	3.83	26.72	5.35	
		92L45A	7	300-520	0.51	0.82	4.75	37.44	3.23	31.02	6.21	C
		92L46A	7	350-540	0.56	0.83	4.02	29.06	3.26	23.89	4.78	C
	72249	92L47A	7	350-540	0.61	0.82	9.7	35.59	1.79	28.82	5.77	C
		92L48A	7	350-540	0.57	0.82	5.19	36.68	3.23	31.24	6.25	C
		92L49A	7	50-540	0.51	0.81	4.85	34.98	2.94	29.83	5.97	C
Promedio =										30.2	6.1	
$\sigma$ =										1.1	0.2	
2	AA 214	92L50A	9	300-560	0.81	0.86	10.63	29.69	1.91	25.1	5.02	A
	R2	92L51A	8	300-540	0.68	0.84	6.94	30.78	2.51	30.78	6.16	A
		92L52A	8	350-560	0.71	0.83	8.61	28	1.88	23.86	4.77	A
		92L53A	8	350-560	0.67	0.8	7.86	34.91	2.35	31.74	6.35	A
		92L54A	9	300-560	0.86	0.84	27.83	34.01	0.86	34.01	6.81	A
		92L55A	6	350-520	0.63	0.78	8.52	31.91	1.81	23.05	4.61	A
		92L56A	7	300-520	0.64	0.81	14.75	33.73	1.16	25.35	5.07	A
Promedio =										23.86	4.77	
$\sigma$ =												

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
2	AA 217	92L57A	9	250-540	0.6	0.85	7.43	53.83	3.63	45.52	9.11	A
	R3	92L58A	9	200-520	0.53	0.85	7.64	55.85	3.23	50.11	10	A
	BP4	92L59A	10	200-540	0.52	0.85	9.05	50.77	2.44	43.47	8.7	A
		92L60A	11	20-540	0.62	0.88	11.19	51.36	2.45	44.06	8.82	A
		92L61A	10	20-560	0.82	0.87	17.09	48.15	1.98	41.53	8.31	A
	72395	92L62A	9	300-560	0.71	0.85	12.54	50.93	2.41	44.14	8.83	A
		92L63A	11	250-575	0.8	0.84	16.35	48.82	1.97	43.26	8.66	A
Promedio =										44.6	8.9	
$\sigma$ =										2.7	0.5	
3	AA 164	93L01A	9	250-540	0.87	0.85	16.94	40.26	1.77	34.67	6.94	A
	R6	93L02A	9	250-540	0.8	0.84	18.25	43.82	1.6	35.98	7.2	A
	ENT 78	93L03A	9	250-540	0.76	0.84	13.64	42.95	1.98	36.3	7.26	A
		93L04A	9	250-540	0.73	0.83	18.17	45.34	1.49	37.72	7.55	A
		93L05A	8	250-540	0.84	0.84	14.42	41.75	0.75	36.23	7.25	A
	70061	93L06A	9	250-560	0.83	0.86	16.27	42.57	1.83	34.22	6.85	A
		93L07A	10	250-560	0.79	0.86	19.64	42.08	1.42	35.43	7.09	A
Promedio =										34.22	6.85	
$\sigma$ =												
3	AA 164	93L15A	8	350-560	0.62	0.8	9.25	22.58	1.19	20.62	4.13	A
	R7	93L16A	10	250-560	0.67	0.82	10.91	23.31	1.16	17.18	3.44	A
	ENT 87	93L17A	10	250-560	0.65	0.82	9.77	22.7	1.22	18.4	3.68	A
		93L18A	10	250-560	0.51	0.79	5.33	20.83	1.57	14.55	2.91	A
	70070	93L19A	7	400-560	0.71	0.82	15.28	28.44	1.07	23.04	4.61	A
		93L20A	8	350-560	0.78	0.85	6.95	27.66	1.23	21.57	4.32	A
		93L21A	6	400-560	0.65	0.78	6.35	29.86	2.34	25.09	5.02	A
Promedio =										17.86	3.57	
$\sigma$ =										3.07	0.62	
3	AA 181	93L22A	8	350-560	0.61	0.82	6.59	36.26	2.71	36.93	7.39	B
	R3	93L23A	7	400-560	0.54	0.8	9.79	42.43	1.84	36.23	7.25	B
		93L24A	7	400-560	0.5	0.8	6.67	40.19	2.36	36.68	7.34	B
		93L25A	5	475-560	0.37	0.69	4.19	40.21	2.4	37.65	7.53	B
		93L26A	7	400-560	0.49	0.79	7.94	33.48	1.59	34.12	6.83	B
	70127	93L27A	8	350-560	0.52	0.82	7.72	38.75	2.1	36.15	7.23	B
		93L28A	5	475-560	0.37	0.71	4.19	41.19	2.52	38.2	7.64	B
Promedio =										36.97	7.4	
$\sigma$ =										0.81	0.16	

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
	AA 160	93L29A	10	250-560	0.65	0.86	8.01	30.97	2.1	23.91	4.79	A
	R7	93L30A	7	400-560	0.58	0.79	7.82	23.03	1.32	20.96	4.2	A
	ENT 86	93L31A	7	400-560	0.58	0.79	10.11	28.54	1.28	18.7	3.74	A
		93L32A	9	300-560	0.71	0.83	4.71	32.9	4.04	21.39	4.28	A
	70387	93L33A	10	250-560	0.76	0.85	5.71	33.3	3.68	25.75	5.15	A
		93L34A	8	350-560	0.56	0.85	3.79	34.36	4.23	23.91	4.78	
<b>3</b>		93L35A	7	350-560	0.45	0.77	1.92	31.1	5.43			
<b>Promedio =</b>										<b>22.14</b>	<b>4.43</b>	
<b><math>\sigma</math> =</b>										<b>2.74</b>	<b>0.55</b>	
	AA 190	93L36A	7	250-500	0.67	0.75	3.98	62.25	7.71			
	R4	93L37A	6	250-400	0.68	0.73	10.9	50.61	2.27	44.13	8.83	C
		93L38A	8	250-520	0.86	0.83	10.81	39.8	2.56	31.92	6.39	C
	70342	93L39A	8	250-520	0.89	0.83	9.75	39.44	2.92	28.92	5.79	C
		93L40A	8	250-520	0.84	0.83	14.8	41.75	1.93	31.14	6.23	C
		93L41A	8	250-520	0.85	0.83	10.22	41.59	2.85	31.13	6.23	C
<b>3</b>		93L42A	8	250-475	0.85	0.84	10.98	40	2.54	31.21	6.25	C
<b>Promedio =</b>										<b>30.86</b>	<b>6.18</b>	
<b><math>\sigma</math> =</b>										<b>1.14</b>	<b>0.23</b>	
	AA 164	93L43A	10	250-560	0.73	0.86	10.36	40.46	2.39	34.19	6.84	A
	R8	93L44A	10	250-560	0.68	0.87	17.2	46.17	1.56	37.4	7.48	A
	ENT 87	93L45A	10	250-560	0.69	0.86	13.24	39.7	1.77	34.99	7	A
		93L46A	10	250-560	0.67	0.87	9.09	41.76	2.61	28.77	5.76	A
	70107	93L47A	9	250-560	0.53	0.81	7.93	39.05	2.07	32.68	6.54	A
		93L48A	10	250-560	0.68	0.86	18.49	39.87	1.24	26.44	5.29	A
		93L49A	10	250-560	0.72	0.86	8.64	41.13	2.89	28.75	5.75	A
<b>3</b>												
<b>Promedio =</b>										<b>31.89</b>	<b>6.38</b>	
<b><math>\sigma</math> =</b>										<b>3.98</b>	<b>0.8</b>	
	AA 191	93L50A	9	300-50	0.69	0.83	8.51	47.98	3.2	38.27	7.66	A
	R1	93L51A	11	20-560	0.83	0.88	15.88	50.28	2.27	38.12	7.63	A
		93L52A	11	20-560	0.85	0.89	10.25	49.53	3.59	37.07	7.42	A
		93L53A	10	20-540	0.73	0.87	8.39	62.71	4.7	38.75	7.76	A
	70850	93L54A	10	20-560	0.99	0.84	17.13	50.95	2.43	37.98	7.6	A
		93L55A	9	20-540	0.85	0.86	17.4	57.21	2.36	44.44	8.89	A
<b>3</b>		93L56A	10	20-540	0.8	0.88	18.82	56.63	2.08	40.82	8.17	A
<b>Promedio =</b>										<b>39.53</b>	<b>7.91</b>	
<b><math>\sigma</math> =</b>										<b>2.71</b>	<b>0.54</b>	

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
3	AA 201	93L64A	5	250-450	0.55	0.71	2.88	33.29	4.42			C
	R3	93L65A	7	250-500	0.66	0.79	5.09	35.54	3.56	22.5	4.5	C
		93L66A	6	250-450	0.61	0.77	5.7	34.1	2.76	32.06	6.42	C
		93L67A	7	250-500	0.64	0.76	7.31	33.86	2.23	32.9	6.58	C
		93L68A	5	250-450	0.52	0.72	3.27	33.07	3.73			C
	70952	93L69A	6	250-475	0.63	0.77	5.65	32.03	2.72	27.62	5.53	C
		93L70A	7	250-500	0.6	0.75	5.11	34.67	3.01	29.24	5.85	C
Promedio =										28.86	5.78	
$\sigma$ =										4.14	0.83	
5	AA36	99T008A	8	200-575	0.87	0.6	22.44	37.48	0.87	28.47	5.7	A
		99T009A	7	250-575	0.83	0.75	31.15	40.6	0.81	33.79	6.76	A
		99T010A	9	200-575	0.82	0.76	19.12	46.62	1.53	37.21	7.45	A
		99T011A	8	200-575	0.81	0.62	12.21	41.79	1.72	27.93	5.59	A
	20086	99T012A		NR								A
		99T013A	8	200-575	0.78	0.59	12.16	48.47	1.84	33.72	6.75	A
	99T014A	8	200-575	0.81	0.61	30.6	40.76	0.66	33.49	6.7	A	
Promedio =										32.17	6.44	
$\sigma$ =										3.91	0.78	
5	AA75	99T015A	4	400-575	0.61	0.3	3.33	45.87	2.51			
		99T016A	4	400-575	0.64	0.29	2.58	44.97	3.2			
		99T017A	5	400-575	0.64	0.33	6.18	47.03	1.61	41.36	8.28	A
		99T018A	5	350-575	0.72	0.43	9.23	43.61	1.48	35.09	7.02	A
	43720	99T019A	5	400-575	0.62	0.35	22.19	44.98	0.45	40.94	8.19	A
		99T020A	5	400-575	0.6	0.31	9.86	44.23	0.82	31.02	6.21	A
	99T021A	5	400-575	0.57	0.3	3	45.46	2.64				
Promedio =										33.06	6.62	
$\sigma$ =										2.88	0.57	
5	AA88	99T022A	7	350-575	0.45	0.78	6.26	49.33	2.75	46.72	9.35	A
		99T023A	8	350-575	0.5	0.82	9.51	44.9	1.91	42.85	8.57	A
		99T024A	5	350-525	0.4	0.72	8.1	45.59	1.63	38.24	7.65	A
		99T025A	6	350-525	0.37	0.76	3.95	46.38	3.27			
	49977	99T026A	6	350-525	0.42	0.78	6.46	42.49	2.16	42.76	8.56	A
		99T027A	6	350-525	0.39	0.78	8.73	45.49	1.57	43.71	8.75	A
	99T028A	6	350-525	0.36	0.76	5.82	43.11	2.04	42.15	8.44	A	
Promedio =										42.74	8.55	
$\sigma$ =										2.73	0.55	

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo	
	AA38	99T043A	6	350-525	0.5	0.79	2.55	39.77	6.1				
		99T044A	7	350-550	0.63	0.83	4.02	32.3	4.22				
	19913	99T045A	8	350-575	0.76	0.83	14.64	35.33	1.52	32.93	6.59	A	
		99T046A	8	350-575	0.86	0.84	9.34	34.3	2.64	31.61	6.33	A	
		99T047A	7	350-550	0.6	0.82	5.1	33.67	4.43	31.58	6.32	A	
	5		99T048A	6	350-575	0.51	0.79	5.18	41.04	3.15	38.55	7.71	A
99T049A				NR									
Promedio =										33.67	6.74		
$\sigma$ =										3.32	0.66		
	AA 103	T103 01		NR									
		T103 02	6	450-475	0.5	0.78	6.12	45.47	2.9	39.1	7.83	A	
	T103 03	9	200-575	0.71	0.85	8.44	43.97	3.11	37.46	7.5	A		
	T103 04		NR										
	T103 05		NR										
	M		T103 06	7	300-550	0.6	0.8	4.57	33.5	3.5	32.7	6.54	
			T103 07	7	350-550	0.57	0.82	6.95	35.35	2.38	32.44	6.49	
Promedio =										32.57	6.52		
$\sigma$ =										0.19	0.04		
	AA 37B	T37B 01	10	200-525	0.76	0.84	19.87	49.45	1.57	42.56	8.52	A	
		T37B 02	11	20-575	0.96	0.86	35.07	45.25	1.07	41.14	8.23	A	
	T37B 03	10	200-525	0.96	0.82	18.59	50.42	2.13	47.97	9.6	A		
	T37B 04	10	20-575	0.98	0.85	53.97	45.97	0.71	40.13	8.03	A		
	T37B 05	10	20-575	0.97	0.85	41.73	47.29	0.94	43.61	8.73	A		
	M		T37B 06	10	200-575	0.76	0.85	22.46	51	1.47	46.8	9.36	A
			T37B 07	8	300-575	0.61	0.82	11.11	52.54	2.35	44.49	8.9	A
	Promedio =										44.39	8.88	
$\sigma$ =										3.17	0.63		
	AA 66	T66 01		NR									
		T66 02	7	400-575	0.69	0.81	6.89	23.96	1.95	17.01	3.4	C	
	T66 03		NR										
	T66 04		NR										
	T66 05		NR										
	M		T66 06	7	350-550	0.6	0.77	5.77	36.53	2.9	31.02	6.21	C
			T66 07	7	400-575	0.73	0.8	5.36	36.43	3.97	33.33	6.67	C
Promedio =										32.17	6.44		
$\sigma$ =										1.64	0.33		

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
M	AA 37	T37 01	8	250-550	0.86	0.84	13.65	31.44	1.66	26.66	5.33	A
		T37 02	8	250-525	0.62	0.8	9.58	28.18	1.47	24.38	4.88	A
		T37 03	7	300-525	0.6	0.79	7.81	34.61	2.1	31.33	6.27	A
		T37 04	8	300-550	0.8	0.82	10.51	31.18	1.94	22.31	4.47	A
		T37 05	8	300-550	0.8	0.81	13.41	31.14	1.5	23.12	4.63	A
		T37 06	8	250-525	0.64	0.82	13.14	27.04	1.08	20.16	4.03	A
Promedio =										24.72	4.95	
$\sigma$ =										4.37	0.88	
R	CUI	CUI 01		NR								
		CUI 02	8	250-515	0.51	0.83	8.64	34.95	1.41	29.46	5.9	A
		CUI 03	8	250-515	0.58	0.83	6.6	35.9	1.04	30.39	6.08	A
		CUI 04		NR								
		CUI 05		NR								
		CUI 06	8	250-515	0.53	0.82	6.5	41.6	1.92	34.21	6.85	A
Promedio =										31.35	6.28	
$\sigma$ =										2.52	0.5	
R	AA35 16615	T35 01	7	300-315	0.38	0.81	4.9	40.4	1.3	36.7	7.34	A
		T35 02		NR								
		T35 03		NR								
		T35 04	6	350-515	0.35	0.78	6.5	48.4	1.39	44.61	8.93	A
		T35 05	8	300-540	0.56	0.83	22.5	45	2.33	40.14	8.03	A
		T35 06	8	250-515	0.41	0.83	8.7	43.1	1.83	39.43	7.89	A
Promedio =										40.22	8.05	
$\sigma$ =										3.28	0.66	
R	AA77 44048	T77 01		NR								
		T77 02	5	400-515	0.71	2.8	5.9	37.6	1.34	27.49	5.5	A
		T77 03	4	430-515	0.24	0.65	1.2	40.3	2.56	28.82	5.77	
		T77 04	5	400-515	0.33	0.74	3.2	38	1.65	26.89	5.38	
		T77 05		NR								
		T77 06	5	430-540	0.51	0.65	3.9	44.4	2.67	32.06	6.42	A
Promedio =										29.78	5.96	
$\sigma$ =										3.23	0.65	

**TABLA 14.** Continuación

LOTE	Pieza	Muestra	n	T min-max	f	g	q	H	$\sigma$ H	Hcorr	VADM	Tipo
	AA227	T227 01	8	250-530	0.41	0.83	16.8	45.4	1.6	44.56	8.92	A
		T227 02	8	300-350	0.49	0.83	15.3	44.6	1.38	38.96	7.8	A
		T227 03	9	250-550	0.52	0.84	14.6	41.6	1.82	36.26	7.26	A
		T227 04	9	250-550	0.52	0.84	24	41.1	1.9	34.68	6.94	A
		T227 05	6	400-550	0.49	0.79	9.3	35.2	0.74	30.21	6.04	A
R		T227 06		NR								
Promedio =										36.93	7.39	
$\sigma$ =										5.32	1.07	
	AA227B	T227B 01	5	450-550	0.44	0.72	4.7	34.2	1.68	31.44	6.29	A
		T227B 02	6	450-550	0.49	0.78	4.3	35.3	1.76	30.47	6.1	
		T227B 03	5	450-550	0.44	0.72	4.5	32.7	1.45	28.34	5.67	A
	77373	T227B 04	5	450-550	0.39	0.71	3.5	31.4	1.4	34.41	6.89	
		T227B 05	6	400-550	0.49	0.78	7.9	29.5	1.03	27.83	5.57	A
R		T227B 06		NR								
Promedio =										29.2	5.84	
$\sigma$ =										1.95	0.39	
	AA239	T239 01	4	480-550	0.38	0.64	5.1	22	2.13	18.83	3.77	A
		T239 02	4	480-550	0.37	0.65	2.4	25.5	2.56	20.15	4.03	
		T239 03	4	480-550	0.39	0.64	3.5	24.6	1.23	20.16	4.03	
	28823	T239 04	3	480-530	0.23	0.48	3.2	22.2	1.87	17.3	3.46	
		T239 05	4	480-550	0.37	0.62	2.3	20.7	1.45	17.01	3.4	
R		T239 06		NR								
Promedio =										18.83	3.77	
$\sigma$ =												

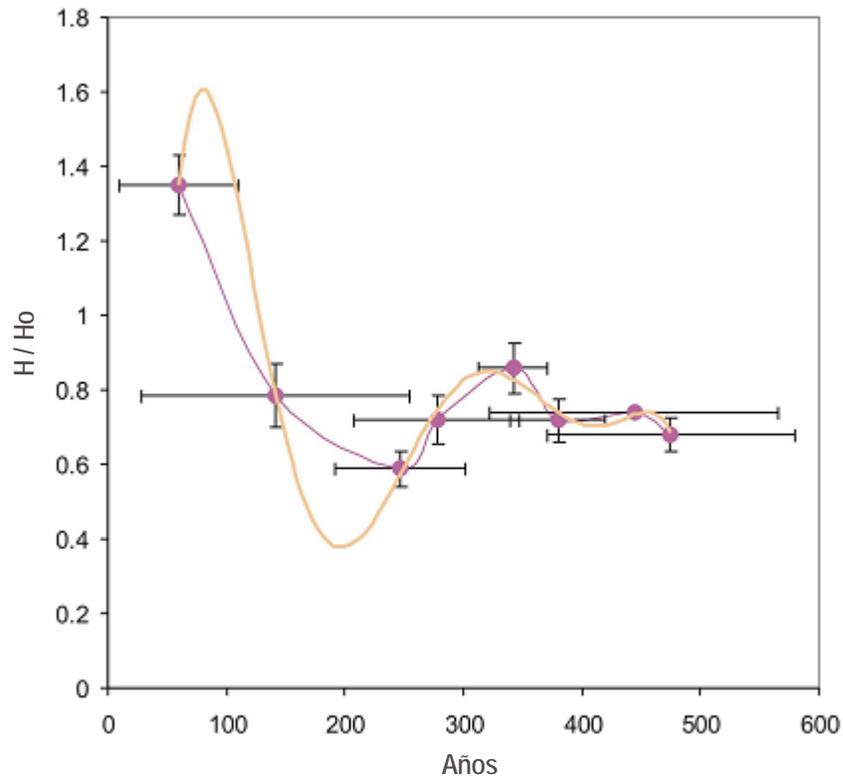
n: número de etapas de calentamiento usadas para determinar la intensidad. Tmin-Tmax: intervalo de temperatura usado para determinar de la intensidad. f: fracción de NRM extrapolada usada para determinar la intensidad. g: factor gap. q: índice de calidad de Coe [Coe *et al.*, 1978]. H: arqueointensidad antes de las correcciones. Hcorr: arqueointensidad después de las correcciones. VADM: momento axial virtual dipolar.

Los datos obtenidos para los 24 fragmentos exitosos de Teopancazgo fueron agrupados por fechas similares, y sus valores de intensidad promediados, generándose siete pares Edad-arqueointensidad. A este grupo se sumó información de flujos de lava del volcán Xitle (centro de México) datados en ~60 DC, que reportan una intensidad media de  $59.6 \pm 3.5 \mu\text{T}$  [Morales *et al.*, 2006] (Tabla 15). Las arqueointensidades también se han normalizado con respecto al valor del campo actual en el centro de México ( $H_0=44.5 \mu\text{T}$ ) (Tabla 15).

**TABLA 15.** Resultados de arqueointensidad del sitio Teopancazco agrupados por edades.

Edad (años DC)	± (años)	intensidad ( $\mu\text{T}$ )	desv est ( $\mu\text{T}$ )	vadm ( $10^{22} \text{ Am}^2$ )	desv est ( $10^{22} \text{ Am}^2$ )	H/Ho	±
60	50	59.6	3.5	11.9	0.7	1.35	0.031
142	113	34.55	3.77	6.91	0.76	0.79	0.086
247	55	25.94	2.10	5.19	0.35	0.59	0.048
278	70	31.67	2.90	6.34	0.49	0.72	0.066
342	28	37.81	2.95	7.57	0.59	0.86	0.067
380	40	31.61	2.49	6.33	0.50	0.72	0.057
444	122	32.57	0.19	6.52	0.04	0.74	0.004
475	105	29.98	1.98	6.01	0.39	0.68	0.045

En la Figura 65, la relación Edad vs H/Ho con un ajuste polinomial expone las variaciones de intensidad del campo geomagnético en la región dada por las muestras de Teopancazco.



**Figura 65.** Ajuste polinomial de los resultados de edad (promedios) contra intensidad normalizada, para las muestras de Teopancazco

La gráfica perfila variaciones significativas en el campo a lo largo de los ~500 años que abarca. Se observa inicialmente una intensidad máxima en los flujos de lava del volcán Xitle, con un valor mayor al actual. A partir de ese momento el campo disminuye, alcanzando un mínimo cercano a 250 DC con un valor de ~ 60% del campo actual, para luego volver a crecer y mantenerse con variaciones que se ubican entre el 68 y 86% del campo geomagnético del presente.

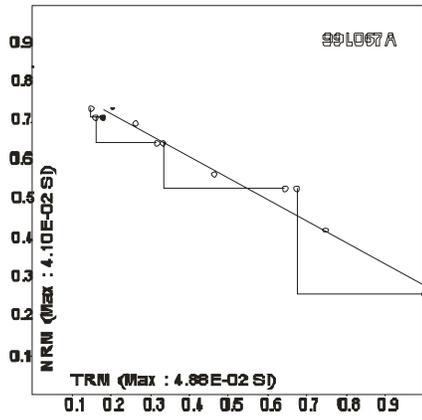
Los intentos por encontrar una correlación entre los datos aquí obtenidos y la última compilación global ArcheoInt [Genevey *et al.*, 2008] así como con las predicciones del modelo CALS7K [Korte y Constable, 2005] para los pasados 7 milenios no han sido exitosos. Esto quizá es debido esencialmente a la irregularidad en la calidad técnica y a las determinaciones poco confiables de las edades de los datos viejos, que en muchas ocasiones no cuentan con las correcciones y parámetros de calidad requeridos en el presente trabajo.

### **8.4.3 Xalla**

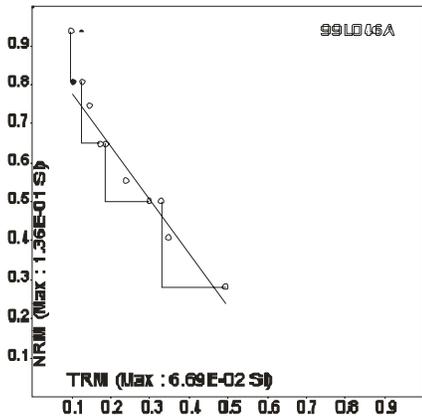
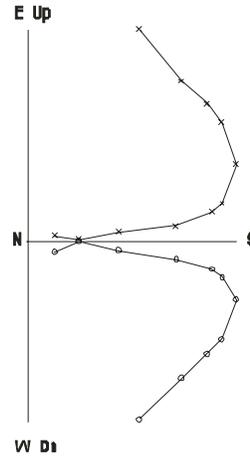
75 de las 142 muestras paleomagnéticas estudiadas arrojaron resultados satisfactorios, lo que permitió obtener un valor de paleointensidad media en 15 de los 20 fragmentos analizados. Del grupo de 75, 12 fragmentos evidenciaron un comportamiento del tipo B (diagrama de zijderveld con dos componentes) y otros cinco tuvieron un comportamiento del tipo C (NRM desviada del origen). Sin embargo, la mayoría están caracterizados por un importante segmento lineal, verificaciones de adquisición de TRM correctas y NRM con dirección al origen (tipo A) (Figura 66).

La fracción de NRM utilizada (parámetro  $f$ ) en las determinaciones de intensidad tomó valores entre 0.28 y 0.90, siendo el promedio  $f = 0.66$ . El 85% de las muestras tuvieron un factor de calidad de Coe  $q$  mayor a 5, siendo el valor máximo 39.62, el mínimo 2.8 y el promedio 10.52 (Tabla 16). En los casos en los que se aceptaron valores menores a cinco, la estimación de la arqueointensidad de los especímenes fue muy cercana a la media del fragmento.

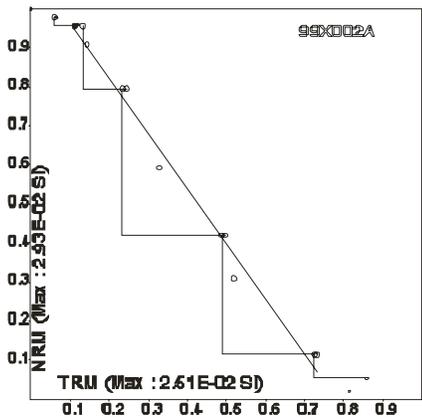
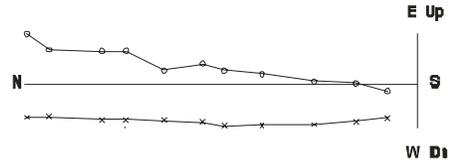
20 de las muestras se hallaban rotas hacia el final de los experimentos, lo que impidió realizar los calentamientos correspondientes a la corrección de anisotropía. En esos casos sólo se reporta la corrección del ritmo de enfriamiento, pero para obtener la intensidad media por fragmento únicamente se tomaron en cuenta los resultados con ambas correcciones, con lo que se eliminaron otros 2 fragmentos. La corrección por el efecto de anisotropía de magnetización termorremanente evidenció nuevamente una tendencia a disminuir el valor de la intensidad en la mayoría de las muestras, siendo el promedio de 4.8%.



TIPO A



TIPO B



TIPO C

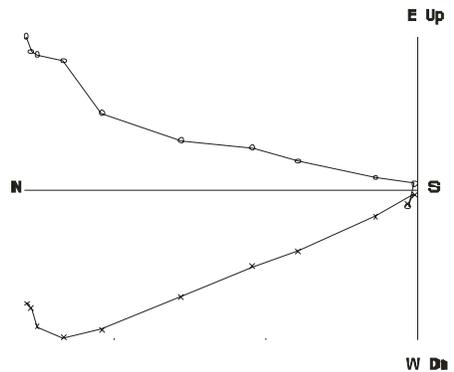


Figura 66. Diagramas NRM-TRM representativos (izquierda) y diagramas de desmagnetización ortogonal asociados (derecha) de las muestras del sitio Xalla. En las gráficas NRM, los círculos abiertos indican verificaciones de pTRM. En los diagramas ortogonales, los números se refieren a la temperatura en °C, los círculos abiertos muestran proyecciones en el plano horizontal, y las cruces indican proyecciones en el plano vertical.

**TABLA 16.** Resultados de arqueointensidad obtenidos para las cerámicas de Xalla. Las muestras sin corrección de ATRM están en color azul, y las que no tienen CRC en verde. Las muestras con determinaciones fallidas se presentan en rojo.

Lote	Pieza	Muestra	n	T mín-máx	f	g	q	F	$\sigma$ F	Fcorr	VADM	Tipo
1	99L001A	P1/E1-C1	5	300-475	0.59	0.70	11.72	33.87	1.18	24.46	4.89	A
	99L002A	N379 E364	6	300-525	0.70	0.76	5.47	31.53	3.00	18.75	3.75	A
	99L003A	R9/Pi1	6	300-500	0.68	0.75	7.22	33.52	1.63	26.94	5.39	A
	99L004A	99L1-8	6	350-525	0.73	0.79	7.39	29.11	1.97	24.10	4.82	A
	99L005A		6	350-525	0.68	0.79	7.64	30.19	2.07	18.49	3.7	A
	99L006A		5	350-500	0.65	0.73	7.41	29.53	1.86	24.62	4.93	A
	99L007A		6	350-525	0.76	0.79	6.76	27.74	2.40	20.95	4.19	A
	99L008A		7	300-525	0.64	0.79	18.28	27.31	0.74	23.10	4.62	A
promedio =										21.2	4.2	
$\sigma$ =										2.6	0.5	
1	99L009A	P1/E102A	5	400-525	0.32	0.71	2.89	34.02	2.65			
	99L010A	N349 E393	8	250-525	0.36	0.79	3.71	42.49	3.21			
	99L011A	R41B/Pi4	8	250-525	0.38	0.81	10.57	38.42	1.09	28.00	5.6	A
	99L012A	99L9-15	7	300-525	0.38	0.78	4.71	39.86	2.42	21.19	4.24	A
	99L013A		6	350-525	0.33	0.78	3.50	27.18	1.96			
	99L014A		8	250-525	0.33	0.80	5.07	34.55	1.74	34.57	6.92	A
	99L015A		6	300-525	0.33	0.76	3.78	26.49	1.75			
	99L016A		7	300-525	0.28	0.76	2.59	22.05	1.75			
promedio =										27.9	5.6	
$\sigma$ =										6.7	1.3	
1	99L017A	AA78	6	300-500	0.64	0.78	3.90	25.70	3.25			
	99L018A		5	400-525	0.59	0.75	8.23	22.85	1.21	19.49	3.9	A
	99L019A		6	300-500	0.78	0.75	6.63	25.43	2.21	16.66	3.33	A
	99L020A		6	300-525	0.80	0.76	9.34	27.40	1.75	15.64	3.13	A
	99L021A		5	350-525	0.83	0.73	3.20	18.86	3.51			
	99L022A		6	350-525	0.81	0.78	4.50	25.45	3.50	21.44	4.29	A
	99L023A		6	350-525	0.80	0.79	5.90	22.94	2.41	15.05	3.01	A
promedio =										16.7	3.3	
$\sigma$ =										2.0	0.4	
1	99L024A	P1/E1-C1	5	350-525	0.28	0.71	3.60	27.50	2.53	22.83	4.57	A
	99L025A	N380 E364	6	350-525	0.47	0.66	4.25	31.90	2.36	22.86	4.57	A
	99L026A	R9/Pi1	4	350-525	0.47	0.72	5.22	27.70	1.80	24.75	4.95	A
	99L027A	99L24-30	5	400-525	0.36	0.72	1.26	31.43	6.26			
	99L028A		5	400-525	0.40	0.71	4.28	25.27	1.64	17.18	3.44	A
	99L029A		4	450-525	0.26	0.49	0.57	25.89	5.73			
	99L030A		6	350-525	0.41	0.76	5.48	25.46	1.42	18.24	3.65	A
promedio =										19.4	3.9	
$\sigma$ =										3.0	0.6	

**TABLA 16.** Continuación

Lote	Pieza	Muestra	n	T mín-máx	f	g	q	F	$\sigma$ F	Fcorr	VADM	Tipo
1	99L031A	P1/e2	7	250-525	0.49	0.82	5.19	43.52	3.31	34.52	6.91	A
	99L032A	N350 E389	6	250-500	0.51	0.79	5.18	48.43	3.65	45.37	9.08	A
	99L033A	NÚCLEO	8	250-525	0.60	0.84	5.04	49.75	4.89	49.75	9.96	A
	99L034A	R37C1Ae3	7	300-525	0.51	0.82	4.88	40.35	3.37	40.35	8.08	A
	99L035A		7	300-525	0.48	0.82	8.68	39.31	1.75	39.31	7.87	A
	99L036A		7	300-525	0.48	0.81	4.25	30.19	2.70			
	99L037A		7	250-500	0.59	0.82	13.35	43.96	1.58	43.96	8.8	A
promedio =										39.9	8.0	
$\sigma$ =										7.7	1.5	
1	99L045A	AA82	7	250-475	0.53	0.83	4.05	44.52	4.71			
	99L046A	R4	7	250-525	0.58	0.81	5.68	39.29	3.17	41.51	8.31	C
	99L047A		7	250-525	0.47	0.82	6.28	37.85	2.26	34.22	6.85	C
	99L048A		7	250-525	0.48	0.81	5.11	30.94	2.30	31.92	6.39	C
	99L049A			NR								
	99L050A			NR								
	99L051A		7	250-525	0.59	0.82	4.69	33.76	3.43			
	99L052A			NR								
promedio =										36.7	7.4	
$\sigma$ =										6.8	1.4	
1	99L059A	AA 83	8	250-525	0.50	0.79	4.99	46.29	3.65	38.11	7.63	A
	99L060A	R1	8	250-525	0.55	0.79	6.07	49.07	3.48	46.42	9.29	A
	99L061A		8	250-525	0.60	0.83	13.29	43.59	1.59	43.97	8.8	A
	99L062A		8	250-525	0.56	0.81	9.43	48.54	2.32	47.49	9.5	A
	99L063A		8	250-525	0.51	0.84	6.16	48.09	3.29	43.48	8.7	A
	99L064A		8	250-525	0.59	0.80	5.30	43.65	3.80	40.23	8.05	A
	99L065A		5	400-525	0.33	0.69	1.07	46.15	9.60			
	promedio =										41.9	8.4
$\sigma$ =										4.9	1.0	
1	99L066A	AA 81	5	475-525	0.46	0.68	4.40	16.80	0.90	15.17	3.04	B
	99L067A		5	475-525	0.46	0.72	2.90	21.31	1.90	19.45	3.89	B
	99L068A	R1	4	475-525	0.26	0.48	3.90	17.16	0.53	16.62	3.33	B
	99L069A		6	350-525	0.47	0.76	4.60	15.75	1.20	15.42	3.09	B
	99L070A		4	475-525	0.23	0.43	6.63	21.12	0.31	16.59	3.32	B
	99L071A		3	475-525	0.23	0.49	1.21	23.43	2.10			
	99L072A		3	475-525	0.19	0.49	0.54	23.31	3.94			
	promedio =										17.1	3.4
$\sigma$ =										2.2	0.4	

**TABLA 16.** Continuación

Lote	Pieza	Muestra	n	T mín-máx	f	g	q	F	$\sigma$ F	Fcorr	VADM	Tipo	
4	99X001	AA30	9	200-525	0.84	0.81	17.66	33.66	1.28	22.22	4.45	A	
			8	250-525	0.77	0.79	12.49	40.80	1.96	27.00	5.4	A	
			8	300-550	0.80	0.83	18.89	38.61	1.34	22.09	4.42	A	
			9	300-550	0.89	0.86	15.26	38.90	1.93	26.67	5.34	A	
			9	300-550	0.78	0.85	17.41	42.83	1.59	26.81	5.36	A	
			9	250-525	0.84	0.82	15.59	40.01	1.73	25.08	5.02	A	
			8	300-550	0.79	0.84	12.66	39.49	2.06	25.85	5.17	A	
promedio =										25.59	5.12		
$\sigma$ =										1.85	0.37		
4	99X008	AA16	7	350-575	0.77	0.80	11.71	34.78	1.80	27.83	5.57	A	
			8	350-575	0.77	0.84	11.78	31.20	1.68	23.68	4.74	A	
			7	400-575	0.69	0.82	8.32	34.67	2.31	27.83	5.57	A	
				NR									
			6	450-575	0.60	0.78	6.64	32.95	2.32	25.73	5.15	A	
			7	400-575	0.67	0.81	6.02	34.06	3.02	24.73	4.95	A	
			6	450-575	0.57	0.78	3.36	34.42	4.53				
promedio =										25.49	5.10		
$\sigma$ =										1.77	0.35		
4	99X022	AA75	11	20-550	0.88	0.88	27.26	45.59	1.28	44.10	8.83	A	
			11	20-550	0.90	0.88	39.62	50.61	0.99	44.70	8.95	A	
			11	20-550	0.89	0.88	34.64	46.83	1.04	45.40	9.08	A	
			11	20-250	0.90	0.88	25.22	49.98	1.54	44.96	8.99	A	
			11	20-550	0.90	0.88	30.34	47.54	1.22	44.77	8.96	A	
			11	20-250	0.89	0.88	31.69	47.80	1.17	44.46	8.89	A	
			11	200-575	0.79	0.88	16.30	51.08	2.14	47.08	9.42	A	
promedio =										45.07	9.02		
$\sigma$ =										0.97	0.19		
4	99X036	AA53	9	200-525	0.85	0.84	9.91	26.88	1.89	25.36	5.07	A	
			8	250-525	0.84	0.82	7.58	28.47	2.56	24.29	4.86	A	
			8	300-550	0.87	0.83	7.26	28.66	2.78	21.19	4.24	A	
			10	20-525	0.87	0.85	11.04	34.86	2.29	28.93	5.79	A	
			7	250-525	0.76	0.73	8.59	33.02	2.10				
			6	350-525	0.75	0.70	8.33	35.32	2.20	28.34	5.67	A	
			6	300-525	0.73	0.70	7.39	30.06	2.01	24.21	4.84	A	
promedio =										24.79	4.96		
$\sigma$ =										2.95	0.59		

**TABLA 16.** Continuación

Lote	Pieza	Muestra	n	T mín-máx	f	g	q	F	$\sigma$ F	Fcorr	VADM	Tipo
4	99X043	AA11	8	250-525	0.80	0.83	7.18	28.78	2.62	23.68	4.74	B
	99X044	R2	7	250-525	0.71	0.71	8.83	27.61	1.55	23.56	4.71	B
	99X045	12534	7	250-525	0.70	0.72	10.39	28.59	1.36	21.37	4.28	B
	99X046		6	250-525	0.74	0.66	7.48	29.08	1.86	24.33	4.87	B
	99X047		6	350-550	0.74	0.74	12.40	26.97	1.18	21.05	4.21	B
	99X048		8	300-575	0.83	0.79	21.59	27.55	0.82	21.64	4.33	B
	99X049		8	250-550	0.79	0.80	14.86	29.71	1.24	23.05	4.61	B
promedio =										22.16	4.43	
$\sigma$ =										1.14	0.23	
4	99X050	AA11		NR								A
	99X051	R2		NR								
	99X052	12637		NR								
	99X053		6	400-525	0.61	0.74	13.87	32.85	1.06	28.85	5.77	A
	99X054			NR								
	99X055			NR								
	99X056			NR								
promedio =										28.85	5.77	
$\sigma$ =												
4	99X064	AA11 R5	7	250-500	0.62	0.75	4.50	43.82	4.46			
	99X065	14819	7	200-525	0.85	0.80	5.95	44.43	4.99	35.99	7.2	C
	99X066		9	20-500	0.84	0.85	9.17	44.69	3.42	35.31	7.06	C
	99X067			NR								
	99X068			NR								
	99X069			NR								
	99X070			NR								
promedio =										35.65	7.13	
$\sigma$ =										0.48	0.10	

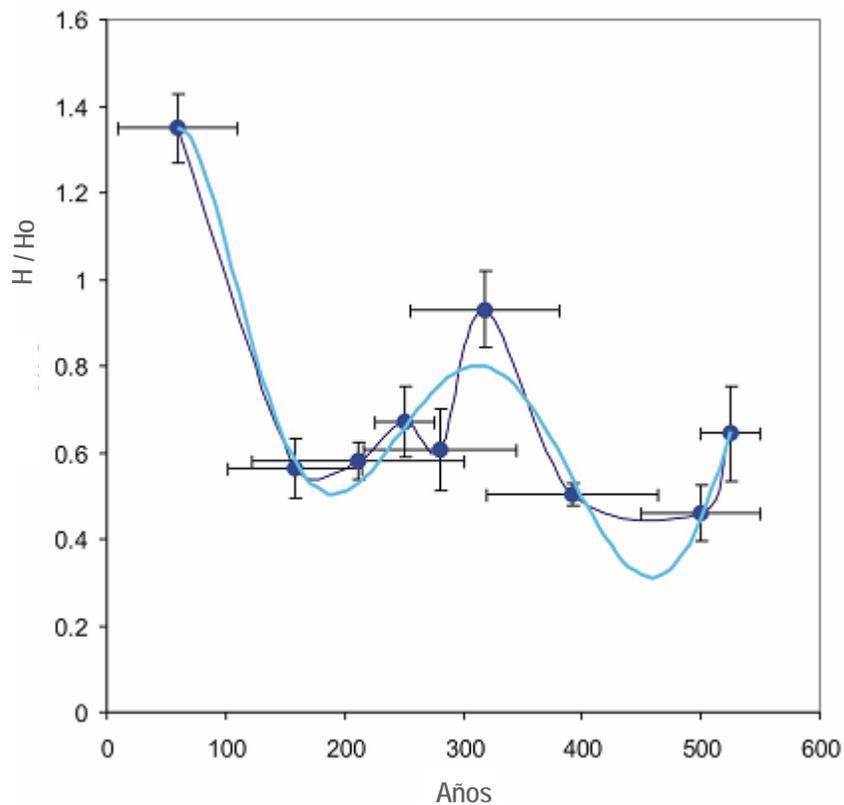
n: número de etapas de calentamiento usadas para determinar la intensidad. Tmin-Tmax: intervalo de temperatura usado para determinar de la intensidad. f: fracción de NRM extrapolada usada para determinar la intensidad. g: factor gap. q: índice de calidad de Coe [Coe et al., 1978]. H: arqueointensidad antes de las correcciones. Hcorr: arqueointensidad después de las correcciones. VADM: momento axial virtual dipolar.

Los valores de intensidad media por fragmento estuvieron entre  $16.7 \pm 2$  y  $45.07 \pm 0.97 \mu\text{T}$ , y los VADMs respectivos tomaron valores entre  $3.3 \pm 0.4$  y  $9.02 \pm 0.19 (10^{22} \text{ Am}^2)$ . El rango de edades para estas muestras está entre  $1850 \pm 40$  y  $1423 \pm 25$  AP, lo que corresponde a edades calendáricas calibradas de  $158 \pm 56$  a  $525 \pm 25$  DC. Los 13 valores de intensidad obtenidos para el sitio Xalla fueron agrupados según sus edades. A ellos se sumó información de los flujos de lava del volcán Xitle [Morales et al., 2006], llegando así a 9 pares Edad-arqueointensidad. Estos promedios se normalizaron con respecto al valor del campo actual en la región del centro de México ( $H_0 = 44.5$ ) (Tabla 17).

**TABLA 17.** Resultados de arqueointensidad del sitio Xalla agrupados por edades.

edad	±	intensidad	desv est	vadm	desv est	H/Ho	±
(años DC)	(años)	( $\mu\text{T}$ )	( $\mu\text{T}$ )	( $10^{22} \text{ Am}^2$ )	( $10^{22} \text{ Am}^2$ )		
60	50	59.60	3.50			1.35	0.080
158	56	24.79	2.95	4.96	0.59	0.56	0.067
211	89	25.59	1.85	15.12	0.37	0.58	0.042
250	25	29.50	3.55	5.9	0.7	0.67	0.081
281	65	26.70	4.24	5.35	0.825	0.61	0.096
319	63	40.89	3.89	8.21	0.795	0.93	0.088
392	72	22.16	1.14	4.43	0.23	0.50	0.026
500	50	20.30	2.80	4.05	0.55	0.46	0.064
525	25	28.30	4.85	5.65	0.95	0.64	0.110

La figura 67 presenta la distribución de los resultados agrupados (Edad vs H/Ho), con un ajuste polinomial.



**Figura 67.** Ajuste polinomial de los resultados de edad (promedios) contra intensidad normalizada, para las muestras del sitio Xalla.

Se observa inicialmente el valor de intensidad máxima, mayor al del campo actual, que corresponde a los flujos de lava del volcán Xitle en ~60 DC. En seguida se aprecia una tendencia del campo a disminuir con valores aproximadamente constantes entre ~150 y 300 DC y cercanos al 60% del valor del campo actual. Luego se observa un nuevo incremento, que llega casi a equipararse con el campo geomagnético del presente, para volver a disminuir y alcanzar un mínimo en la edad de 550 DC aproximadamente. Como ocurrió con las muestras de Teopancazco, no se halló una correlación exitosa entre los resultados de las muestras de Xalla y la compilación global ArcheoInt [Genevey *et al.*, 2008] ni con las predicciones del modelo CALS7K de Korte y Constable [2005].

#### 8.4.4 Comparación de los resultados de los sitios Teopancazco, Xalla y Cuanalan

Las cerámicas estudiadas procedentes del sitio Xalla son contemporáneas de las muestras del sitio Teopancazco, por lo que sería conveniente hacer una comparación entre las determinaciones de intensidad de ambos sitios. En la figura 68 se exponen los resultados Edad vs H/Ho junto con el ajuste polinomial correspondiente.

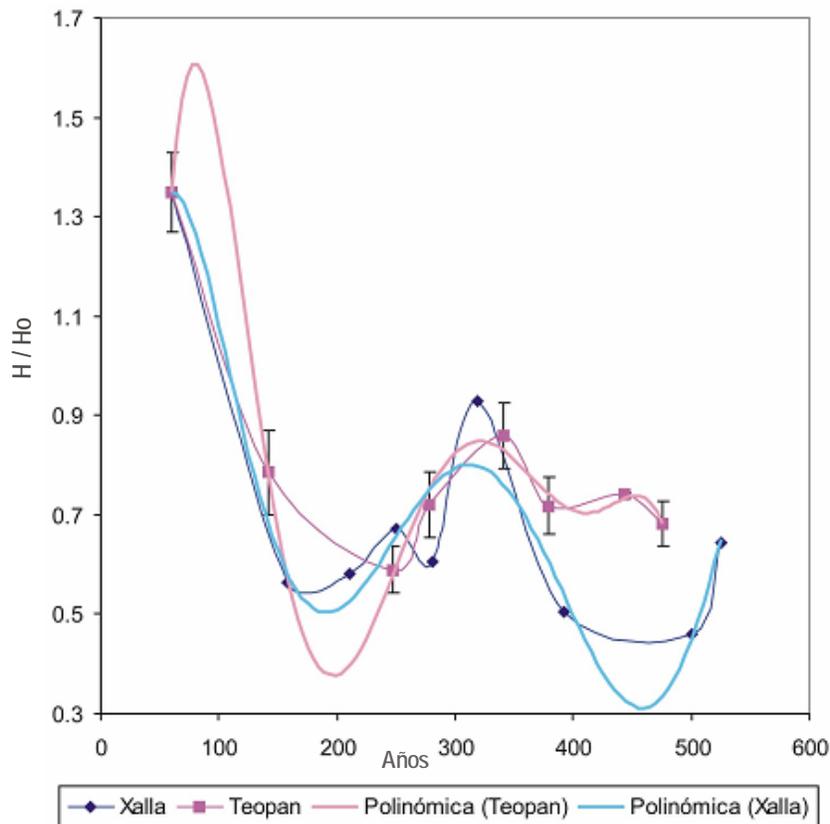


Figura 68. Ajuste polinomial de los resultados de edad (promedios) contra intensidad normalizada, para muestras de Xalla y Teopancazco.

Si bien los valores de intensidad no son idénticos, en general se aprecia que las curvas de Xalla y Teopancazco delinear tendencias similares en las variaciones del campo a lo largo de casi 500 años. Las coincidencias más significativas son los mínimos cerca de 200 DC y el posterior crecimiento hasta alcanzar un máximo cercano a los 300 DC. A partir de ahí el campo vuelve a decrecer en ambas curvas.

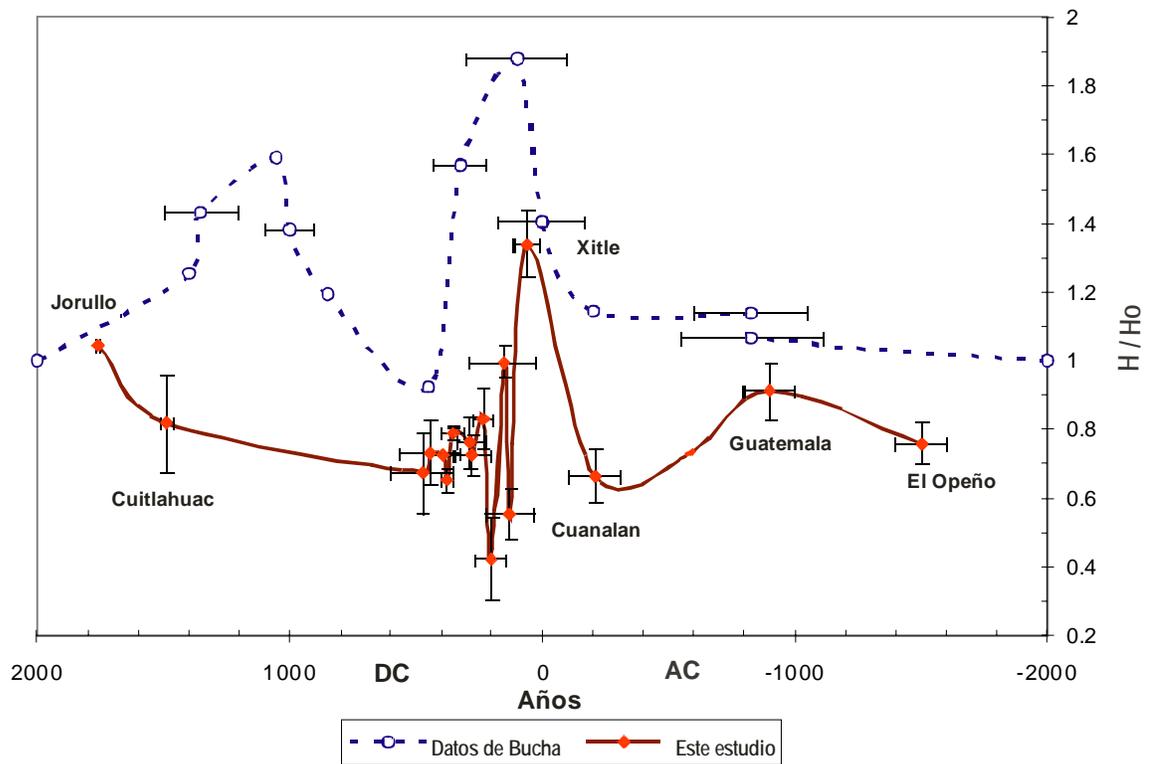
La tendencia y coincidencias observadas en los resultados de ambos sitios permiten agrupar los datos por edades para obtener una sola gráfica que los incluya a todos. Para ello se promediaron los resultados de intensidad con edades similares, obteniéndose 16 parejas (edad vs H/Ho). Se agregó además la información disponible de los volcanes Jorullo, ubicado en el estado de Guanajuato (occidente de México) [Gratton *et al.*, 2005] y Xitle [Morales *et al.*, 2006]. También se han incluido los resultados de intensidad de piezas de cerámica proveniente de los sitios Cuanalan (obtenidos en el marco del presente trabajo), El Opeño (Michoacán, occidente de México) [Morales *et al.*, 2009b] y Kaminaljuyú en Guatemala [Alva-Valdivia *et al.*, 2009]. Se incluyó además el resultado de la muestra Cuitlahuac, del centro de la Ciudad de México (muestra CUI, lote R) obtenido en el marco de este estudio y cuya edad es  $465 \pm 30$  AP. (Tabla 18).

Al realizar una comparación entre todos estos datos con la curva de Bucha [1970], que agrupa resultados de arqueointensidad del noroeste de México y Arizona de los pasados 3000 años, se revelan algunas similitudes en la variación temporal de la intensidad geomagnética de la región. Aunque se observa un desplazamiento hacia arriba de los datos de Bucha con respecto a los otros, pueden reconocerse rumbos similares en ambas curvas (Figura 69).

La arqueointensidad corregida de los flujos de lava del Xitle define un máximo cercano a 60 DC; antes y después de este valor la intensidad disminuye gradualmente casi simétricamente hacia su izquierda y derecha para luego darse un nuevo incremento en la intensidad. En la etapa con edades AC el aumento está dado por las muestras arqueológicas de Guatemala, y en las edades DC la intensidad continua creciendo según se registra en los flujos de lava del volcán Jorullo, donde casi se alcanza el valor presente del campo.

**TABLA 18.** Resultados de arqueointensidad de los sitios Xalla y Teopanczco (agrupados por edades), Cuanalan, El Opeño, Guatemala (Kaminaljuyú ) y Volcanes Jorullo y Xitle.  $40.5 \mu\text{T}$  para  $900 \text{ BC} \pm \mu\text{T}$

SITIO	EDAD	±	INTENSIDAD	desv est	VADM	desv est	H/Ho	±
	(años DC)	(años)	( $\mu\text{T}$ )	( $\mu\text{T}$ )	( $10^{22} \text{ Am}^2$ )	( $10^{22} \text{ Am}^2$ )		
EL OPEÑO	-1500	100	33.8	3.3	6.76	0.60	0.77	0.075
GUATEMALA	-900	100	40.5	10.4	8.1	0.20	0.92	0.230
TEOP- XALLA	-590	115	32.61	3.40	6.53	0.68	0.74	0.017
CUANALAN	-207	104	29.56	5.67	5.9	1.1	0.67	0.015
XITLE	60	50	59.6	3.5	11.9	0.7	1.35	0.031
TEOP- XALLA	129	96	24.72	4.37	4.95	0.88	0.56	0.013
TEOP- XALLA	156	93	34.59	3.06	6.92	0.61	0.79	0.018
TEOP- XALLA	223	75	22.21	1.99	9.45	0.19	0.50	0.011
TEOP- XALLA	251	39	29.49	2.82	5.90	0.61	0.67	0.015
TEOP- XALLA	275	75	27.96	3.90	5.60	0.68	0.64	0.014
TEOP- XALLA	286	54	34.11	2.25	6.83	0.45	0.78	0.018
TEOP- XALLA	321	54	39.57	4.36	7.94	0.89	0.90	0.020
TEOP- XALLA	350	25	38.25	1.76	7.66	0.35	0.87	0.020
TEOP- XALLA	373	36	31.33	2.92	6.27	0.59	0.71	0.016
TEOP- XALLA	393	60	27.17	1.39	5.44	0.28	0.62	0.014
TEOP- XALLA	444	122	32.57	0.19	6.52	0.04	0.74	0.017
TEOP- XALLA	475	105	29.98	1.98	6.01	0.39	0.68	0.015
TEOP- XALLA	500	50	20.30	2.80	4.05	0.55	0.46	0.010
TEOP- XALLA	525	25	28.30	4.85	5.65	0.95	0.64	0.015
CUITLAHUAC	1485	30	31.35	2.52	6.27	0.50	0.71	0.016
JORULLO	1766	10	46.6	6.3	9.33	1.26	1.06	0.024



*Figura 69. Archeointensidades obtenidas de los sitios Xalla, Teopanazgo (promediados), Cuanalan, y muestra de Cuitlahuac comparadas con los datos de Bucha [1970]. También se muestran los resultados de intensidad de los volcanes Xitle [Morales et al., 2006] y Jorullo [Gratton et al. 2005] y de los sitios El Opeño [Morales et al., 2009] y Kaminaljuyú en Guatemala [Alva-Valdivia et al, 2009].*

## 9. Conclusiones

El presente estudio arqueomagnético realizado en muestras de cerámica horneada pertenecientes al complejo urbano Teotihuacan, ha aportado información respecto a la variación temporal de la intensidad del campo magnético de la región mesoamericana para los dos pasados milenios.

Las edades de las muestras procesadas de los sitios Cuanalan, Teopancazco y Xalla, están comprendidas entre  $2320 \pm 80$  y  $1423 \pm 25$  AP, según dataciones realizadas utilizando el método de radiocarbono asociado a cerámica. Las fechas calendáricas correspondientes luego de la calibración están entre  $393 \pm 95$  AC y  $525 \pm 25$  DC. Se cuenta también con una muestra del centro de la Ciudad de México (Cuitlahuac) con edad  $1485 \pm 30$  AP. En algunas muestras para las que no se disponía de material orgánico asociado, se acotó un intervalo de edad utilizando la información arqueológica disponible.

Se analizaron 500 muestras arqueomagnéticas provenientes de 73 fragmentos de cerámica de arcillas cocidas. Para determinar la intensidad absoluta se utilizó el método clásico de *Thellier y Thellier* [1959] en una pequeña parte de las muestras, y en su versión modificada por *Coe* [1967] en el resto. Los resultados fueron corregidos por dos efectos que suelen afectar este tipo de estudios: el de la anisotropía de magnetización termorremanente y el de la velocidad de enfriamiento sobre la adquisición de intensidad.

Adicionalmente se realizaron experimentos de magnetismo de rocas tales como susceptibilidad de bajo campo contra temperatura, histéresis y mediciones de remanencia isothermal, a fin de identificar y caracterizar la mineralogía magnética de las muestras y conocer su estructura de dominio. En la mayoría de ellas se detectó la presencia de titanomagnetita pobre en titanio como el principal portador paleomagnético. En otras hay también coexistencia de titanomagnetitas tanto pobres como ricas en titanio, con una fuerte presencia de granos superparamagnéticos. La remanencia es portada principalmente por granos con dominio pseudo sencillo, probablemente indicando una mezcla de granos multidominio y una cantidad significativa de granos monodominio.

En total se obtuvieron 45 nuevas determinaciones de intensidad cuyos valores están entre  $15.3 \pm 0.1$  y  $45.07 \pm 0.97$   $\mu$ T, y sus momentos magnéticos virtuales dipolares (VADM) entre  $3.1 \pm 0$  y  $9.02 \pm 0.19$  ( $10^{22}$

$\text{Am}^2$ ). Esto corresponde a un porcentaje de éxito del 59.5% del total de fragmentos analizados y a un 58.3% tomando en cuenta la estadística por muestra.

Entre los comportamientos detectados durante los experimentos de Thellier se hallaron tres tipos. Las muestras del Tipo A están caracterizadas por segmentos lineales importantes y verificaciones de pTRM positivas. El diagrama de zijderveld presenta una sola componente lineal que tiende al origen. En las muestras del tipo B, el diagrama de NRM-TRM es lineal con verificaciones de pTRM positivas. Sin embargo, el diagrama de zijderveld muestra dos componentes de magnetización. Finalmente, en las muestras del tipo C el diagrama ortogonal presenta componentes de magnetización desviadas del origen, aunque en la gráfica NRM-pTRM se observa linealidad y estabilidad térmica mediante verificaciones de pTRMs positivas. A pesar de realizar desmagnetizaciones térmicas a muestras adicionales provenientes de los mismos fragmentos con comportamientos atípicos, las curvas ortogonales volvieron a mostrar las mismas características. La causa es poco clara, aunque podría especularse que se debe a recalentamientos que produjeron una fuerte magnetización termo-química [Soler Arechadle et al., 2006]. Del total de muestras cuyos resultados fueron satisfactorios, el 74.6% se comportaron de acuerdo al tipo A, el 7.8% como B y el 17.6% según el tipo C.

La aplicación de las correcciones de anisotropía de magnetización termorremanente y de ritmo de enfriamiento tuvo una tendencia general a reducir la desviación estándar de la media de las intensidades, confirmando la importancia de realizar estas correcciones en este tipo de estudios. Los valores de arqueointensidad no corregidos fueron sistemáticamente mayores a los corregidos.

Los resultados de intensidad obtenidos se han comparado con el modelo global de intensidad CALS7K propuesto por Korte y Costable [2005], así como con la más reciente base de datos de arqueointensidad mundial *ArcheoInt* [Genevey et al., 2008] reducidos a la ciudad de México.

En el sitio Cuanalan, la intensidad media obtenida de  $29.56 \pm 5.67 \mu\text{T}$  y el momento axial virtual dipolar (VADM) correspondiente de  $5.9 \pm 1.1 (10^{22} \text{Am}^2)$ , resultan significativamente menores que los valores sugeridos. No obstante, si se comparan los resultados sin las correcciones de ritmo de enfriamiento y ATRM se observa una mayor concordancia con la predicción de CALS7K. Es probable que este modelo esté sesgado debido a que a muchos de los datos en los que se basó su construcción son viejos, y en ellos no se aplicaron las correcciones mencionadas ni se requirieron los mismos parámetros de calidad.

En el sitio Teopancazco por otra parte, se hallaron valores de intensidad con un rango de  $15.3 \pm 0.1$  a  $44.39 \pm 3.17 \mu\text{T}$ , y VADMs entre  $3.1 \pm 0.02$  y  $8.88 \pm 0.33 (10^{22} \text{Am}^2)$ . El sitio Xalla reportó intensidades de  $16.7 \pm 2$  a  $45.07 \pm 0.97 \mu\text{T}$ , con VADMs entre  $3.3 \pm 0.4$  y  $9.02 \pm 0.19 (10^{22} \text{Am}^2)$ . La muestra del centro de la Ciudad de México (Cuitlahuac) tiene una intensidad de  $31.35 \pm 2.51 \mu\text{T}$  y VADM de  $6.27 (10^{22} \text{Am}^2)$ . No se encontró una correlación entre los datos de estos dos sitios y aquellos predichos por CALS7K ni *ArcheoInt*. Sin embargo, la compilación de estos resultados junto con las intensidades de los estudios más recientes de muestras de cerámica horneada mesoamericana de los sitios EL Opeño (Michoacán, occidente de México

[*Morales et al*, 2009]) y Kaminaljuyú (Guatemala [*Alva-Valdivia et al*, 2009]), así como con las intensidades de muestras volcánicas de la misma área geográfica y edad (volcán Xitle [*Morales et al.*, 2006] y volcán Jorullo [*Gratton et al.*, 2005]) generan una curva comparable con la que construyó Bucha [1970] a partir de arqueointensidades de muestras provenientes del noroeste de México y Arizona.

Se observa un desplazamiento hacia abajo de este grupo de datos de intensidades arqueomagnéticas y volcánicas con respecto a los de la curva de Bucha, pero las variaciones siguen en general un mismo patrón a lo largo de los dos milenios que abarcan. Se reconoce un incremento en la intensidad desde aproximadamente 200 AC a 200 DC, cuyo pico máximo es la intensidad registrada en las lavas del volcán Xitle en ~60 DC, para luego disminuir a ambos lados tomando valores que oscilan entre el mismo que tiene el campo del presente, y hasta cerca de un 40% del mismo.

Es notoria la ausencia de nuevos datos de intensidad entre 500 DC y la actualidad, y entre 0 y 2000 AC la información es todavía escasa. Un aumento en las determinaciones en cerámicas correspondientes a estas etapas podría ayudar considerablemente a mejorar la curva.

Los resultados obtenidos indican que es difícil tratar de establecer una tendencia en las variaciones de intensidad en la región mesoamericana utilizando las bases de datos y las predicciones de los modelos globales existentes, tal vez debido a la inequidad en la cantidad de información procedente de las diferentes regiones de la Tierra y a las desiguales calidades de los datos. De ahí la importancia de este trabajo y otros posteriores para llegar a conocer mejor las variaciones de intensidad del campo magnético de la zona.

Aunque aún es lejana la consolidación de una curva de arqueointensidad geomagnética para Mesoamérica, los datos presentados en el marco de este estudio contribuyen a conocer mejor las variaciones de intensidad de la región, esperando llegar a contar en el futuro con esta útil herramienta que permita obtener dataciones arqueomagnéticas de forma directa.

## 10. Referencias bibliográficas

- Adriano-Morán, C.C., McClung de Tapia, E. (2008).** *Trees and shrubs: the use of wood in prehispanic Teotihuacan*, Journal of Archaeological Science. doi: 10.1016/j.jas.2008.06.001
- Aitken M. J. (1990).** *Science-based Dating in Archaeology*. Longman Archaeology Series. Longman Group UK. P 56-119
- Aitken M. J. (1997).** *Luminescence dating*, in: R.E. Taylor, M.J. Aitken (Eds.), *Chronometric Dating in Archaeology*, Plenum Press, New York, pp. 183 y216.
- Aitken M. J., Pesonen L. J., Leino M. (1991).** *The Thellier paleointensity technique: Minisamples versus Standard size*. Geomag. Geoelectr. 43, pp325-331.
- Alexandrescu, M., Ha Duyen, C., Le Mouel, J.L., 1994.** *Geographical distribution of magnetic observatories and field modelling*. *J. Geophys. Res.* 46, 891–901.
- Alva-Valdivia, L. M., Mariano-Matías, F., Morales, J., Goguitchaichvili, A., Hatch, M. P., Hernandez-Bernal, M. S. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2009).** *Magnetic Properties, Microscopy and Archeointensity Results from Guatemala Potteries: Implications for the Geomagnetic Field Strength from Middle to Late Pre- Classic period in Mesoamerica*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Artículo en revisión.
- Barton, C. E., R. T., Merrill and M. F. Barbetti. (1979).** *Intensity of the earth's magnetic field over the last 10000 years*. *Phys. Earth. Planet. Inter.* 20, 96-110.

- Beramendi-Orosco Laura E., Gonzalez-Hernandez Galia, Urrutia-Fucugauchi J., Manzanilla Linda R., Soler-Arechalde Ana, Goguitchaishvili Avto, Jarboe Nick (2009).** *High-resolution chronology for the Mesoamerican urban center of Teotihuacan derived from Bayesian statistics of radiocarbon and archaeological data.* Quaternary Research. 71, pp 99-107.
- Biquand D. (1994).** *Effet de la vitesse de refroidissement sur l'intensité de l'aimantation thermorémanente : étude expérimentale, conséquences théoriques.* Can. J. Earth Sci. Vol 31, 1342-1352.
- Bloxham, J., Jackson, A., 1992.** *Time-dependent mapping of the magnetic field at the core–mantle boundary.* J. Geophys. Res. 97, 19537–19563.
- Böhnel, H. y R. Molina-Garza (2002).** *Secular variation in Mexico during the last 40,000 years.* Physics of the Earth and Planetary Interiors. 133, 99–109
- Bowles J., Gee, J., Tauxe L. (2002).** *Archaeomagnetic intensity results from California and Ecuador: evaluation of regional data.* Earth and Planetary Science Letters 203. 967 y 981.
- Buck, C.E., Christen, J.A., James, G.N., (2001).** *BCal software.* <http://bcal.shef.ac.uk/> Accessed: 2006, 2007 and 2008.
- Bucur, I. (1994).** *The direction of the terrestrial magnetic field in France, during the last 21 centuries.* Recent progress. Phys.Earth Planet. Int. 87, 95–109.
- Butler, R. F. (2004).** *Paleomagnetism. Magnetic domains to geologic terranes.* Electronic Edition.
- Bucha, V., R.E. Taylor, R. Berger, E.W. Haury, (1970).** *Geomagnetic intensity: changes during the past 3000 years in the Western Hemisphere,* Science 168. 111-114.
- Coe, R. (1967).** *Paleointensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks.* J. Geophys. Res., 72, 3247-3262.

- Coe R. S., Grommé S. & Mankinen E. A. (1978).** *Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the pacific nondipole low*, J. Geophys. Res., 83, No. B4, pp. 1740 - 1756.
- Constable, C. G., C. L. Johnson, and S. P. Lund (2000).** *Global geomagnetic field models for the past 3000 years: Transient or permanent flux lobes*. Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A, 358, 991–1008.
- Cowgill G. (1992).** *Social Differentiation at Teotihuacan*. Chase, D.Z. y A. F.Chase (Eds.) *Mesoamerican Elites. An Archaeological Assesment*. University of Oklahoma Press, Norman: 206-220.
- Cowgill G. (2003).** *Teotihuacan ciudad de misterios*. Arqueología Mexicana. Vol. XI. Núm. 64. 20-27.
- Cox, A. 1968.** *Lengths of geomagnetic polarity intervals*, J. Geophys. Res. 73, 3247-3260.
- Chauvin A. (1989).** *Intensité du champ magnétique terrestre en périodes stables et de transition, enregistrée par des sequences de coulées volcaniques du quaternaire*. Memoires es documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des socles, LP CNRS n° 4661, Université de Rennes 1, ISSN 0755-978 X, ISBN 2-905532-22-X.
- Daly L. (1970).** *Etude des propriétés des roches métamorphiques ou simplement tectonisées. Nature de leur aimantation naturelle. Détermination de leur anisotropie magnétique et application à l'analyse structurale*. Thèse, Paris, 340pp.
- Day R., Fuller M. & Schmidt V. A. (1977).** *Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain-Size and Composititonal Dependence*. Phys. Earth Planet. Inter., 13, pp. 206 - 267.
- Dean J.S. (1997).** *Dendrochronology*, in: R.E. Tylor, M.J. Aitken (Eds.), *Chronometric Dating in Archaeology*, Plenum Press, New York, pp. 31 y 64.
- Dickin Alan P. (1995).** *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press. P. 360-372.

- Dodson M. H. y Mc Clelland, E. (1980).** *Magnetic blocking temperatures of simple domain grains during slow cooling.* Journal of Geophysical Research, 85 (B5), pp 2625-2637.
- DuBois, R.L. (1989).** *Archeomagnetic results from southwest United States and Mesoamerica, and comparison with some other areas.* Phys. Earth Planet. Int. 56, 18–33.
- Dunlop D. (2002).** *Theory and Applications of the Day Plot ( $M_{ra}/M_r$  versus  $H_{cr}/H_c$ ). Theoretical Curves and Test Using Titanomagnetite Data.* J. Geophys Res., 107, b3, pp.1029 - 2001.
- Ferguson, C. W. Huber, B and Suess H. E. (1966).** *Determination of the age of Swiss Lake dwellings as an example of dendrochronologically-calibrated radiocarbon dating,* Zeitschrift für Naturforschung. 21 A, 1173-7.
- Fox J. M. W. y Aitken M. J. (1980).** *Cooling rate dependence of thermoremanent magnetization.* Nature, vol 283, pp 462-463.
- Gamio, M. (1920).** *Los últimos descubrimientos arqueológicos en Teotihuacan.* Ethnos, t.I, núm. 1, abril de 1920, pp.7-14.
- García Bárcena, J. (1974).** *Técnicas de fechamiento de interés arqueológico,* (Cuadernos de trabajo núm. 1), Depto de Prehistoria, INAH, México.
- Garcia, Y., (1996).** *Variation de l'intensité du champ magnétique terrestre en France durant les deux derniers millénaires.* Ph.D. Thesis. Université de Rennes 1, Rennes, France.
- Genevey, A., Y. Gallet, C. G. Constable, M. Korte, and G. Hulot (2008).** *ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment.* Geochem. Geophys. Geosyst., 9, Q04038, doi:10.1029/2007GC001881.
- Gogitchaishvili A. y M. Prévot (2000).** *Magnetism of oriented single crystals of hematite showing self reversal of thermoremanent magnetization.* J. Geophys. Res. B2. Vol 105, 2761-2781.

- Golpeau L., Lanos P., Languouët L. (1989).** *The anisotropy as a disturbance of the archaeomagnetic dating method*, Archaeometry, Proceeding of the 25<sup>th</sup> International Symposium. Elsevier Publishers. Pp 45-58.
- Gómez-Paccard M., A. Chauvin, Ph. Lanos, J. Thiriot, P. Jiménez-Castillo. (2006).** *Archeomagnetic study of seven contemporaneous kilns from Murcia (Spain)*. Physics of the Earth and Planetary Interiors 157. 16–32.
- González Hernández G., Beramendi Orozco L. (2005).** *Laboratorio Universitario de Radiocarbono. Serie Infraestructura Científica y Desarrollo Tecnológico. Instituto de Geofísica. Instituto de Investigaciones Antropológicas. UNAM.*
- Gratton, M. N., A. Goguitchaichvili, G. Conte, J. Shaw<sup>1</sup> and J. Urruti Fucugauchi. (2005).** *Microwave palaeointensity study of the Jorullo volcano (Central Mexico)*. Geophys. J. Int. (2005) 161, 627–634 doi: 10.1111.
- Gunn, N.M., A.S. Murray, (1980).** *Geomagnetic field magnitude variations in Peru derived from archaeological ceramics dated by thermoluminescence*, Geophys. J. R. Astron. Soc. 62. 345-66.
- Hagstrum, J.T., Champion, D.E. (2002).** *Holocene paleosecular variation record from 14C-dated volcanic rocks in western north America*. J. Geophys. Res. 107, 10.1029/2001 JB 000524.
- Harris E. (1989).** *Principles of Archaeological Stratigraphy*. Academic Press, San Diego, CA.
- Hirooka, K. (1983).** *Results from Japan. In: Creer, K.M., Tucholka, P., Barton, C.E. (Eds.), Geomagnetism of Baked Clays and Recent Sediments*. Elsevier, Amsterdam, pp. 150–157.
- Holcomb, R., Champion, D., McWilliams, M. (1986).** *Dating recent Hawaiian lava flows using paleomagnetic secular variation*. Geol. Soc. Am. Bull. 97, 829–839.
- Hongre, L., Hulot, G. y Khokhlov, A. 1998.** *An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years*. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 106, 311–335.

- Hsue, T.S., (1978).** *Archaeomagnetic intensity data for the southwestern United States 700-1900 A.D.*, MS, University of Oklahoma.
- Hulot G. y Le Mouël J. L. (1994).** *A statistical approach to the Earth's main magnetic field.* *Phys Earth Planet. Int.*, 82, 167-183.
- Jackson, A., Jonkers, A. R. T. & Walker, M. R. (2000).**, '*Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records*', *Phil Trans Roy Soc London, Series A* 358(1768), 957–990.
- Jiménez Moreno, W. (1959).** *Síntesis de la historia pretolteca de Mesoamérica.* C. Cook de Leonard (coord), *Esplendor del México Antiguo, t II*, México, Centro de Investigaciones Antropológicas de México. Pp 1019, 1108.
- Kirchhoff, P. (1960).** *Mesoamérica.* Suplemento de la revista *Tlatoani*, segunda edición. México.
- Kitazawa, K., K. Kobayashi, (1968).** *Intensity variation of the geomagnetic field during the past 4000 years in South America*, *J. Geomagn. Geoelectr.* 20 7-19.
- Könisberger, J. G. (1938).** *Natural residual magnetism of eruptive rocks*, *Terr. Magn. Atmos. Electr.*, 43, pp. 299 - 320.
- Kono M. & Tanaka H. (1984),** *Analysis of the Thelliers' method of paleointensity determination I: Estimation of statistical errors*, *J. Geomag. Geoelectr.*, 36, pp. 267 - 284.
- Kono M., N. Ueno, Y. Onuki, (1986).** *Paleointensities of the geomagnetic field obtained from Pre-Inca potsherds near Cajamarca, Northern Peru*, *J. Geomag. Geoelectr.* 38 1339-1348.
- Korte, M., y C. G. Constable (2003).** *Continuous global geomagnetic field models for the past 3000 years*, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 140, 73–89.
- Korte, M., y C. G. Constable (2005a).** *Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K*, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q02H16, doi:10.1029/ 2004GC000801.

- Korte, M. y Constable C.G. (2005b).** *The geomagnetic dipole moment over the last 7000 years- new results from a global model.* Earth and Planetary Science Letters .236, 348– 358.
- Korte, M., A. Genevey, C. G. Constable, U. Frank, and E. Schnepp (2005).** *Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 1. A new global data compilation,* Geochem. Geophys. Geosyst., 6, Q02H15, doi:10.1029/ 2004GC000800.
- Kosterov A. y Prevot M. (1998).** *Possible Mechanism causing failure of Thellier Paleointensity experiments in some basalts.* Geophys. J. Int., 134. p.554-572.
- Kovacheva, M., Jordanova, N., Karloukovski, V. (1998).** *Geomagnetic field variations as determined from Bulgarian archaeomagnetic data. Part II. The last 8000 years.* Surv. Geophys. 19, 431–460.
- Krotser P. y Rattray E. (1980).** *Manufactura y distribución de tres grupos cerámicos de Teotihuacan.* Anales de Antropología, t.I, pp.91-104.
- Lanos, Ph. (1987).** *Archéomagnétisme des matériaux déplacés; Application à la datation des matériaux de construction d'argile cuite en archéologie,* Université de Rennes 1, 317 pp.
- Latham, A.G., Schwarcz, H.P., Ford, D.C. (1986).** *The paleomagnetism and U–Th dating of Mexican stalagmite, DAS2.* Earth Planet. Sci. Lett. 79, 195–207.
- Latham, A.G., Ford, D.C., Schwarcz, H.P., Birchall, T. (1989).** *Secular variation from Mexican stalagmites: their potential and problems.* Phys. Earth Planet. Int. 56, 34–48.
- Lee S.S., (1975).** *Secular variation of the intensity of the geomagnetic field during the past 3,000 years in North, Central, and South America,* Ph.D., University of Oklahoma.
- Libby W. F. (1966).** *Datación Radiocarbónica.* La Paz. Editorial Labor.
- Linné S. (1942).** *Mexican Highland Cultures. Archaeological Researches at Teotihuacan, Calpulalpan and Chalchicomula in 1934-35,* Estocolmo, The Ethnographical Museum os Sweden, 1942. New Series, Publication, núm.7.

- López Austin A., López Luján L. y Sugiyama S. (1991).** *The Temple of Quetzalcoatl at Teotihuacan. Its Possible Ideological Significance.* Ancient Mesoamerica, 2. 93-105.
- López Reyes, A. y Lozano Fuentes J. M. (1987).** *Historia General del México.* Segunda Edición. Compañía Editorial Continental S. A. de C. V. México.
- López-Téllez, J. M., B. Aguilar-Reyes, J. Morales, A. Goguitchaichvili, M. Calvo-Rather, and J. Urrutia-Fucugauchi (2007).** *Magnetic characteristics and archeointensity determination on some Mesoamerican pre-Columbian potteries: Case study of Quiahuiztlan archeological site (Veracruz, Gulf of Mexico, 900–1521 A.D.),* Geofis. Int., 47, 11– 18.
- Lund, S. P., Liddicoat, J., Lajoie, T. L. K. & Henyey, T. L. (1988).** ‘Paleomagnetic evidence for long-term (104 year) memory and periodic behavior in the Earth’s core dynamo process’, Geophys. Res. Lett. 15, 1101–1104.
- Manzanilla, L. (1985).** “El sitio de Cuanalan en el marco de las comunidades pre-urbanas del Valle de Teotihuacan”, en: Mesoamérica y el Centro de México, J. Monjarás-Ruiz, E. Pérez Rocha y R. Brambila (coords.), Colección Biblioteca del INAH, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México: 133-178.
- Manzanilla, L. (1993).** *Anatomía de un conjunto residencial teotihuacano en Oztoyahualco.* Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM, México.
- Manzanilla, L. (2001a).** *Gobierno corporativo en Teotihuacan: una revisión del concepto “palacio” aplicado a la gran urbe prehispánica.* Anales de Antropología. Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM. Vol 35. 157-190.
- Manzanilla L. (2001b).** *Historia antigua de México. Volumen II: El horizonte Clásico. La Zona del Altiplano Central en el Clásico.* INAH. Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM. 201-239.

- Manzanilla L. (2002).** *Organización sociopolítica de Teotihuacan: Lo que los materiales arqueológicos nos dicen o nos callan.* Memoria de la Primera Mesa Redonda de Teotihuacan. Ideología y política a través de materiales, imágenes y símbolos. CONACULTA, INAH. Editora: Maria Elena Ruiz Gallut. 3-21.
- Manzanilla, L. (2003a).** *Teopanazgo: un conjunto residencial teotihuacano.* Arqueología Mexicana. Vol. XI. Núm. 64. 50-53.
- Manzanilla L. (2003b).** *El proceso de abandono de Teotihuacan y su recuperación por grupos epiclásicos.* TRACE. Centro Francés de Estudios Mexicanos y Centroamericanos. Núm. 43. 70-75.
- Manzanilla, L. (2006).** “*Estados corporativos arcaicos. Organizaciones de excepción en escenarios excluyentes*”, en Revista Cuicuilco vol. 13, no. 36 (enero-abril), ENAH, México, pp. 13-45.
- Manzanilla, L. (2007).** *Las “casas” nobles de los barrios de Teotihuacan. Estructuras exclusionistas en un entorno corporativo I.* El Colegio Nacional. Memoria 2007.
- Manzanilla, L. y Barba L. (1995).** *La arqueología: Una visión científica del pasado del hombre, La ciencia para todos* 123, Fondo de Cultura Económica-SEP-Conacyt, México.
- Manzanilla L. y López Luján L. (2001a).** *Exploraciones en un posible palacio de Teotihuacan: El Proyecto Xalla (2000-2001).* Mexican. Aktuelle Informationen und Studien zu Mesoamerika. Vol. XXIII. Núm. 3. 58-61.
- Matos Moctezuma E. (1982).** *El proceso de desarrollo en el centro de México,* en Teorías, métodos y técnicas en arqueología, México, IPGH, pp 161-176.
- Matos Moctezuma E. (2000).** *Mesoamérica,* en Historia Antigua de México, Vol. I, pp 95-119. Coordinadores: Linda Manzanilla y Leonardo López Luján. Segunda edición. INAH, UNAM.
- Matos Moctezuma E. (2003).** *La arqueología de Teotihuacan.* Arqueología Mexicana. Vol. XI. Núm. 64. 28-61

- McClelland Brown E. (1984).** *Experiments on TRM intensity dependance on cooling rate.* Geophysical Research Letters, vol. 11. n° 3, pp 39-51.
- McElhinny M. W. y Senanayake W. E. (1982).** *Variations in the geomagnetic dipole 1: The past 50,000 years.* J. Geomag. Geoelectr. 34, 39-51.
- Mendizábal, M. O. (1946).** *De la prehistoria a la Conquista,* en Obras completas, México. Talleres gráficos de la nación.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L. (1996).** *The Magnetic Field of the Earth : Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle.* Academic Press, San Diego, CA, p. 531.
- Millon R. (1968).** *Urbanization at Teotihuacan: The Teotihuacan Mapping Project.* Actas y Memorias del XXXVII Congreso Internacional de Americanistas. Vol. 1, 1966. Buenos Aires. 105-120.
- Millon R. (1976).** 10. *Social Relations in Ancient Teotihuacan.* Wolf, Reic R. (ed.) *The Valley of Mexico.* Studies in Pre-Hispanic Ecology and Society. A School of American Research Book, University of New Mexico Press Albuquerque; 205-248.
- Millon, R. (1988).** *The Last Years of Teotihuacan dominante.* N. Yoffee y G. L. Cowgill (eds). *The Collapse of Ancient States and Civilizations.* Tucson, The University of Arizona Press, pp 102-164.
- Mooser F. (1968).** *Geología, naturaleza y desarrollo del Valle de Teotihuacan.* J. L. Lorenzo (ed.) Materiales para la arqueología de Teotihuacan. México, INAH. Serie Investigaciones núm. 17.
- Morales. J. (2003),** *Determinación de la Paleointensidad Absoluta Sobre las Rocas Mexicanas y Sudamericanas: Aspectos Metodológicos e Implicaciones Geomagnéticas,* Tesis de Doctorado en Ciencias, Instituto de Geofísica, UNAM. pp. 12 - 32.
- Morales, J., L. M. Alva-Valdivia, A. Goguitchaichvili, and J. Urrutia- Fucugauchi (2006).** *Cooling rate corrected paleointensities from the Xitle lava flow: Evaluation of within-site scatter for single spot-reading cooling units,* Earth Planets Space, 58(10), 1341– 1347.

- Morales, J., A. Goguitchaichvili, G. Acosta, T. González-Morán, L. Alva- Valdivia, J. Robles-Camacho, and M. Hernández-Bernal (2009a).** *Magnetic properties and archeointensity determination on pre-Columbian pottery from Chiapas, Mesoamerica*, Earth Planets Space, 61(1), 83– 91.
- Morales, J. y Goguitchaichvili (2009b).** *Geomagnetic dipole intensity at 1500 B.C. - case study of El Opeño pottery. Western Mexico*. Artículo en preparación.
- Nagata T. (1961).** *Rock Magnetism*, Maruzen Ltd., Tokyo, 350 pp.
- Nagata, T., K. Kobayashi, E.J. Schwarz, (1965).** *Archaeomagnetic intensity studies of South and Central America*, J. Geomagn. Geoelectr. 17 399-405.
- Néel L., (1949).** *Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites*. Annales de Geophysique. 5. Pp 99-136.
- Néel, L., (1955).** *Some theoretical aspects of rock-magnetism*, Adv. Phys., 4, 191-243.
- Ortega-Guerrero, B. (1992).** *Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario tardío en el Lago de Chalco, Cuenca de México*. Ph.D. thesis, UNAM, Mexico City, p. 161.
- Özdemir Ö. (1987).** *Inversion of titanomaghemites*. Phys. Earth Planet Inter. 125-136.
- Paszatory, E. (1988).** *A Reinterpretation of Teotihuacan and its Mural Painting Tradition and Catalogue of the Wagner Murals Collections. Feathered Serpents and Flowering Trees: Reconstructing the murals of Teotihuacan*. K. Berrin (ed.) The Fine Arts Museums of San Francisco, pp. 45-77 y 135-193.
- Paulinyi, Z. (1981).** *Capitals in Pre-Aztec Central Mexico*. Acta Orientalia Academic Scientiarum Hungarica, XXXV (2-3): 315-250.
- Pearson G. W. (1987).** *How to cope with calibrations*. Antiquity 61, 98-103.

- Prévot M., Mankinen E. A., Grommé S. y Lecaille A. (1983).** *High paleointensities of the geomagnetic field from thermomagnetic study on rift valley pillow basalts from the mid-atlantic ridge.* J. Geophys. Res. 88, 2316-2326
- Readman P.W. y O'Reilly W. (1972).** *Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites, (Fe Ti)O<sub>4</sub>.* J. Geomag. Geoelec. 69-90.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., et al., (2004).** *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP.* Radiocarbon 46 (3), 1029–1058.
- Rogers J., Fox J. y Aitken M. (1979).** *Magnetic anisotropy in ancient pottery.* Nature. 277. 644-646.
- Sanders W. (1964).** *The Central Mexico Symbiotic Region. A Study in Prehistoric Settlements Patterns.* *Prehistoric Settlements Patterns in the New World.* G. R. Willey (ed). Nueva York, Johnson Reprint Co. pp. 115-127. Publications in Anthropology, núm. 23.
- Sanders, R., Santley R. y Parsons J. (1979).** *The Basin of Mexico. Ecological Processes in the Evolution of a Civilization.* Nueva York, Academic Press. Studies in Archaeology.
- Schnepf E. y Lanos P. (2005).** *Archaeomagnetic secular variation in Germany during the past 2500 years.* Geophys. J. Int. (2005) 163, 479–490
- Séjourné L. (1966).** *Arquitectura y pintura en Teotihuacan.* Siglo XXI . México.
- Selkin, P.A. y L. Tauxe, (2000).** *Long-term variations in palaeointensity.* Phil. Trans. R. Soc. Lond., 358, pp. 1065 - 1088. **Serway R. A. (1993).** *Física.* Segunda Edición. Editorial Mc Graw Hill. México.
- Serway R. A. (1993).** *Física.* Tercera edición. Editorial Mc Graw Hill. México.
- Soler-Arechalde, A.M., Sanchez, F., Rodriguez, M., et al., (2006).** *Archaeomagnetic investigation of oriented pre-Columbian lime-plasters from Teotihuacan, Mesoamerica.* Earth Planets and Space 58 (10), 1433–1439.

- Stephenson A., Sadikun S., Potter D. K., (1986).** *A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals.* Geophysical J. R. astr. Soc, 94, 185-200.
- Sternberg, R.S. (1989).** *Archaeomagnetic paleointensity in the American southwest during the past 2000 years.* Phys. Earth Planet. Int. 56, 1–17.
- Sternberg, R.S. y McGuire, R.H. (1990).** *Archaeomagnetic secular variation in the American southwest, a.d. 700–1450.* In: Eighmy, J.L.S., Sternberg, R.S. (Eds.), *Archaeomagnetic Dating.* University of Arizona Press, Tucson, pp. 199–225.
- Storey, R y Widmer Randolph. (1987).** *Household and community. Structure of a Teotihuacan Apartment Compound.* Chacmool S. McEachern et al. (editores). The Archaeological Association of the University of Calgary.
- Stuiver, M., y P. J. Reimer (1993).** *Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program,* Radiocarbon, 35, 215–230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R., (2005).** *CALIB 5.0.* Radiocarbon Calibration Program. <http://radiocarbon.pa.qub.ac.uk/> Accessed: 2005.
- Tanguy, J.C., Le Goff, M., Chillemi, V., Paiotti, A., Principe, C., Delfa, S.L., Patane, G. (1999).** *Secular variation of the geomagnetic field direction recorded in lavas from Etna and Vesuvius during the last two millennia: variation seculaire de la direction du champ geomagnetique enregistree par les laves de l'Etna et du Vesuve pendant les deux derniers millenaires.* Comput. Rend. Acad. Sci., Series IIA: Earth Planet. Sci. 329, 557–564.
- Tarling, D.H. (1989).** *Geomagnetic secular variation in Britain during the last 2000 years.* In: Lowes, F.J., Collinson, D.W., Parry, J.H., Runcorn, S.K., Tozer, S.D.C.A. (Eds.), *Geomagnetism and Palaeomagnetism.* Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 55–62.
- Tauxe, L. (2005).** *Lectures in Paleomagnetism.* <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>.

- Tauxe L., Mullender A. & Pick T. (1996).** *Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis*, J. Geophys. Res., 101, pp. 571 - 583.
- Thellier, E. (1938).** *Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. Thèse de doctorat*. Paris, Ann. Inst. Phys. Globe Paris, 16, 157-302.
- Thellier, E. (1981).** *Sur la direction du champ magnétique terrestre, en France, durant les deux derniers millénaires*. Phys. Earth Planet. Int. 24, 89–132.
- Thellier, E. y Thellier, O., (1959).** *Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique*. Ann. Géophys. 15, 285–376.
- Udías Vallina, A. 1997.** *Fundamentos de Geofísica*. Madrid. Editorial Alianza.
- Valet, J.-P., Tric, E., Herrero-Bervera, E., Meynadier, L., Lockwood, J.P. (1998).** *Absolute paleointensity from Hawaiian lavas younger than 35 ka*. Earth Planet. Sci. Lett. 161, 19–32.
- Walton D. (1980).** *Time-temperature relations in the magnetizations of assemblies of single domain grains*. Nature, vol 286, pp 245-247.
- Waterbolk, H. T. (1971).** *Working with radiocarbon dates*, Proceedings of the Prehistoric Society 37, 15-33.
- Waterbolk, H. T. (1983).** *Ten guidelines for the archaeological interpretation of radiocarbon dating*, in *14C and Archaeology* (eds W. G. Mook and H. T Waterbolk). PACT 8, 57-70. Council of Europe, Strasbourg.
- Wolfman, D., (1973).** *A re-evaluation of Mesoamerican chronology: AD 1-1200*, Ph.D. Thesis University of Colorado.
- Wolfman, D. (1990).** *Mesoamerican chronology and archaeomagnetic dating, a.d. 1–1200*. In: *Eighmy, J.L.S., Sternberg, R.S. (Eds.), Archaeomagnetic Dating*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 261–308.

**Yang, S., J. Shaw, T. Rolph, (1993).** *Archaeointensity studies of Peruvian pottery - from 1200 B.C. to 1800 A.D.*, J. Geomagn. Geoelectr. 45 1193-1207.

**Yang, S. Odah, H. y Shaw, J. 2000.** *Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12000 years.* Geophys. J. Int. 140, 158-162.

**Yu, Y., Dunlop, D.J., Cooper, M. (2000).** *Archeomagnetism of Ontario potsherds from the last 2000 years.* J. Geophys. Res. 105, 19419–19433.

**Yukutake, T. (1967).** *'The westward drift of the Earth's magnetic field in historic times'*, J. Geomag. Geoelectr. 19, 103–116.

## **ANEXO: Artículo**

Integrated archeomagnetic and micro-Raman spectroscopy study of pre-Columbian ceramics from the Mesoamerican formative village of Cuanalan, Teotihuacan Valley, Mexico



## Integrated archeomagnetic and micro–Raman spectroscopy study of pre-Columbian ceramics from the Mesoamerican formative village of Cuanalan, Teotihuacan Valley, Mexico

Maria Rodriguez Ceja,<sup>1</sup> Avto Goguitchaichvili,<sup>1</sup> Juan Morales,<sup>1</sup> Mikhail Ostrooumov,<sup>2</sup> Linda R. Manzanilla,<sup>3</sup> Bertha Aguilar Reyes,<sup>1</sup> and Jaime Urrutia-Fucugauchi<sup>4</sup>

Received 21 September 2008; revised 12 January 2009; accepted 9 February 2009; published 8 April 2009.

[1] We report a detailed archeomagnetic and micro–Raman spectroscopy investigation on pre-Columbian pottery fragments from Cuanalan (a formative village in the valley of Teotihuacan, central Mexico). Available radiocarbon ages range from  $2320 \pm 80$  to  $2060 \pm 90$  B.P. Continuous low-field susceptibility versus temperature curves performed in air indicate Ti-poor titanomagnetites as magnetization carriers. Few samples, however, show two ferrimagnetic phases with Curie temperatures compatible with both Ti-poor and Ti-rich titanomagnetites. Hysteresis parameter ratios fall essentially in the pseudosingle-domain region, which may indicate a mixture of multidomain and a significant amount of single-domain grains. Mineralogical composition of the Teotihuacan ceramics has been investigated using micro–Raman spectroscopy. Samples are characterized by highly heterogeneous body matrix mineralogy due to the presence of a large variety of minerals with several mineralogical phases. Observed titanomagnetite and magnetite bands shift toward higher wave numbers, confirming a reducing atmosphere and a relatively high temperature (about  $800\text{--}900^\circ\text{C}$ ) during the ceramic production. This definitively indicates the thermoremanent origin of magnetic magnetization.

Archeointensity values have been determined from 7 pottery fragments (47 samples) out of 10 (70 samples) analyzed. Anisotropy of thermoremanent magnetization and the cooling rate effect upon thermoremanent magnetization intensity acquisition have been investigated in all the samples. The mean archeointensity values obtained in this study range from  $24.2 \pm 3.2$  to  $40.0 \pm 1.7$   $\mu\text{T}$ , and corresponding virtual axial dipole moments range from  $4.8 \pm 0.6$  to  $8.0 \pm 0.4$  ( $10^{22}$   $\text{A m}^2$ ). This corresponds to a mean virtual dipole moment value of  $5.9 \pm 1.1 \times 10^{22}$   $\text{A m}^2$ , which is lower than the present-day field strength and the predicted values by global models and the latest data compilation. However, our data agree well with currently available absolute intensity values from Mesoamerica. The archeointensity values uncorrected for cooling rate and anisotropy are systematically higher than the corrected values. These uncorrected values agree with the CALS7K model, which may be biased by the fact that such corrections were not applied to most of the previous data.

**Citation:** Rodriguez Ceja, M., A. Goguitchaichvili, J. Morales, M. Ostrooumov, L. R. Manzanilla, B. Aguilar Reyes, and J. Urrutia-Fucugauchi (2009), Integrated archeomagnetic and micro–Raman spectroscopy study of pre-Columbian ceramics from the Mesoamerican formative village of Cuanalan, Teotihuacan Valley, Mexico, *J. Geophys. Res.*, *114*, B04103, doi:10.1029/2008JB006106.

<sup>1</sup>Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, Sede Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Morelia, Mexico.

<sup>2</sup>Departamento de Geología y Mineralogía, IIM, UMSNH, Morelia, Mexico.

<sup>3</sup>Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.

<sup>4</sup>Laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoaambientes, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.

### 1. Introduction

[2] Most archeological materials contain magnetic particles and acquire a remanence when cooling down below the Curie temperature after being baked, which depends on the direction and intensity of Earth's magnetic field [Thellier and Thellier, 1959; Aitken, 1990; Chauvin *et al.*, 2000; Genevey *et al.*, 2003]. The time of acquisition of the remanent magnetization can be determined by comparison of the paleomagnetic parameters of such materials from an archeological site with an already dated record of the past geomagnetic field in the same region, known as a local

master curve. Where the past variations of Earth's magnetic field, and thus the master curves, are well established such as in Europe, archeomagnetic dating can be as precise as the most expensive radiometric dating [e.g., *Genevey and Gallet*, 2002] and does not depend on the availability of suitable carbon-bearing material.

[3] Although abundant archeological remains are available in Mexico, archeomagnetic studies are still scarce. Some early studies have been performed by *Wolfman* [1973], who reported archeomagnetic directions for archeological sites in central and eastern Mexico. The principal limitation of this pioneering work was that most of the Mexican archeological material available for archeomagnetism is not oriented. Thus, relatively few paleodirections of the geomagnetic field could be obtained. Archeointensity (AI) study has the great advantage that no oriented material is required. Such studies are now abundant for Europe [*Schnepf and Lanos*, 2005; *Gómez-Paccard et al.*, 2006] but are still scarce in America. *Bowles et al.* [2002] records for the southwestern United States and northwestern South America are quite different, which is not surprising given the substantial nondipole components of today's geomagnetic field and the distance between the regions, which exceeds the distance to the source of the field in Earth's core. Clearly, existing data are so scattered and the sites they derive from are so far one from the other in most of Mexico that they could provide at the most only very crude dating of Mesoamerican materials. Apart from some early studies on young volcanic rocks [*Nagata et al.*, 1965; *Bucha et al.*, 1970; *Lee*, 1975; *Aitken et al.*, 1991; *Gonzalez et al.*, 1997; *Morales et al.*, 2001, 2006] no serious attempts have been undertaken to determine archeointensity from Mexico.

[4] Raman spectrometry can provide diagnostic and crystal chemical information on the mineralogical phases of rocks and stone artifacts. Since nondestructive investigation is a major premise in archeometric and archeological identification, Raman spectrometric method is considered to be the most appropriate for this aim. This analytical technique is also useful as an alternative to more traditional methods of X-ray analyses such as X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy (SEM), energy-dispersive spectroscopy (EDS), and electron probe microanalyzer (EPMA). Being a nondestructive microanalytical technique, Raman spectrometry is becoming increasingly important for investigations of antiquities and objects of art [*Vandenabeele et al.*, 2007]. The great advantage is also that there is no need for laborious sample preparation. In our specific case, we applied this technique in order to characterize the magnetic minerals responsible for magnetization in Cuanalan ceramics and to estimate the firing temperature.

[5] In this paper we present the results of systematic archeointensity measurements on 10 archeologically well controlled pottery fragments from Cuanalan, a formative village before the beginnings of Teotihuacan at around 300 B.C. [*Manzanilla*, 1985], the greatest classic metropolis of central Mexico. This work is part of the effort to establish an archeointensity curve for Mesoamerica. In addition, taking advantage of the recent development of micro-Raman techniques, we report for the first time a Raman spectroscopic survey of ceramic materials from the Teoti-

huacan Valley. The Raman microprobe is emerging as an important tool in archeological and archeometric research.

## 2. Archeological Context and Samples

[6] Teotihuacan is located some 50 km NE of Mexico City (19°41'56"N, 98°50'37"W); it was one of the largest urban developments, with a surface of 22 km<sup>2</sup>. The great monumental constructions of the pyramids of the Sun, the Moon, and the Feathered Serpent, as well as the so-called Street of the Dead (names given by the Aztecs centuries after the fall of the classic city) are famous all over the world.

[7] The formative period in the Teotihuacan valley is considered to have been around 250 B.C., followed by the Tzacualli 0–100 A.D. initial phase. During the Miccaotli and Tlamimilolpa phases (100–200 A.D. and 200–350 A.D., respectively), the orthogonal city was built. The collapse of Teotihuacan occurred at about 550–600 A.D. [*Manzanilla*, 1995, 2003].

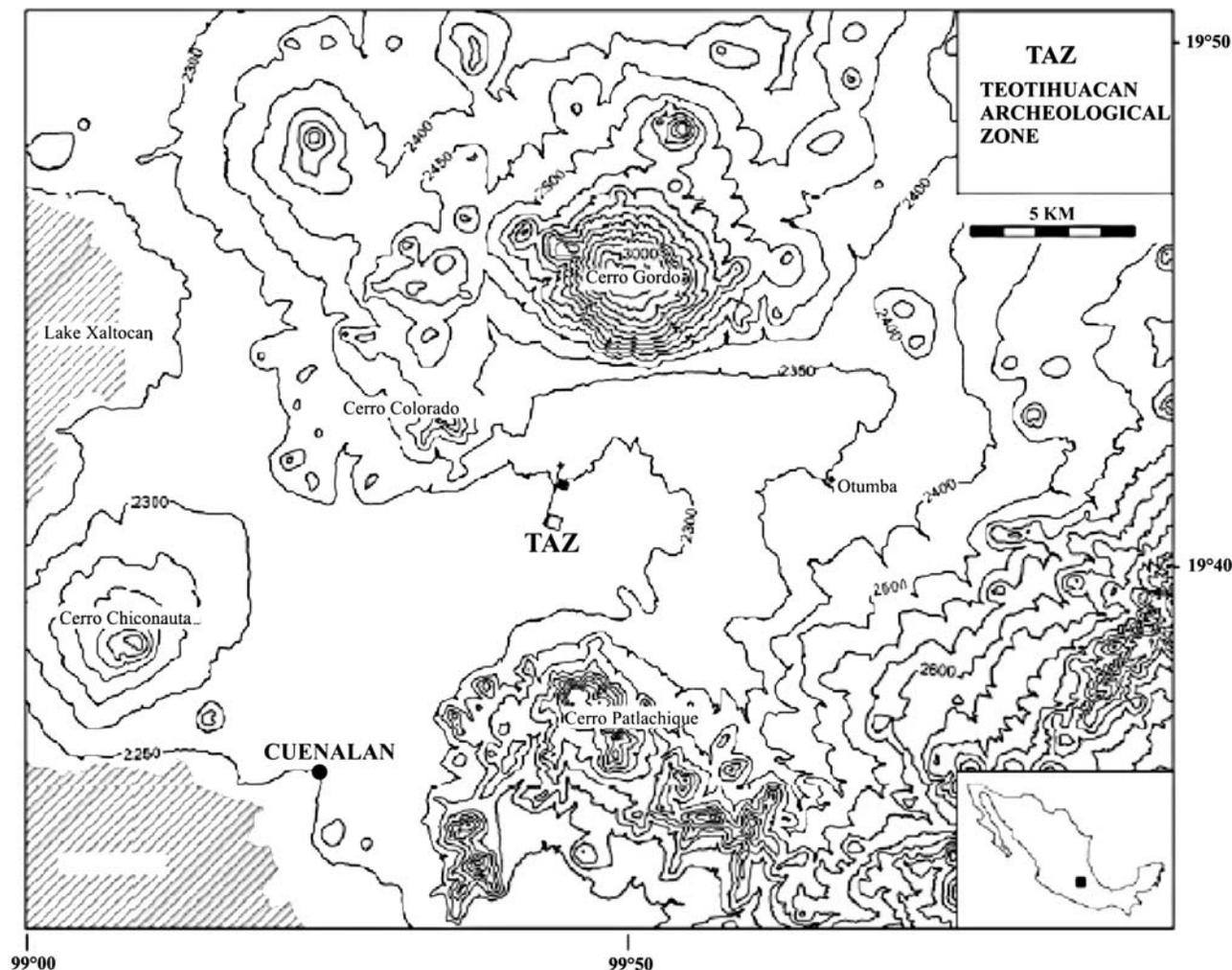
[8] The samples analyzed in the present study belong to Cuanalan, a formative village excavated by L. R. Manzanilla and M. Frangipane in the seventies [*Manzanilla*, 1985] that is located some 10 km southwest from the Teotihuacan (Figure 1). This site (400–100 B.C.) is considered to be one of the precedents of Teotihuacan. Formative 5 × 5 m houses as well as outdoor domestic facilities were excavated extensively in 1974 and 1975. All the ceramic samples, which mainly contain volcanic clay minerals, were recovered from these excavations. Radiocarbon dates associated with similar ceramic types have also been obtained for the site, particularly from carbonized wood associated with domestic refuse. Eight radiocarbon ages were dated by the Istituto di Geochimica de la Università di Roma [*Manzanilla*, 1985; *Beramendi-Orosco et al.*, 2009]. These ages vary between 2320 ± 80 and 2060 ± 90 B.P. We note that there is no direct relation between age determinations and pottery fragments analyzed. This is a common feature in archeomagnetic research. Thus, we use an average age and intensity values to discuss the intensity variation trough time.

[9] Each of 10 pottery fragments was divided in at least 7 specimens and then was "packed" into ultra pure salt (NaCl) pellets in order to treat them as standard paleomagnetic cores. In total, we obtained 70 specimens. Magnetization per unit volume of "blank" pellets ranges on the order of 10<sup>-5</sup> A/m, whereas magnetization of typical archeomagnetic cores prepared for AI determinations ranges on the order of 10<sup>-2</sup> to 10<sup>-1</sup> A/m.

## 3. Experimental and Methodological Aspects

### 3.1. Viscosity Index

[10] Determination of the viscosity index [*Theillier and Theillier*, 1944; *Prévoit et al.*, 1985] allows estimation of the capacity of a sample to acquire a viscous remanent magnetization and is therefore useful for obtaining information about its magnetic stability. For this purpose, we placed samples during 2 weeks with one of their axes aligned with Earth's magnetic field. After measuring the samples' magnetization before placing them in a free magnetic space ( $M_d$ ), they were placed for another 14 days in a field-free



**Figure 1.** Location map of the archeological site of Cuanalan, central Mexico. TAZ means Teotihuacan archeological zone.

space, and the magnetization after being placed in a free magnetic space ( $M_0$ ) was measured again. This allows calculation of the viscosity index  $V = [(Z_d - Z_0) : M_{nrm}] \times 100$ , where  $Z_d$  and  $Z_0$  are the magnetization components of  $M_d$  and  $M_0$  which are parallel to the magnetizing field, respectively.  $M_{nrm}$  is the intensity of natural remanent magnetization (NRM). Three samples from each fragment were subjected to these experiments, and although viscosity indexes varied between 1.5% and 10.3%, most values are lower than 5% (the average value is 2.9%). Generally speaking, the studied samples show a relatively low capacity for acquiring viscous remanent magnetization.

### 3.2. Curie Temperatures

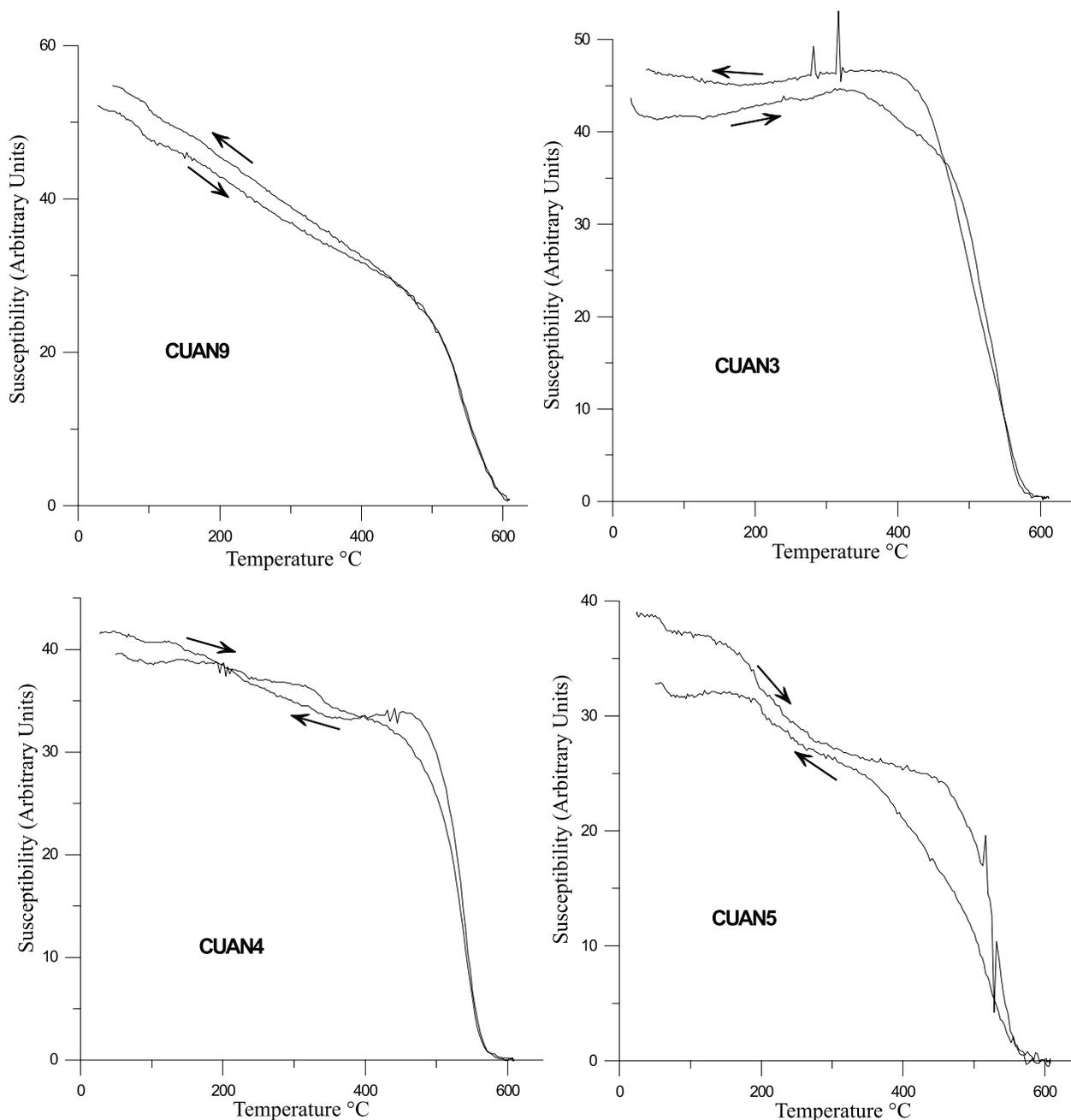
[11] Low-field susceptibility measurements ( $k$ - $T$  curves) under air were carried out using a Bartington susceptibility bridge equipped with a furnace. One sample from each fragment was heated up to about 600°C at a heating rate 20°C min<sup>-1</sup> and then cooled at the same rate. Curie temperature was determined by *Prévoit et al.*'s [1985] method.

[12] Most of the sites yield evidence for a single ferrimagnetic phase (Figure 2 and Table 1) with Curie point compatible with Ti-poor titanomagnetite. The heating and

cooling curves are reasonably reversible, which attests the high thermal stability of samples. Few sites (Figure 2, sample CUAN5) yield the evidence of two ferrimagnetic phases during heating and cooling. The lower Curie points ranges between 200 and 250°C, whereas the highest one is about 580°C. Both Ti-rich and Ti-poor titanomagnetites seems to coexist in these samples. The presence of (titano)-hematite is possible, but its contribution in magnetic susceptibility seems to be negligible.

### 3.3. Hysteresis Experiments

[13] Hysteresis measurements at room temperature were performed on all samples using the alternating gradient field magnetometer "Micromag" apparatus in fields up to 1.4 T. The saturation remanent magnetization ( $J_{rs}$ ), the saturation magnetization ( $J_s$ ) and coercive force ( $H_c$ ) were calculated after correction for the paramagnetic contribution. The coercivity of remanence ( $H_{cr}$ ) was determined by applying progressively increasing back field after saturation. Some typical hysteresis plots are reported in Figure 3. The curves are quite symmetrical in all cases. Near the origin, no potbellied and wasp-waisted behaviors [*Tauxe et al.*, 1996] were detected, which probably reflects very restricted ranges of the opaque mineral coercivities. Judging from the



**Figure 2.** Susceptibility versus temperature (in air) curves of representative samples. The arrows indicate the heating and cooling curves.

ratios of hysteresis parameters (Figure 4 and Table 1), it seems that all samples fall in the pseudosingle-domain grain size region [Day *et al.*, 1977]. This may indicate a mixture of multidomain and a significant amount of single-domain grains [Dunlop, 2002]. Corresponding isothermal remanence acquisition curves were found to be very similar for all samples. Saturation is reached in moderate fields of the order of 150–200 mT, which points to some spinels (titanomagnetites) as remanence carriers.

### 3.4. Raman Spectrometry

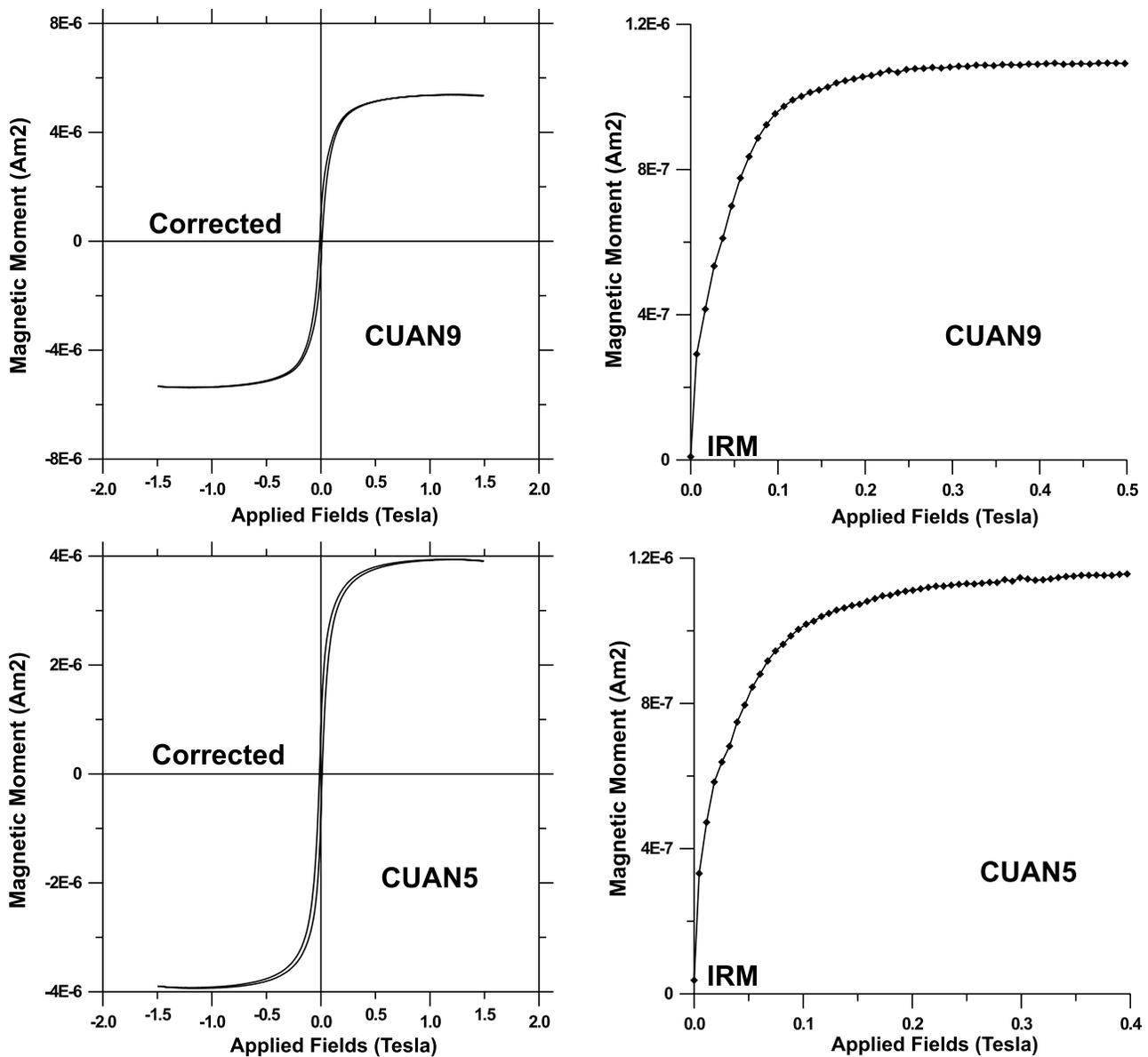
[14] Raman spectroscopy (RS) is not a common tool in paleomagnetism in comparison to other techniques like

XRD or SEM/EDS. However, RS and micro-RS (the technique used in this study) is frequently used to characterize archeological artifacts. The Raman effect is basically a process of inelastic dispersion in which the energy of the photons sent to the sample adds to or subtracts from the energies corresponding to different atomic vibrations in the analyzed sample. It can be used as an identification technique since the set of atomic vibrations is specific for each phase of a compound. The major advantage of Raman spectroscopy is that it permits the precise mineralogical identification as well as the crystal chemical information of different mineralogical phases which may coexist in ancient pottery. Raman spectroscopy is a rapid and nondestructive

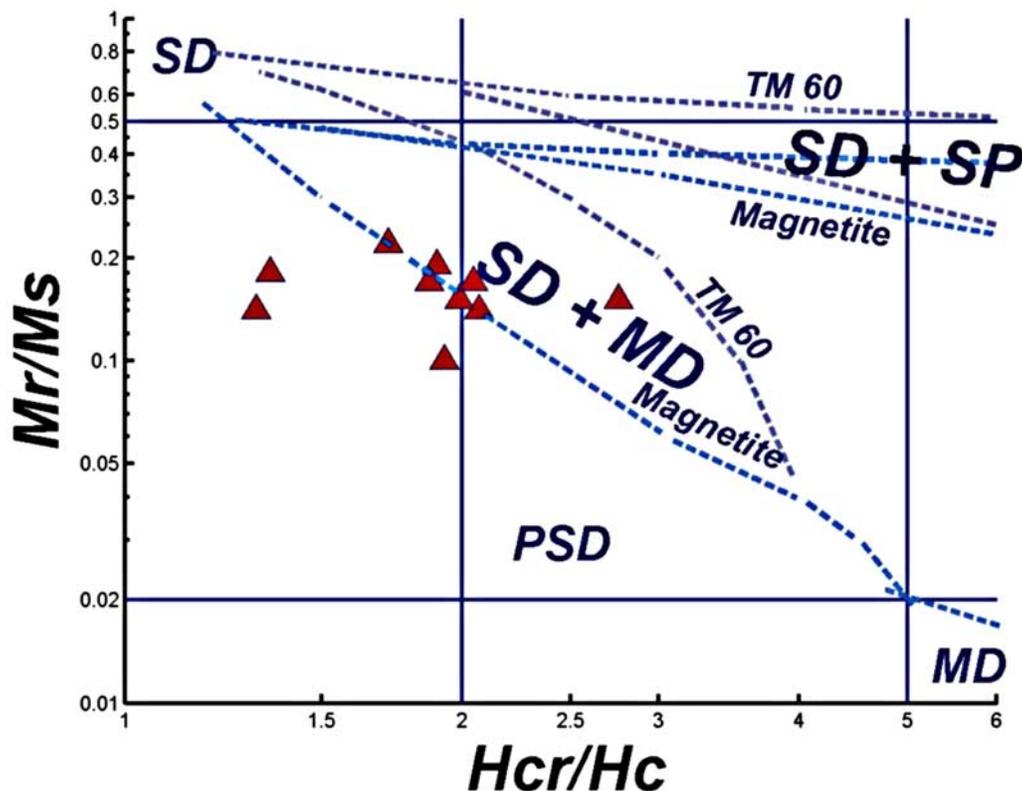
**Table 1.** Summary of Rock Magnetic Experiments for Cuanalan Samples<sup>a</sup>

Sample	$H_C$ (mT)	$M_{rs}$ ( $\mu A m^2$ )	$M_s$ ( $\mu A m^2$ )	$M_{rs}/M_s$	$H_{cr}$ (mT)	$H_{cr}/H_C$	Weight (mg)	Curie Temperature (deg C)				Estimated Magnetic Carrier
								Heating		Cooling		
								$T_{C1}$	$T_{C2}$	$T_{c1}$	$T_{c2}$	
CUAN 1	8.68	1.24	7.01	0.18	11.73	1.35	31.50	519	-	500	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 2	9.43	1.17	8.10	0.14	19.56	2.07	31.30	468	-	453	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 3	17.62	0.72	3.29	0.22	30.39	1.72	14.20	465	-	500	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 4	5.10	0.53	5.21	0.10	9.86	1.93	14.80	515	-	496	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 5	11.88	0.75	3.90	0.19	22.52	1.90	13.60	200	510	200	453	both Ti-poor and Ti-rich Titanomagnetite
CUAN 6	7.24	0.88	5.81	0.15	20.00	2.76	11.27	518	-	460	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 7	12.32	0.75	4.27	0.17	25.30	2.05	22.00	497	-	458	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 8	6.88	0.91	6.29	0.14	9.04	1.31	29.00	205	458	315	430	both Ti-poor and Ti-rich Titanomagnetite
CUAN 9	10.52	0.81	5.33	0.15	20.95	1.99	20.40	535	-	535	-	Ti-poor Titanomagnetite
CUAN 10	10.54	1.15	6.59	0.17	19.76	1.87	32.10	210	486	469	-	Ti-poor Titanomagnetite

<sup>a</sup>Hysteresis parameters (the saturation remanent magnetization ( $M_{rs}$ ), the saturation magnetization ( $M_s$ ), the coercive force ( $H_C$ ), and the coercivity of remanence ( $H_{cr}$ )) and Curie points estimation for each pottery studied.



**Figure 3.** Examples of hysteresis loops and corresponding isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves for representative samples.



**Figure 4.** Room temperature hysteresis parameters plotted on *Dunlop's* [2002] curve (see text for more details).

method for mineralogical analysis of ancient pottery and for the determination of firing temperatures. Moreover, it requires no sample preparation.

[15] In this study, 10 pottery fragments from Teotihuacan ceramic materials were examined with RS. Their Raman spectra were recorded with a micro-Raman spectrometer LabRam (Jobin-Yvon Horiba) using the  $\lambda_L = 632.87$  nm line of a He/Ne laser line. To avoid thermal degradation effects which affect mainly oxide minerals, the laser power on the samples was kept below 20 mW in all cases. The samples were analyzed under an Olympus microscope with 50X and 100X objectives giving 5–10  $\mu\text{m}$  spatial resolution. The spectral resolution used ranged between 2 and 4  $\text{cm}^{-1}$ . In order to obtain more information about the materials used in these potteries, the mineralogical composition of studied ceramic bodies was examined using so-called point-to-point micro-Raman spectrometry.

### 3.5. Archeointensity Determination

[16] *Thellier and Thellier's* [1959] method in its modified form [Coe, 1967; Coe *et al.*, 1978] was used in the present study to determine absolute geomagnetic intensity. The heatings and coolings were made in air, and the laboratory field was set to 30 mT. Ten to eleven temperature steps were distributed between room temperature and 575°C. Temperature reproducibility between two heatings at the same step was in general better than 2°. The partial thermoremanent magnetization (pTRM) checks were performed after every second step throughout the whole experiment. Archeointensity data are reported on the classical NRM–thermoremanent

magnetization (TRM) plot in Figure 6, and results are given in Table 2. We accepted only determinations (1) which were obtained from at least six NRM-TRM points corresponding to a NRM fraction larger than 1/3 (Table 2) and (2) which yielded a quality factor [Coe *et al.*, 1978] of about 5 or more. In a single case, we accepted the individual determination with a lower quality factor (Table 2, sample 99C044A). However, the archeointensity estimate is very close to the site mean.

[17] We define three types of behavior during Thellier experiments. Type A is characterized by important linear segments and positive pTRM checks. NRM end point directions are also linear and point to the origin. Type B samples also yielded linear Arai-Nagata curves (Figure 5) and positive control heatings, but the associated Zijdeveld diagrams present two components of magnetization. Finally, NRM directions deviate strongly from the origin for type C samples, although linearity and thermal stability are maintained on NRM-TRM plots. In order to investigate whether this abnormal behavior is due to heatings under magnetic field, we thermally demagnetized sister samples in a free magnetic environment. Similarly to Thellier experiments, the orthogonal curves show clear deviation from the origin (Figure 5, sample 001B). The origin of this behavior is unclear. It may be speculated that some reheating due to firing events [Soler-Arechalde *et al.*, 2006] might produce the strong thermochemical remanent magnetization.

[18] It is well known that archeointensity strongly depends on cooling rate difference between natural and laboratory cooling conditions and on the anisotropy of

**Table 2.** Archeointensity Results Obtained for Cuanalan Potteries<sup>a</sup>

	Sample	<i>n</i>	$T_{\min}-T_{\max}$	<i>f</i>	<i>g</i>	<i>q</i>	<i>F</i>	$\sigma F$	$F_{\text{corr}}^b$	VADM <sup>c</sup>	Type
CUAN 1	99C001A	9	250–525	0.61	0.86	9.83	26.76	1.41	25.78	5.16	C
	99C002A	7	300–525	0.43	0.79	6.10	27.80	1.53	22.80	4.56	C
	99C003A	8	300–525	0.60	0.85	16.43	33.62	1.05	28.24	5.65	C
	99C004A	8	250–550	0.57	0.83	29.02	36.78	0.60	28.99	5.80	C
	99C005A	7	300–550	0.54	0.83	13.40	31.55	1.04	26.19	5.24	C
	99C006A	8	300–550	0.50	0.85	6.42	32.43	2.14	24.84	4.97	C
	99C007A	10	300–525	0.63	0.86	8.47	23.98	1.56	23.12	4.63	C
Mean									25.71	5.14	
$\sigma$									2.36	0.47	
CUAN 2	99C008A	7	300–525	0.64	0.81	9.40	32.80	1.30	25.58	5.12	A
	99C009A	9	300–575	0.79	0.86	29.13	31.33	0.73	24.53	4.91	A
	99C010A	8	200–550	0.85	0.84	11.82	29.30	1.68	25.16	5.03	A
	99C011A	8	200–550	0.81	0.85	14.99	29.10	1.34	25.46	5.09	A
	99C012A	9	200–550	0.85	0.86	13.23	34.72	1.92	27.97	5.60	A
	99C013A	10	200–575	0.83	0.87	16.30	32.92	1.47	26.44	5.29	A
	99C014A	9	250–575	0.88	0.87	20.66	35.59	1.32	25.51	5.10	A
Mean									25.81	5.16	
$\sigma$									1.11	0.22	
CUAN 3	99C015A	7	400–575	0.59	0.81	13.21	38.23	1.39	30.20	6.04	A
	99C016A	7	400–575	0.56	0.80	7.23	38.58	2.40	28.54	5.71	A
	99C017A	7	400–575	0.67	0.81	14.38	36.39	1.38	26.02	5.21	A
	99C018A	7	400–575	0.66	0.81	10.40	37.32	1.90	26.93	5.39	A
	99C019A	7	400–575	0.63	0.80	7.86	36.08	2.33	26.39	5.28	A
	99C020A	7	400–575	0.63	0.79	6.81	37.02	2.69	25.10	5.02	A
	99C021A	8	350–575	0.64	0.79	9.76	35.64	1.83	27.80	5.56	A
Mean									27.28	5.46	
$\sigma$									1.71	0.34	
CUAN 4	99C022A	8	350–575	0.63	0.81	7.95	47.30	3.00	39.48	7.90	A
	99C023A	8	350–575	0.74	0.84	11.77	53.37	2.81	38.92	7.79	A
	99C024A	8	350–575	0.78	0.84	31.17	53.87	1.13	40.56	8.12	A
	99C025A	8	350–575	0.79	0.83	15.14	52.46	2.29	38.12	7.63	A
	99C026A	8	350–575	0.80	0.84	32.54	53.14	1.09	38.28	7.66	A
	99C027A	8	350–575	0.74	0.85	10.37	54.62	3.28	42.31	8.47	A
	99C028A	8	350–575	0.73	0.81	17.04	52.90	1.83	42.32	8.47	A
Mean									40.00	8.01	
$\sigma$									1.78	0.36	
CUAN 6	99C036A	11	200–575	0.79	0.87	30.62	43.65	0.98	33.49	6.70	B
	99C037A	8	350–575	0.81	0.86	9.00	43.49	3.35	33.02	6.61	B
	99C038A	8	350–575	0.64	0.81	12.23	37.70	1.62	31.44	6.29	B
	99C039A	8	350–575	0.82	0.86	22.10	40.62	1.31	34.25	6.85	B
	99C040A	8	350–575	0.78	0.86	14.94	45.79	2.05	33.11	6.63	B
	99C041A	8	350–575	0.76	0.85	16.17	45.46	1.82	36.77	7.36	B
	99C042A	9	300–575	0.85	0.88	29.73	38.77	0.97	36.95	7.39	B
Mean									34.15	6.83	
$\sigma$									2.04	0.41	
CUAN 7	99C043A	8	300–550	0.72	0.87	14.16	40.57	1.79	27.84	5.57	C
	99C044A	6	350–525	0.46	0.78	2.74	40.05	5.29	31.22	6.25	C
	99C045A	7	350–550	0.62	0.86	9.98	35.76	1.90	22.13	4.43	C
	99C046A	7	350–550	0.72	0.86	17.96	39.04	1.35	32.01	6.41	C
	99C047A	8	350–575	0.73	0.68	5.78	41.04	3.54	35.76	7.16	C
Mean									29.79	5.96	
$\sigma$									5.13	1.03	
CUAN 8	99C050A	9	20–550	0.64	0.71	21.00	33.53	0.73	28.43	5.69	A
	99C051A	9	20–550	0.63	0.66	11.40	24.74	0.91	21.27	4.26	A
	99C052A	8	20–475	0.29	0.82	3.30	24.72	1.73	21.88	4.38	A
	99C053A	9	20–475	0.68	0.70	14.10	30.62	1.03	23.64	4.73	A
	99C054A	8	200–550	0.62	0.63	7.50	27.47	1.45	21.13	4.23	A
	99C055A	9	200–575	0.87	0.77	28.10	35.76	0.85	28.88	5.78	A
	99C056A	8	200–550	0.66	0.69	10.80	31.04	1.31	24.15	4.83	A
Mean									24.20	4.84	
$\sigma$									3.25	0.65	

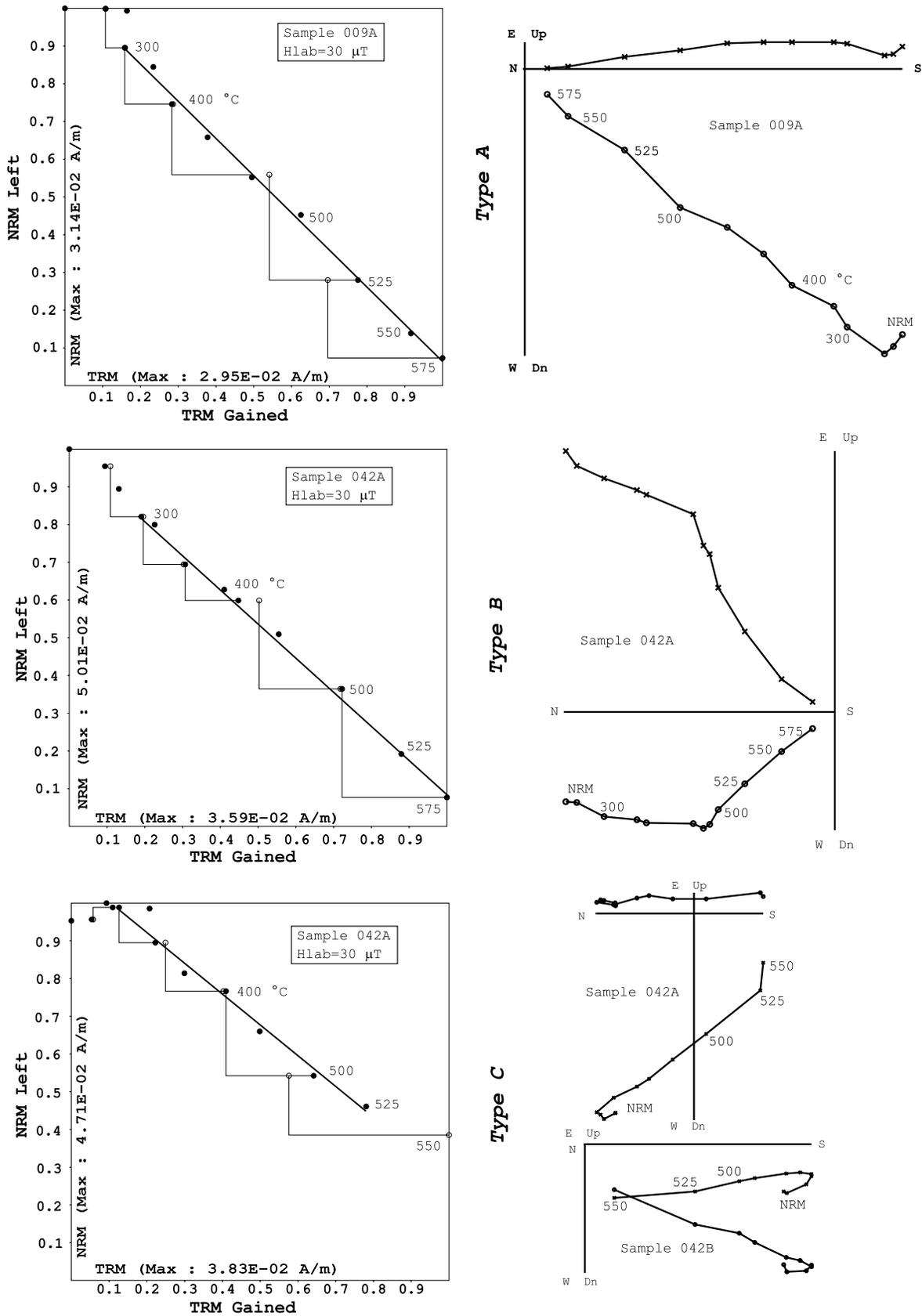
<sup>a</sup>Here, *n* is the number of heating steps used to determine intensity;  $T_{\min}-T_{\max}$  is the temperature interval of intensity determination; *f* is the fraction of extrapolated NRM used for intensity determination; *g* is the gap factor; *q* is the quality factor as defined by *Coe et al.* [1978]; *F* is raw archeointensity value, i.e., before cooling rate and anisotropy corrections;  $F_{\text{corr}}$  is an archeointensity value after corrections; VADM is the virtual axial dipole moment.

<sup>b</sup> $F_{\text{corr}}$  site mean is 29.56, and  $\sigma$  is 5.67.

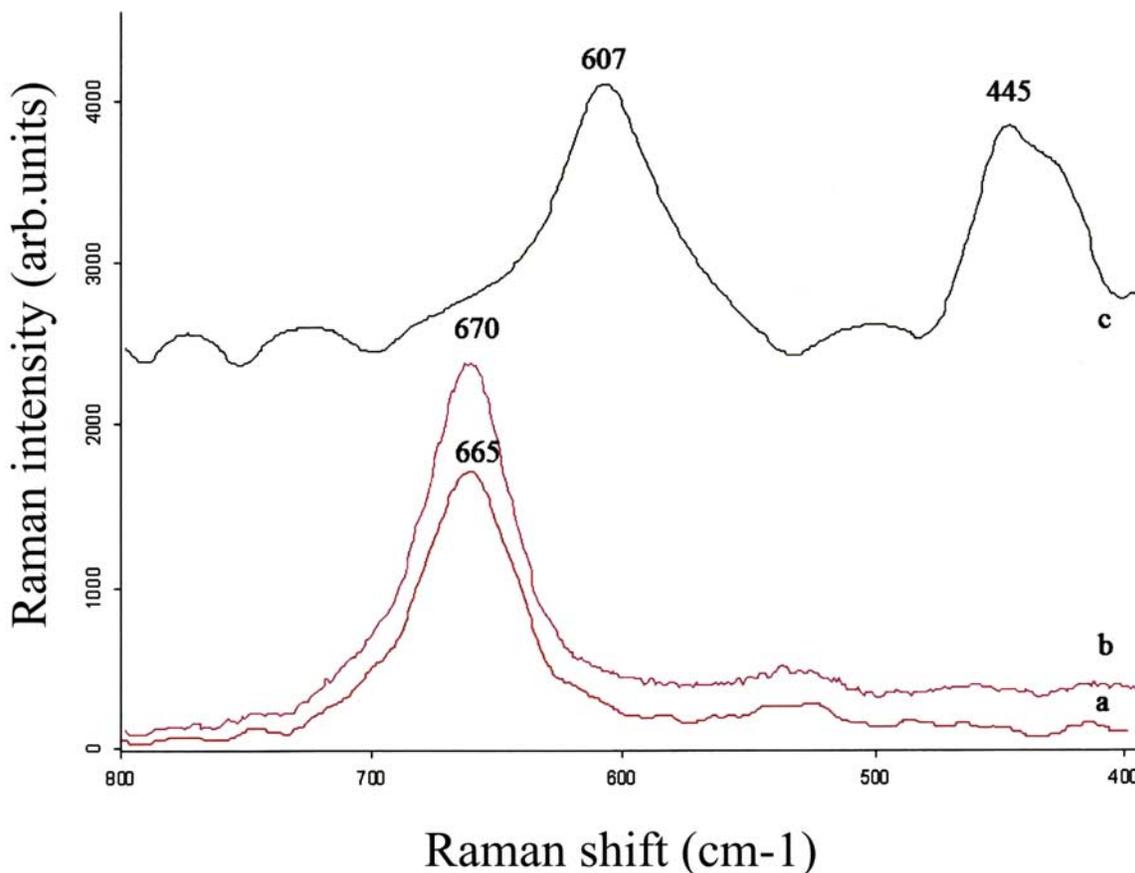
<sup>c</sup>VADM site mean is 5.92, and  $\sigma$  is 1.14.

thermoremanent magnetization [*Chauvin et al.*, 2000; *Genevey and Gallet*, 2002; *Le Goff and Gallet*, 2004]. Cooling rate dependence of TRM is investigated following a modified procedure described by *Chauvin et al.* [2000].

TRM gained during the last step of the Thellier experiment (for instance, at 575°C) is designated as TRM1. At the same temperature, a new TRM (TRM2) is given to all samples using a longer cooling time (~10 h). Finally, a third TRM



**Figure 5.** (left) Representative NRM-TRM plots and (right) associated orthogonal vector demagnetization diagrams for Cuanalan samples. In the NRM-TRM plots, open circles refer to the pTRM checks. In the orthogonal diagrams, the numbers refer to the temperatures in  $^{\circ}$ C, open circles show projections into the horizontal plane, and the crosses show projections into the vertical plane.



**Figure 6.** Raman spectra of magnetite (curve a), Ti-magnetite (curve b), and rutile (curve c). Note the major peak position shift ( $665$  to  $670$   $\text{cm}^{-1}$ ) as a function of magnetite chemistry that is caused by the substitutional solid solution among Fe and Ti.

(TRM3) is created using the same cooling time (of about 45 min) as for TRM1. The effect of cooling rate upon TRM intensity is estimated by calculating the percent variation between the intensity acquired during a short and a long cooling time (TRM1 and TRM2). Any change in TRM acquisition capacity caused by alteration during laboratory heating is estimated by means of the percent variation between the intensity acquired during the same cooling time (TRM1 and TRM3).

[19] Anisotropy of TRM is determined following the procedure of McCabe *et al.* [1985]. The specimens are given a TRM along six axial directions (+X, +Y, +Z, -X, -Y, and -Z) by cooling them from  $600^{\circ}\text{C}$  to room temperature in the known magnetic field. A zero-field demagnetization step between each TRM step is used as a baseline. Calculation of the TRM anisotropy tensor then allows correction of results of the archeointensity determination.

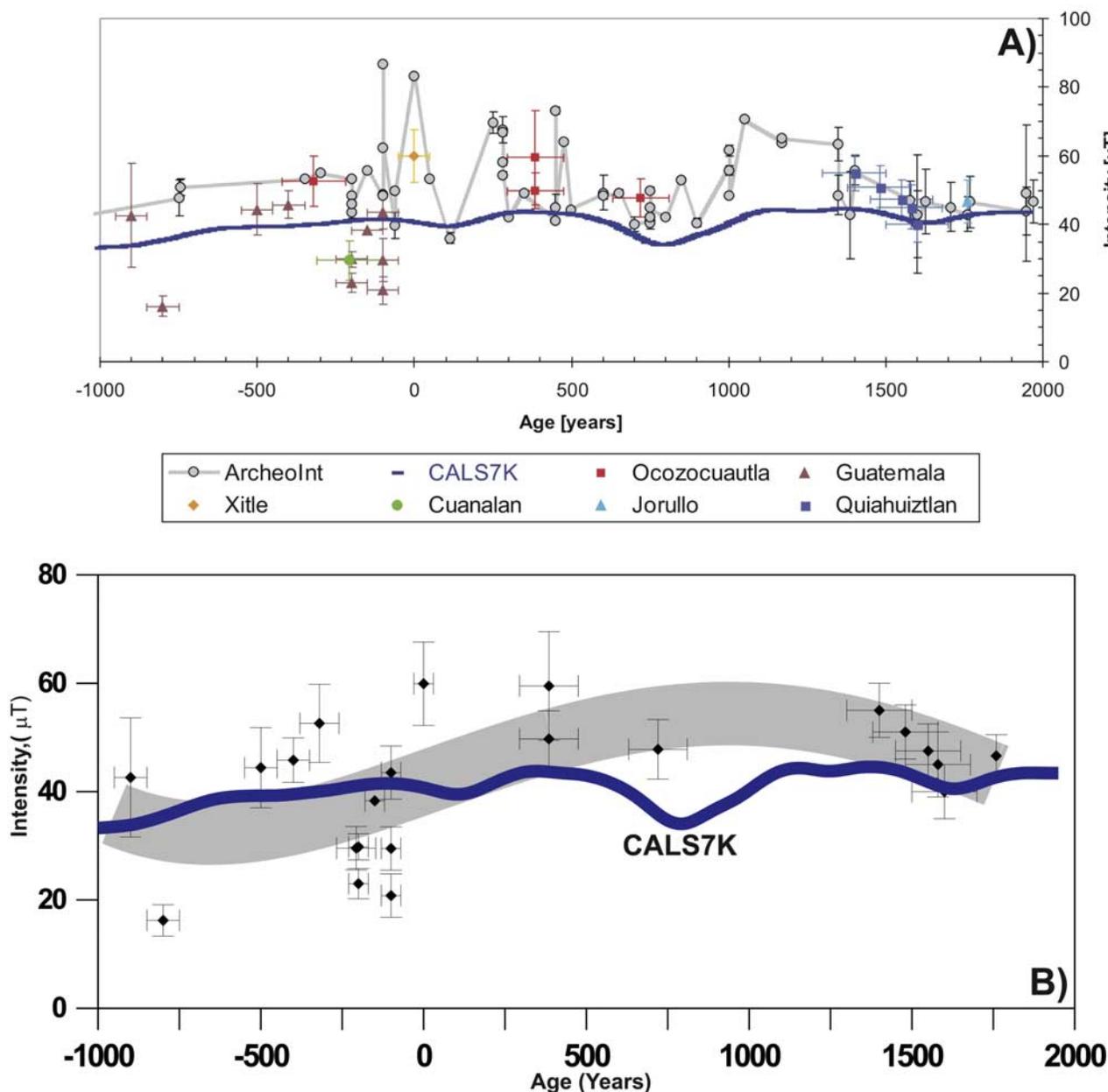
#### 4. Main Results and Discussion

[20] Rock magnetic experiments which included viscosity index, low-field susceptibility versus temperature, hysteresis, and isothermal remanence measurements indicate that the main magnetic carrier is Ti-poor titanomagnetite. In a few cases, both Ti-rich and Ti-poor titanomagnetites seem to coexist. The contribution of (titano)hematites seems to be

minor. These magnetic minerals seem to be composed of mixtures of multidomain and significant amount of single-domain grains.

[21] The Raman spectra obtained from selected areas of the rough fragments from the Teotihuacan ceramic materials show that these samples are characterized by the highly heterogeneous body matrix mineralogy due to the presence of a large variety of minerals such as feldspars (alkali polymorph and plagioclase), diopside, magnetite and Ti-magnetite, and one titanium oxide, rutile. The Raman spectrum of a confirmed diopside has been recorded in the range  $100$ – $1500$   $\text{cm}^{-1}$ . This pyroxene starts to crystallize in calcareous clays at a temperature near to  $800$ – $900^{\circ}\text{C}$  [Colomban, 2005]. Thus, the magnetic remanence recorded in Cuanalan samples is definitively of thermoremanent origin.

[22] Figure 6 (curve a) shows an example of a magnetite spectrum acquired in some inclusions which have been found in ceramic materials. The internal vibration of the  $\text{Fe}^{3+}\text{O}_6$  octahedron has been assigned as the major contributor to the main Raman broadband of magnetite detecting around  $662$ – $665$   $\text{cm}^{-1}$  which is typical of the inverse spinel structures. It is very important to stress that some Raman spectra of magnetite are characterized by a main peak that shifts toward high wave numbers ( $670$ – $675$   $\text{cm}^{-1}$ ). This phenomenon occurs because there is the solid solution in



**Figure 7.** (a) Currently available absolute intensity data from Mesoamerica derived from archeological artifacts and historic lava flows. Also shown is the curve obtained using a worldwide archeointensity database reduced to Mexico City [Genevey *et al.*, 2008]. The blue line represents model prediction from CALS7K [Korte and Constable, 2005]. Measurement data sources are as follows: Xitle from Morales *et al.* [2006], Ocozocuautila from Morales *et al.* [2009], Jorullo from Gratton *et al.* [2005], Guatemala from L. Alva-Valdivia (unpublished data, personal communication, 2009), and Quiahuiztlan from López-Téllez *et al.* [2007]. (b) A general tendency of available archeointensity data distribution using simple polynomial adjustment compared to the CALS7K model.

the magnetite-ulvöspinel structures where the vibrations of  $\text{Ti}^{4+}\text{O}_6$  and  $\text{Fe}^{3+}\text{O}_6$  octahedra control their Raman spectra features (Figure 6, curve b). When forming Ti-magnetite, the main Raman peak is shifted upward, consistent with the increase of  $\text{Ti}^{4+}\text{O}_6$  fractions in their structures. The Raman spectrum of rutile is also shown in Figure 6 (curve c), and it agrees well with previously published spectra which exhibit two prominent bands (typical doublet) of 445 and  $\sim 607\text{ cm}^{-1}$  (M. Ostrooumov *et al.*, FT-Raman and infrared

reflection spectrometry of minerals and gems, available at <http://www.geocities.com/ostrooum, 2006>).

[23] Forty-seven samples out of seventy analyzed yield reliable absolute intensity determinations; twenty-eight of them correspond to type A (Table 2), seven are type B, and the remaining twelve samples yield type C determinations. For these samples the NRM fraction  $f$  used for determination ranges between 0.29 and 0.88, and the quality factor  $q$  ranges from 2.7 to 32.5, being generally greater than 5. The

cooling rate and anisotropy corrections significantly reduced the standard deviation of the mean intensities, suggesting the importance of such a correction in this kind of study. The fragment-mean paleointensity values obtained in this study range from  $24.2 \pm 3.2$  to  $40.0 \pm 1.7 \mu\text{T}$ , with corresponding virtual axial dipole moments ranging from  $4.8 \pm 0.6$  to  $8.0 \pm 0.4 (10^{22} \text{ A m}^2)$ . This corresponds to mean virtual dipole moment value of  $5.9 \pm 1.1 \times 10^{22} \text{ A m}^2$ , which is lower than present-day field strength (Figure 7). Exclusion of type C determinations does not significantly change the global mean.

[24] The Cuanalan mean archeointensity is shown in Figure 7a together with other selected mean intensities currently available from Mesoamerica. Also shown are the curve derived from the CALS7K global model [Korte and Constable, 2005] and data retrieved from a worldwide archeointensity database (data reduced to Mexico City [Genevey et al., 2008]). The robust mean archeointensity obtained in the present study differs from predicted absolute intensities retrieved from the CALS7K global model and the latest archeointensity compilation data ArcheoInt, yielding significantly lower values (Figure 7b). However, our data agree well with currently available absolute intensity values from Mesoamerica. The archeointensity values not corrected for cooling rate and anisotropy are systematically higher than the corrected values. These uncorrected values agree with the CALS7K model, which may be biased by the fact that such corrections were not applied to most of the previous data.

[25] **Acknowledgments.** We thank Annick Chauvin and Pierrick Roperch for their great help during the measurements at the paleomagnetic laboratory of the University of Rennes, France. Financial support was provided by CONACYT project 54957. The Cuanalan excavation (under L. R. Manzanilla's and M. Frangipane's Palaeoethnological Project of the Valley of Teotihuacan (PPVT)) was funded by the Università di Roma "La Sapienza" and the Instituto Nacional de Antropología e Historia-México. B.A. acknowledges the financial support given by UNAM-PAPIIT IN113009.

## References

- Aitken, M. J. (1990), *Science-Based Dating in Archaeology*, pp. 225–259, Longman, New York.
- Aitken, M. J., L. J. Pesonen, and M. Leino (1991), The Thellier paleointensity technique: Minisamples versus standard size, *J. Geomagn. Geoelectr.*, *43*, 325–331.
- Beramendi-Orosco, L., G. Gonzalez-Hernandez, J. Urrutia-Fucugauchi, L. Manzanilla, A. Soler-Arechalde, A. Goguitchaishvili, and N. Jarboe (2009), High resolution chronology for the Mesoamerican urban center of Teotihuacan derived from Bayesian statistics of radiocarbon and archaeological data, *Quat. Res.*, *71*, 99–107, doi:10.1016/j.yqres.2008.10.003.
- Bowles, J., J. Gee, J. Hildebrand, and L. Tauxe (2002), Archeomagnetic intensity results from California and Ecuador: Evaluation of regional data, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *203*, 967–981, doi:10.1016/S0012-821X(02)00927-5.
- Bucha, V., R. E. Tylor, R. Berger, and E. W. Haury (1970), Geomagnetic intensity: Changes during the past 3000 years in the Western Hemisphere, *Science*, *168*, 111–114, doi:10.1126/science.168.3927.111.
- Chauvin, A., Y. Garcia, P. Lanos, and F. Laubheimer (2000), Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *120*, 111–136, doi:10.1016/S0031-9201(00)00148-5.
- Coe, R. S. (1967), Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks, *J. Geophys. Res.*, *72*(12), 3247–3262, doi:10.1029/JZ072i012p03247.
- Coe, R. S., S. Grommé, and E. A. Mankinen (1978), Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low, *J. Geophys. Res.*, *83*(B4), 1740–1756, doi:10.1029/JB083iB04p01740.
- Colomban, P. (2005), Case study: Glasses, glazes and ceramics—Recognition of ancient technology from the Raman spectra, in *Raman Spectroscopy in Archaeology and Art History*, edited by H. G. M. Edwards and J. M. Chalmers, chap. 13, pp. 192–206, R. Soc. of Chem., Cambridge, U. K.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt (1977), Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *13*, 206–267.
- Dunlop, D. J. (2002), Theory and applications of the day plot ( $M_r/M_s$  versus  $H_{cr}/H_c$ ): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data, *J. Geophys. Res.*, *107*(B3), 2056, doi:10.1029/2001JB000486.
- Genevey, A., and Y. Gallet (2002), Intensity of the geomagnetic field in western Europe over the past 2000 years: New data from ancient French pottery, *J. Geophys. Res.*, *107*(B11), 2285, doi:10.1029/2001JB000701.
- Genevey, A., Y. Gallet, and J.-C. Margueron (2003), Eight thousand years of geomagnetic field intensity variations in the eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, *108*(B5), 2228, doi:10.1029/2001JB001612.
- Genevey, A., Y. Gallet, C. G. Constable, M. Korte, and G. Hulot (2008), ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its application to the recovery of the past dipole moment, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *9*, Q04038, doi:10.1029/2007GC001881.
- Gómez-Paccard, M., A. Chauvin, P. Lanos, J. Thiriot, and P. Jimenez-Castillo (2006), Archeomagnetic study of seven contemporaneous kilns from Murcia (Spain), *Phys. Earth Planet. Inter.*, *157*, 16–32, doi:10.1016/j.jpepi.2006.03.001.
- Gonzalez, S., G. Sherwood, H. Böhnell, and E. Schnepf (1997), Paleosecular variation in central Mexico over the last 30,000 years: The record from lavas, *Geophys. J. Int.*, *130*, 201–219, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb00999.x.
- Gratton, M., A. Goguitchaichvili, G. Conte, J. Urrutia, and J. Shaw (2005), Microwave paleointensity study of Jorullo Volcano (central Mexico), *Geophys. J. Int.*, *161*, 627–634, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02619.x.
- Korte, M., and C. G. Constable (2005), Continuous geomagnetic field models for the past 7 millennia: 2. CALS7K, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *6*, Q02H16, doi:10.1029/2004GC000801.
- Le Goff, M., and Y. Gallet (2004), A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: Applications to paleo- and archeo-intensity determinations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *229*, 31–43, doi:10.1016/j.epsl.2004.10.025.
- Lee, S. S. (1975), Secular variation of the intensity of the geomagnetic field during the past 3,000 years in North, Central and South America, Ph.D. thesis, Univ. of Okla., Norman.
- López-Téllez, J. M., B. Aguilar-Reyes, J. Morales, A. Goguitchaichvili, M. Calvo-Rather, and J. Urrutia-Fucugauchi (2007), Magnetic characteristics and archeointensity determination on some Mesoamerican pre-Columbian potteries: Case study of Quiahuiztlan archeological site (Veracruz, Gulf of Mexico, 900–1521 A.D.), *Geofis. Int.*, *47*, 11–18.
- Manzanilla, L. (1985), El sitio de Cuanalan en el marco de las comunidades pre-urbanas del Valle de Teotihuacan, in *Mesoamérica y el Centro de México*, edited by J. Monjarás-Ruiz, R. Brambila, and E. Pérez Rocha, pp. 133–178, Inst. Nac. de Antropol. e Hist., Mexico City.
- Manzanilla, L. (1995), La zona del Altiplano central en el clásico, historia antigua de México, report, pp. 139–173, Univ. Nac. Auton. Mex., Mexico City.
- Manzanilla, L. (2003), El proceso de abandono de Teotihuacan y su recuperación por grupos epiclásicos, CEMCA México, *Trace*, *43*, 70–76.
- McCabe, C., M. Jackson, and B. Ellwood (1985), Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility, *Geophys. Res. Lett.*, *12*, 333–336, doi:10.1029/GL012i006p00333.
- Morales, J., A. Goguitchaichvili, and J. Urrutia-Fucugauchi (2001), A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the latest Pleistocene to the Holocene, *Earth Planets Space*, *53*(9), 893–902.
- Morales, J., L. M. Alva-Valdivia, A. Goguitchaichvili, and J. Urrutia-Fucugauchi (2006), Cooling rate corrected paleointensities from the Xitle lava flow: Evaluation of within-site scatter for single spot-reading cooling units, *Earth Planets Space*, *58*(10), 1341–1347.
- Morales, J., A. Goguitchaichvili, G. Acosta, T. González-Morán, L. Alva-Valdivia, J. Robles-Camacho, and M. Hernández-Bernal (2009), Magnetic properties and archeointensity determination on pre-Columbian pottery from Chiapas, Mesoamerica, *Earth Planets Space*, *61*(1), 83–91.
- Nagata, T., K. Kobayashi, and E. J. Schwarz (1965), Archeomagnetic intensity studies of South and Central America, *J. Geomagn. Geoelectr.*, *17*, 399–405.
- Prévot, M., E. A. Mankinen, R. S. Coe, and S. Grommé (1985), The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models, *J. Geophys. Res.*, *90*(B12), 10,417–10,448, doi:10.1029/JB090iB12p10417.

- Schnepp, E., and P. Lanos (2005), Archaeomagnetic secular variation in Germany during the past 2500 years, *Geophys. J. Int.*, *163*, 479–490, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02734.x.
- Soler-Arechalde, A. M., F. Sanchez, M. Rodriguez, C. Caballero-Miranda, A. Goguitchaishvili, J. Urrutia-Fucugauchi, L. Manzanilla, and D. Tarling (2006), Archaeomagnetic investigation of some oriented pre-Columbian lime plasters from Teotihuacan, Mesoamerica, *Earth Planets Space*, *58*(10), 1433–1439.
- Tauxe, L., T. A. T. Mullender, and T. Pick (1996), Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis, *J. Geophys. Res.*, *101*(B1), 571–583.
- Thellier, E., and O. Thellier (1944), Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d’Auvergne, *Ann. Geophys.*, *1*, 37–52.
- Thellier, E., and O. Thellier (1959), Sur l’intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, *15*, 285–376.
- Vandenabeele, P., H. Edwards, and L. Moens (2007), A decade of Raman spectroscopy in art and archaeology, *Chem. Rev.*, *107*(3), 675–686, doi:10.1021/cr068036i.
- Wolfman, D. (1973), A re-evaluation of Mesoamerican chronology: A.D. 1–1200, Ph.D. thesis, Univ. of Colo., Denver.
- 
- B. Aguilar Reyes, A. Goguitchaichvili, J. Morales, and M. Rodriguez Ceja, Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica, Sede Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Morelia, Morelia, Michoacán 58089, México. (avto@geofisica.unam.mx)
- L. R. Manzanilla, Instituto de Investigaciones Antropológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, D.F. 04510, México.
- M. Ostrooumov, Departamento de Geología y Mineralogía, IIM, UMSNH, Morelia, Michoacán 58087, México.
- J. Urrutia-Fucugauchi, Laboratorio de Paleomagnetismo y Paleoambientes, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, D.F. 04510, México.