



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

"CARACTERIZACIÓN MAGNÉTICA DE MATERIALES CERÁMICOS  
PRECOLOMBINOS Y DETERMINACIÓN DE INTENSIDAD  
GEOMAGNÉTICA ABSOLUTA DE LA ZONA ARQUEOLÓGICA DE  
QUIAHUIZTLAN, VERACRUZ, MÉXICO"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F Í S I C O

P R E S E N T A :

**JUAN MANUEL LÓPEZ TÉLLEZ**

DIRECTOR DE TESIS: DR. AVTO GOGICHAISHVILI



FACULTAD DE CIENCIAS  
UNAM

2007



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

División de Estudios Profesionales

**ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ**  
**Jefe de la División de Estudios Profesionales**  
**Facultad de Ciencias**  
**Presente.**

Por este medio hacemos de su conocimiento que hemos revisado el trabajo escrito titulado:

**"Caracterización Magnética de Materiales Cerámicos Precolombinos y Determinación de Intensidad Geomagnética Absoluta de la Zona Arqueológica de Quiahuiztlan, Veracruz, México"**

realizado por **López Téllez Juan Manuel**, con número de cuenta **09758317-6**, quien opta por titularse en la opción **Tesis** en la licenciatura en **Física**. Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Tutor(a) Propietario	Dr.	Avto Gogichaishvili
Propietario	Dr.	José Luis Ruvalcaba Sil
Propietario	Dr.	Luis Alberto Barba Pingarrón
Suplente	Dr.	Juan Julio Morales Contreras
Suplente	Dr.	Ana María Soler Arechalde

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
Ciudad Universitaria, D.F., a 16 de noviembre del 2006  
**LA COORDINADORA DEL COMITÉ DE TITULACIÓN  
DE LA LICENCIATURA EN FÍSICA**

**M. EN C. ALICIA ZARZOSA PÉREZ**

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Señor sinodal: antes de firmar este documento, solicite al estudiante que le muestre la versión digital de su trabajo y verifique que la misma incluya todas las observaciones y correcciones que usted hizo sobre el mismo.

*A mis padres Virginia Téllez y J.Manuel López.*

*A mis hermanos Joel y Virginia.*

# Agradecimientos

En primer lugar, agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y a su Facultad de Ciencias por la educación que recibí, por ser la autora de mi formación profesional con la excelencia y calidez que la caracteriza.

Agradezco a mi director de tesis el Dr. Avto Gogichaishvili por todo el apoyo que me brindó para la elaboración de este trabajo. Gracias Avto por tu gran paciencia, sabiduría y sencillez.

De igual forma, a mi co-director de tesis el Dr. Juan Julio Morales que por su valioso tiempo y dedicación que generosamente me brindó adquirí los conocimientos necesarios para llevar a cabo con éxito el presente trabajo.

Agradezco al Instituto de Geofísica de la UNAM todas las facilidades que se me otorgaron para la realización de esta tesis.

Así mismo, agradezco el apoyo financiero que recibí de los proyectos DGAPA-PAPIIT: IN102007 y CONACYT-UCMEXUS.

Le agradezco a la Dra. Anick Daneels del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM por el tiempo que amablemente me dedicó para la aportación de datos arqueológicos que fueron parte fundamental en las conclusiones de esta tesis.

Agradezco al M. en C. Ángel Ramírez del Laboratorio de Termoluminiscencia del Instituto de Geofísica de la UNAM por su amable atención y dedicación en la realización de las pruebas de autenticación arqueológica de las muestras de estudio.

Igualmente agradezco al Dr. Juan Pablo Bernal y a la M. en C. Elena Lounejeva del Laboratorio de Espectrometría de Masas (ICPMS) y a la M. en C. Kumiko Shimada del Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM por su importante colaboración a este trabajo de tesis.

También agradezco al Dr. Robert Coe y a la Dra. Lisa Tauxe de la Universidad de California EE.UU. por sus comentarios, sugerencias e invaluable aportaciones a esta obra.

A mis revisores de tesis: La Dra. Ana María Soler (Instituto de Geofísica, UNAM), el Dr. José Luis Ruvalcaba (Instituto de Física, UNAM) y el Dr. Luis Alberto Barba (Instituto de Investigaciones Antropológicas, UNAM). Gracias por su tiempo, por sus sugerencias y valiosas aportaciones que contribuyeron a mejorar este trabajo.

A todos mis amigos dentro y fuera de la Facultad de Ciencias que han estado conmigo y nos hemos apoyado mutuamente durante todo este tiempo. Gracias por su amistad y compañerismo, ustedes han sido parte fundamental en todos mis logros alcanzados.

Finalmente pero más importante, le agradezco a toda mi familia la atención y el apoyo que me han brindado toda mi vida y que sin ello no hubiera sido posible nada de lo que he logrado hasta la fecha. Especialmente a mis padres y mis hermanos por su incondicional y absoluto respaldo en todo lo que me he propuesto. Esta tesis y mi título profesional se los dedico a ustedes.

# Índice general

<b>1. Fundamentos de Magnetismo de Rocas</b>	<b>10</b>
1.1. Magnetismo . . . . .	10
1.1.1. Parámetros Magnéticos . . . . .	10
1.1.2. Unidades Magnéticas . . . . .	12
1.1.3. Propiedades magnéticas de los Sólidos . . . . .	12
1.1.4. La Magnetización de los Materiales . . . . .	13
1.1.5. Magnetismo a Nivel Atómico . . . . .	15
1.1.6. Características Magnéticas de los Materiales . . . . .	16
1.1.6.1. Diamagnetismo . . . . .	16
1.1.6.2. Paramagnetismo . . . . .	18
1.1.6.3. Ferromagnetismo . . . . .	19
1.1.7. Tipos de Magnetismo “Especial” . . . . .	22
1.1.7.1. Antiferromagnetismo . . . . .	22
1.1.7.2. Ferromagnetismo Parásito . . . . .	24
1.1.7.3. Ferrimagnetismo . . . . .	25
1.1.8. El Concepto de Dominio Magnético Sencillo . . . . .	26
1.1.9. Tamaño Critico en Granos de Domino Sencillo . . . . .	27
1.1.10. La Magnetización de los Dominios Sencillos . . . . .	28
1.1.11. Minerales Magnéticos . . . . .	30
1.1.12. Tipos de Magnetización Remanente . . . . .	31
1.1.12.1. Magnetización Remanente Natural (NRM por sus siglas en inglés) . . . . .	31
1.1.12.2. Magnetización Termo-Remanente (TRM por sus siglas en inglés) . . . . .	31
1.1.12.3. Magnetización Remanente Química (CRM por sus siglas en inglés) . . . . .	32
1.1.12.4. Magnetización Remanente Detrítica (DRM por sus siglas en inglés) . . . . .	32
1.1.12.5. Magnetización Remanente Viscosa (VRM por sus siglas en inglés) . . . . .	32
1.1.12.6. Magnetización Remanente Termoviscosa (TVRM por sus siglas en inglés) . . . . .	32
1.1.12.7. Magnetización Remanente Isotermal (IRM por sus siglas en inglés) . . . . .	33
1.1.12.8. Magnetización Remanente Anisteretica (ARM por sus siglas en inglés) . . . . .	33
1.2. Geomagnetismo en General (Campo Actual) . . . . .	34
1.2.1. Origen del Campo Magnético Terrestre . . . . .	34
1.2.1.1. Teoría del Dínamo . . . . .	35
1.2.2. Elementos del Campo Magnético Terrestre . . . . .	37
1.2.3. Cartas Magnéticas . . . . .	37
1.2.4. Variaciones Seculares . . . . .	40
1.3. Metodologías para la Determinación de Paleointensidad o Arqueointensidad Absoluta . . . . .	42

1.3.1.	Método de Thellier y Thellier . . . . .	43
1.3.2.	Método de Thellier modificado por Coe . . . . .	44
<b>2.</b>	<b>Descripción Arqueológica</b>	<b>46</b>
2.1.	El Medio Geográfico . . . . .	47
2.2.	Historia Cultural . . . . .	47
2.3.	Descripción de la Zona Arqueológica . . . . .	49
2.4.	Cerámica Prehispánica de Quiahuiztlán . . . . .	53
<b>3.</b>	<b>Procedimientos de Laboratorio</b>	<b>57</b>
3.1.	Los Materiales de Estudio . . . . .	57
3.2.	Propiedades Magnéticas . . . . .	59
3.2.1.	Histeresis Magnética . . . . .	59
3.2.1.1.	Descripción del Equipo Utilizado. . . . .	60
3.2.1.2.	Procedimiento Experimental . . . . .	61
3.2.1.3.	Resultados . . . . .	62
3.2.2.	Desmagnetización con Campos Alternos . . . . .	64
3.2.2.1.	Los Equipos Utilizados . . . . .	64
3.2.2.2.	Preparación de Muestras . . . . .	67
3.2.2.3.	Procedimiento Experimental . . . . .	71
3.2.2.4.	Resultados . . . . .	72
3.2.3.	Curvas Termomagnéticas Continuas . . . . .	75
3.2.3.1.	Descripción del Equipo Utilizado . . . . .	75
3.2.3.2.	Procedimiento Experimental . . . . .	77
3.2.3.3.	Resultados . . . . .	77
3.3.	Determinación de Arqueointensidades . . . . .	79
3.3.1.	Descripción del Equipo Utilizado . . . . .	79
3.3.2.	Procedimiento Experimental . . . . .	81
3.3.3.	Experimento Previo . . . . .	82
3.3.3.1.	Resultados . . . . .	83
3.3.4.	Experimento de Arqueointensidades . . . . .	85
3.3.4.1.	Resultados . . . . .	86
3.3.5.	Corrección de Resultados Por Efectos de Ritmo de Enfriamiento . . . . .	90
3.3.5.1.	Procedimiento Experimental . . . . .	91
3.3.5.2.	Resultados . . . . .	92
<b>4.</b>	<b>Análisis e Interpretación de Datos</b>	<b>98</b>
4.1.	Discusión de Resultados Experimentales . . . . .	98
4.2.	Determinación del Momento Dipolar Magnético . . . . .	99
4.3.	Intento de Fechamiento de Muestras . . . . .	103
<b>5.</b>	<b>Resultados y Conclusiones</b>	<b>107</b>
5.1.	Conclusiones . . . . .	109
5.2.	Trabajo Futuro . . . . .	112

<b>A. Autenticación de Cerámicas Arqueológicas por el Método de Termoluminiscencia</b>	<b>118</b>
A.1. Introducción . . . . .	118
A.2. El Fenómeno Termoluminiscente . . . . .	118
A.3. Fechamiento TL . . . . .	121
A.4. Procedimientos de Laboratorio . . . . .	123
A.4.1. Descripción del Equipo Utilizado . . . . .	123
A.4.2. Preparación de Muestras . . . . .	124
A.4.3. Procedimiento Experimental . . . . .	125
A.4.3.1. Evaluación de la Paleodosis Radiológica . . . . .	125
A.4.3.2. Evaluación de la Tasa de Dosis Anual (TDA) . . . . .	125
A.5. Resultados . . . . .	126
A.6. Conclusiones . . . . .	127

# Índice de cuadros

1.1. Unidades y Conversiones para Cantidades Comunes de Magnetismo . . . . .	12
3.1. Resultados de los experimentos de histéresis magnética para las muestras de estudio. . . . .	63
3.2. Especificaciones del equipo JR5-A . . . . .	65
3.3. Hoja de cálculo que utiliza la computadora para calcular la magnitud de la magnetización remanente ( <i>RM</i> ) del espécimen. . . . .	66
3.4. Campos Destructivos Medios . . . . .	74
3.5. Temperaturas de Curie para cada espécimen y estimación de minerales magnéticos correspondientes. . . . .	79
3.6. Especificaciones del equipo TD-48. . . . .	81
3.7. Resultados del experimento de prueba con muestras piloto. . . . .	84
3.8. Resultados correspondientes a la serie 1. . . . .	87
3.9. Resultados correspondientes a la Serie 2. . . . .	89
3.10. Ritmo de enfriamiento al que fueron sometidas todas las muestras de estudio. La columna de la izquierda muestra los tiempos en los que se registraron los cambios de temperatura partiendo de una hora dada. Se procuro que la variación manual de temperatura fuera a ritmo constante. A la derecha del cuadro se muestra la curva empírica de variación de temperatura hecha con los datos del cuadro. Las temperatura fueron medidas utilizando el termo-par del mismo equipo <i>ASC</i> TD-48. . . . .	91
3.11. Diferencias porcentuales entre calentamientos para la corrección de ritmo de enfriamiento de la Serie 1. . . . .	93
3.12. Diferencias porcentuales entre calentamientos para la corrección de ritmo de enfriamiento de la Serie 2. . . . .	94
3.13. Resultados de la estimación del campo antiguo de la Serie 1. . . . .	94
3.14. Resultados de la estimación del campo antiguo de la Serie 2. . . . .	96
4.1. Resultados del calculo de VADM con los datos de la Serie 1. . . . .	101
4.2. Resultados del calculo de VADM con los datos de la Serie 2. . . . .	102
4.3. Fechamiento tentativo de muestras realizado con todas las curvas de variación secular expuestas anteriormente. . . . .	106
5.1. Fechamientos de muestras que tienen coincidencias con la época que los datos arqueológicos hacen suponer como correcta. . . . .	108
A.1. Resultados globales del estudio de autenticación de cerámicas por el método de termoluminiscencia. . . . .	127

# Resumen

Este trabajo reporta un estudio interdisciplinario de *Arqueomagnetismo* y Magnetismo de rocas en materiales cerámicos prehispánicos de la Zona Arqueológica de Quiahuiztlán, ubicada en la zona central de la costa del Golfo de México, en el estado de Veracruz, México. Dicho lugar presenta vestigios culturales que desde el punto de vista de la cultura prehispánica se vinculan al Totonacapan Central. Quiahuiztlán funcionó como una ciudad-cementerio-fortaleza con relaciones intercomunitarias con grupos del Totonacapan costero central y que parece corresponder temporalmente al Horizonte Postclásico (900 a. C. - 1521 d. C.). Fue, así mismo, uno de los primeros asentamientos humanos de importancia conocido por los españoles en su arribo a territorio mesoamericano.

Los materiales de estudio son algunas piezas de material cerámico hechos por el ser humano. Estos objetos debido a su proceso de fabricación (horneado) y a los materiales con los que fueron elaborados (arcilla), presentan características propias de materiales en los que se puede llevar a cabo un estudio de tipo arqueomagnético, para tratar de estimar a partir de su magnetización remanente natural, *NRM* (si la hay), una intensidad de campo magnético antiguo terrestre de la época en la que fueron elaborados estos objetos de diversas apariencias y composición de minerales.

En total, se obtuvieron 26 piezas de material cerámico provenientes de dicho sitio arqueológico colectadas y donadas por los habitantes de esa zona.

Se practicó una prueba de autenticidad de cerámicas arqueológicas por el método de termoluminiscencia a algunas de estas piezas, los resultados de la prueba indican que dichas muestras son de fabricación precolombina.

Los experimentos sobre magnetismo de rocas contemplan estudios sobre susceptibilidad e histéresis magnética de los materiales y adquisición de magnetización isoterma. El primero, tiene como fin determinar los minerales magnéticos presentes en los materiales de estudio y determinar experimentalmente las temperaturas de Curie de los materiales ferromagnéticos a través de la adquisición experimental de curvas termomagnéticas continuas. El estudio de histéresis magnética permite establecer el estado de dominio magnético (como: multidominio magnético *MD*, dominio sencillo *SD* ó dominio pseudo-sencillo magnético *PSD*) de los cristales portadores de magnetización presentes en los minerales magnéticos. Ambos estudios ayudan a determinar si los materiales estudiados son potencialmente útiles para llevar a cabo en ellos el experimento que determinará su magnetización remanente natural (*NRM*, por sus siglas en inglés) característica.

Por otra parte, se realiza un estudio de propiedades de remanencia magnética a través del análisis de la desmagnetización por campos alternos en los materiales, con el fin de reconocer componentes secundarias de magnetización ajenas a la magnetización remanente original adquirida por el material cuando éste fue creado. Este estudio nos da a conocer con mayor profundidad la estabilidad magnética de los materiales, ya que se examina la desmagnetización del material en forma vectorial y se calculan los *campos destructivos medios* para cada muestra.

Posteriormente a estos experimentos que ayudan a conocer el comportamiento y la naturaleza magnética de los materiales estudiados, se hace la determinación de la intensidad del antiguo campo geomagnético

(*arqueointensidad magnética*), el cual, forma parte de los mecanismos primarios por los cuales las rocas se magnetizan (magnetización termo-remanente, *TRM*). La clave para la determinación de paleointensidades ó arqueointensidades, radica en la proporcionalidad existente entre la *TRM* adquirida y el campo magnético (de baja intensidad) en el cual es enfriado el espécimen, ya que la comparación de la magnetización natural remanente, *NRM*, contra una magnetización termo remanente (*TRM*, por sus siglas en ingles) inducida por un campo magnético conocido proporcionará una estimación de la intensidad del campo antiguo. De todos los métodos existentes para la determinación de paleointensidades ó arqueointensidades, aquel debido a Thellier & Thellier es el más empleado. Originalmente este método fue desarrollado para la determinación de arqueointensidades del campo geomagnético (*CGM*) en los años 30's. En este trabajo se emplea el método de Thellier modificado por Coe (1967).

Finalmente, se realiza la comparación de resultados de arqueointensidades magnéticas con los datos globales de variación secular del campo magnético terrestre. Se realiza el cálculo del *Momento Dipolar Axial Virtual* (*VADM* por sus siglas en ingles) para hacer la comparación en términos absolutos con las curvas globales de variación paleosecular del campo geomagnético.

De esta forma, se puede estimar la antigüedad de las piezas arqueológicas a partir del estudio de su magnetización remanente y por otra parte, se analiza la viabilidad de este tipo de estudios (típico en rocas volcánicas) sobre este tipo de materiales arqueológicos. Lo anterior también podría ser una aportación de datos para la creación de la curva característica de variación secular geomagnética local. El cual es un problema actual en la geofísica mexicana.

# Introducción

Las rocas contienen un monto relativamente pequeño de minerales ferromagnéticos (aproximadamente 1-10% del volumen de la roca). Estos minerales tienen la capacidad de registrar, bajo ciertas condiciones la dirección del campo magnético terrestre existente en el momento de la formación de la roca. El paleomagnetismo es el campo de la ciencia que estudia el magnetismo de las rocas. Como la magnetización remanente de las rocas refleja el campo magnético existente durante la formación de las mismas, información acerca de las características y cambios del campo geomagnético pueden ser obtenidos de este modo. Por otro lado, el asumir que el campo es geocéntrico, axial y dipolar, permite su uso como sistema de referencia fijo sobre la Tierra. Esta aseveración es real, si los datos paleomagnéticos son promediados sobre decenas de miles de años. Así, las desviaciones de las direcciones paleomagnéticas con respecto a la dirección esperada, da información acerca de los desplazamientos de las rocas estudiadas. De esta manera, los movimientos de las placas tectónicas, fundamentalmente para los últimos 200 millones de años, han sido reconstruidos, pero también han sido resueltos muchos problemas tectónicos de naturaleza regional y local de menor magnitud.

Un amplio campo de aplicación de los métodos paleomagnéticos es su uso como herramienta de fechamiento. El campo magnético cambia su polaridad sin periodicidad, el norte magnético se torna sur magnético y viceversa. Una roca magnetizada en un campo con la misma polaridad que la actual (polaridad normal) presentará una dirección de magnetización antipodal a la magnetización remanente de la roca magnetizada en un campo geomagnético de polaridad reversa. El estudio del patrón de cambio de polaridades del campo geomagnético junto con el tipo de estrato en el que es registrada esta información se conoce como magnetoestratigrafía. Una sección geológica con depositación continua muestra un patrón de polaridades normales y reversas, las que como una huella digital, puede ser correlacionada con la escala de polaridad geomagnética existente. En estas escalas, los datos magnetoestratigráficos (patrones de polaridad) son calibrados con datos paleontológicos y radiométricos, con lo que se constituyen en una escala de tiempo absoluta. Para poder correlacionar una sección magnetoestratigráfica con la escala de polaridades geomagnética de manera correcta es necesario contar con un punto de anclaje, esto es contar con un fechamiento absoluto en la sección. Esta edad absoluta junto con el patrón magnetoestratigráfico característico obtenido, suple las edades de los diferentes estratos de la unidad estudiada.

Como la mayoría de los materiales arqueológicos contienen partículas magnéticas, estos pueden ser empleados en muy diversos estudios. Una de las principales propiedades es que ellos pueden adquirir una remanencia a un tiempo específico. Como el campo geomagnético cambia en dirección e intensidad con el tiempo (variaciones paleoseculares), el momento de adquisición de la magnetización remanente puede determinarse mediante la comparación de estos parámetros con los registros conocidos del campo magnético en el pasado en una localidad específica. Cuando las variaciones pasadas del campo magnético terrestre han sido bien establecidas, el fechamiento arqueomagnético puede ser tan preciso como el método más caro de fechamiento absoluto.

Aunque en México hay cuantiosos restos arqueológicos, los estudios arqueomagnéticos de los mismos son escasos. El más amplio fue el de Daniel Wolfman (1973) en México y Centroamérica, quien estudió las direc-

ciones arqueomagnéticas de muestras de pocos sitios en el centro y este de México. La principal limitación de este trabajo pionero fue el hecho de que la mayor parte del material arqueológico que puede usarse en arqueomagnetismo no está orientado. Por lo tanto, pudieron obtenerse relativamente pocas paleodirecciones del campo geomagnético. Una alternativa son los estudios de arqueointensidad, para los cuales no se requiere de material orientado. En México no se han publicado estudios de arqueointensidad de materiales precolombinos, pero sí se han realizado en el suroeste de E. U. y en el noroeste de América del Sur (ver la compilación de Bowles et al., 2002).

Los datos más confiables a partir de estos estudios se muestran en la figura 1 (Bowles et al., 2002). Se observa que los registros para las dos regiones son muy diferentes, lo cual no es sorprendente dadas las componentes sustanciales no dipolares del campo geomagnético de la actualidad y la distancia entre las regiones, la cual excede la distancia a la fuente del campo en el núcleo de la Tierra. Es claro que los datos existentes están muy dispersos, y los sitios de los cuales se derivan están alejados del centro de México. Por ello, sólo podrían proveer cuando más, un fechamiento muy burdo de los materiales mexicanos.

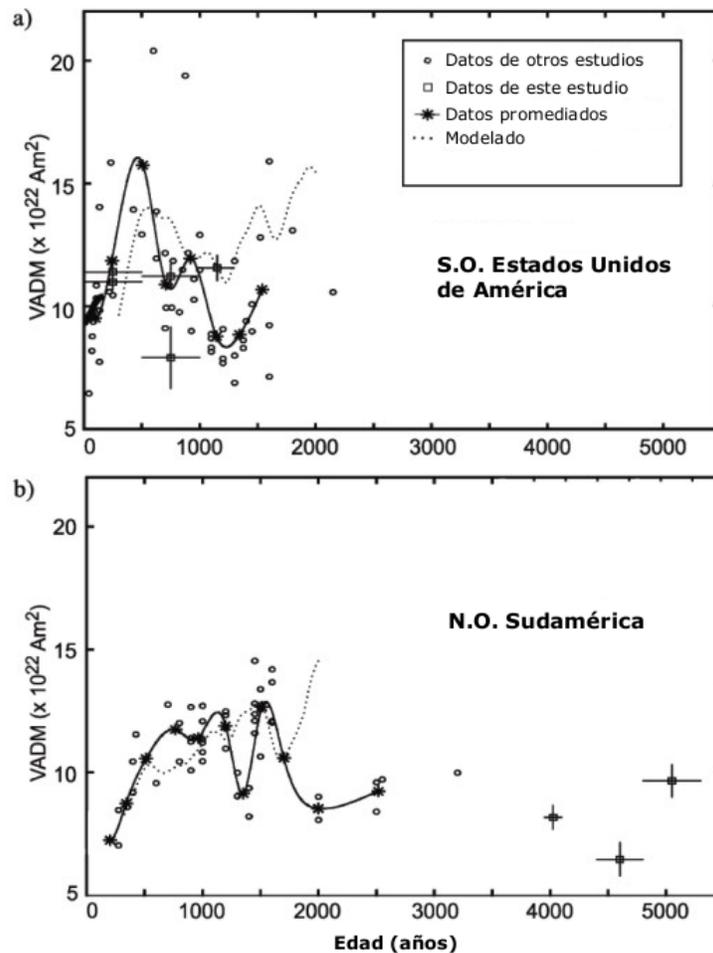


Figura 1: Selección de los resultados disponibles de arqueointensidades de mayor calidad de (a) suroeste de E. U. (b) Noroeste de América del Sur, expresado como un momento virtual dipolar (VADM) contra años antes del presente. A pesar de la dispersión, los datos sugieren diferencias significativas en la intensidad del campo entre las dos áreas, y grandes discrepancias relativas con el modelo de intensidad global (línea punteada) de Hongre et al., 1998. (Figura adaptada de Bowles et al., 2002).

## Objetivos

Los objetivos principales del presente trabajo son:

- Estimar la factibilidad de este tipo de estudios en México.
- Probar el material arqueológico mesoamericano para fines de fechamiento a través de esta técnica arqueomagnética.

Para tales fines se propone la realización de mediciones sistemáticas de arqueointensidades sobre las muestras de cerámica precolombina provenientes de la zona arqueológica de Quiahuiztlán en el estado de Veracruz, México.

# Capítulo 1

## Fundamentos de Magnetismo de Rocas

### 1.1. Magnetismo

#### 1.1.1. Parámetros Magnéticos

El *momento dipolar magnético* ó simplemente *momento magnético*,  $M$ , puede ser definido refiriéndose un par de cargas eléctricas (figura 1.1a) o también a una espira de corriente eléctrica (figura 1.1b). Para el par de cargas eléctricas, la magnitud de la carga es  $m$ , y un vector de distancia infinitesimal,  $I$ , que separa a la carga positiva de la carga negativa. El momento magnético,  $M$ , es:

$$M = mI \quad (1.1)$$

La fuerza entre las dos cargas esta dada por la ley de Coulomb :

$$F = k \frac{(-m)(m)}{I^2} = k \frac{m^2}{I^2} \quad (1.2)$$

donde  $k$  es una contante de proporcionalidad que en el sistema cgs es unitaria, pero en el sistema de unidades SI esta es  $\frac{1}{4\pi\epsilon_0}$  donde  $\epsilon_0 = \frac{10^7}{4\pi c^2}$  y  $c$  es la velocidad de la luz en el vacio.

Para la espira con área  $A$  que lleva una corriente  $I$ , el momento magnético es:

$$M = IAn \quad (1.3)$$

donde  $n$  es el vector de longitud unitaria perpendicular al plano de la espira. La dirección de  $n$  (y por lo tanto de  $M$ ) está dada por la *regla de la mano derecha*.

El *campo de fuerza magnético* ó *campo magnético*,  $H$ , en una cierta región se define como la fuerza experimentada por una carga eléctrica positiva unitaria situada en esa región. Si observamos el torque de alineación de un dipolo magnético situado dentro de un campo magnético, el torque de alineación,  $\Gamma$ , estará dado por el producto cruz vectorial:

$$\Gamma = M \times H = MH \text{sen}\theta \hat{\Gamma} \quad (1.4)$$

donde  $\theta$  es el ángulo entre  $M$  y  $H$  como lo muestra la figura 1.1 c y  $\hat{\Gamma}$  es el vector unitario paralelo a  $\Gamma$  en la misma figura.

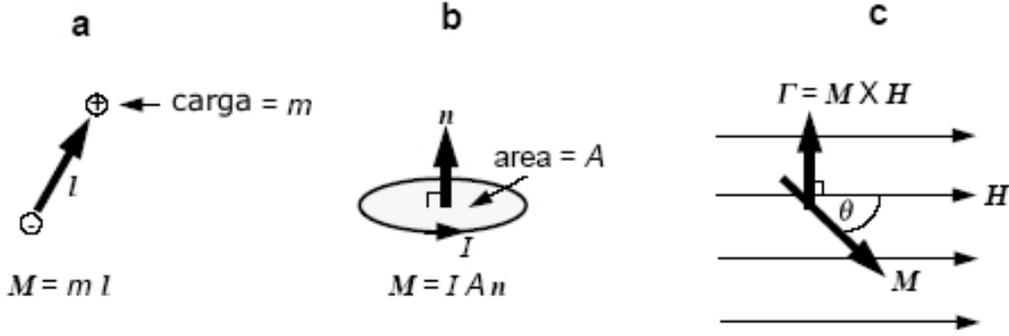


Figura 1.1: (a) Un dipolo magnético construido con un par cargas. (b) Un dipolo magnético construido de una espira circular de corriente eléctrica. (c) Diagrama que ilustra las torque  $\Gamma$  sobre el momento magnético  $M$ , que está situado dentro de un campo magnético  $H$ .

Un momento magnético con libertad para rotar se alineará con el campo magnético.

La energía de alineamiento de los momentos magnéticos puede ser encontrada muchas veces en los desarrollos del magnetismo de rocas. Esta energía potencial puede ser expresada a través del producto punto vectorial:

$$E = -M \cdot H = -MH \cos\theta \quad (1.5)$$

El signo negativo en esta expresión es debido a que la configuración de mínima energía se alcanza cuando  $M$  es paralelo a  $H$ .

La intensidad de magnetización, o *magnetización*,  $J$ , de un material es el momento dipolar magnético neto por unidad de volumen. Para calcular la magnetización de un volumen en particular, la suma vectorial de los momentos magnéticos se divide por el volumen que encierra a todos aquellos momentos magnéticos:

$$J = \frac{\sum M_i}{\text{volumen}} \quad (1.6)$$

donde  $M_i$  es el momento magnético constituyente.

Existen básicamente dos tipos de magnetización: magnetización inducida y magnetización remanente. Cuando un material es expuesto a un campo magnético  $H$ , éste adquiere una *magnetización inducida*,  $J_i$ . Estas cantidades están relacionadas con la susceptibilidad magnética,  $\chi$ :

$$J = \chi H \quad (1.7)$$

Así, la *susceptibilidad magnética*,  $\chi$ , puede ser apreciada como la “magnetizabilidad” o facilidad de magnetización de una sustancia. la expresión de arriba utiliza a un escalar para la susceptibilidad, indicando que  $J_i$  es paralela a  $H$ .

Algunos materiales muestran *anisotropía magnética*, donde  $J_i$  no es paralela a  $H$ . Para una sustancia anisotrópica, un campo magnético aplicado en una dirección  $X$  inducirá en general una magnetización no sólo en la dirección  $X$ , sino también de las direcciones  $Y$  y  $Z$ . Para sustancias anisotrópicas, la susceptibilidad magnética es expresada como un tensor de segundo rango.

### 1.1.2. Unidades Magnéticas

En el tratamiento con unidades de magnetismo, el sistema cgs a veces es conocido como el sistema gaussiano ó sistema emu (electromagnético). En el sistema cgs, las cantidades básicas son:

- $B$  = inducción magnética
- $H$  = campo magnético
- $J$  ó  $M$  = momento magnético por unidad de volumen, ó magnetización

Estas cantidades en el sistema cgs están relacionadas por:

$$B = \mu_0 H + 4\pi J \quad (1.8)$$

Donde:

$$J = \chi H \quad (1.9)$$

$\chi$  = susceptibilidad magnética

$\mu_0$  = permeabilidad magnética en el vacío = 1.0

En el sistema SI,  $B$ ,  $H$  y  $J$  también se usan, pero se introduce una cantidad adicional,  $M_v$ , que es el momento magnético por unidad de volumen. Estas cantidades en el SI están relacionadas como:

$$B = \mu_0 H + J \quad (1.10)$$

donde  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$  henries/m = permeabilidad en el vacío y

$$J = \frac{\chi H}{\mu_0} \quad (1.11)$$

Parámetro	Unidad SI	Unidad cgs	Conversión
Momento Magnético (m)	Am <sup>2</sup>	emu	1 Am <sup>2</sup> = 10 <sup>3</sup> emu
Magnetización (M ó J)	Am <sup>-1</sup>	emu cm <sup>-3</sup>	1 Am <sup>-1</sup> = 10 <sup>-3</sup> emu cm <sup>-3</sup>
Campo Magnético (H)	Am <sup>-1</sup>	Oesterd (oe)	1 Am <sup>-1</sup> = 4π × 10 <sup>-3</sup> oe
Inducción Magnética (B)	T	Gauss	1 T = 10 <sup>4</sup> G
Permeabilidad en el Vacío ( $\mu_0$ )	Hm <sup>-1</sup>	1	4π × 10 <sup>-7</sup> Hm <sup>-1</sup> = 1
Susceptibilidad ( $\chi$ )			
Total ( $\frac{m}{H}$ )	m <sup>3</sup>	emu oe <sup>-1</sup>	1 m <sup>3</sup> = $\frac{10^6}{4\pi}$ emu oe <sup>-1</sup>
Por Volumen ( $\frac{M}{H}$ )	-	emu cm <sup>-3</sup> oe <sup>-1</sup>	1 S.I. = $\frac{1}{4\pi}$ emu cm <sup>-3</sup> oe <sup>-1</sup>
Por Masa ( $\frac{M}{m} \cdot \frac{1}{H}$ )	m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup>	emu g <sup>-1</sup> oe <sup>-1</sup>	1m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup> = $\frac{10^3}{4\pi}$ emug <sup>-1</sup> oe <sup>-1</sup>
1 H = kg m <sup>2</sup> A <sup>-2</sup> s <sup>-2</sup> , 1 emu = 1 G cm <sup>3</sup> , B = $\mu_0(H+M)$ , 1 T = kg A <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup>			

Cuadro 1.1: Unidades y Conversiones para Cantidades Comunes de Magnetismo

### 1.1.3. Propiedades magnéticas de los Sólidos

La figura 1.2 ilustra los tres tipos fundamentales de propiedades magnéticas observadas en un experimento en el que un material adquiere una magnetización,  $J$ , en respuesta a la aplicación de un campo magnético,  $H$ . Este desarrollo utiliza el hecho de que algunos átomos tienen momentos magnéticos atómicos debido al movimiento orbital y al *espín* de los electrones. Los momentos magnéticos atómicos están cuantizados, y

su pequeña unidad de medida es el *Magnetón Bohr*,  $MB = 9.27 \times 10^{-24} \text{ G cm}^3 (= 9.27 \times 10^{-24} \text{ A m}^2)$ . Los elementos sólidos de transición (principalmente Fe-portalador) son los sólidos más comunes con átomos que poseen un momento magnético debido a su orbital electrónico incompleto 3d.

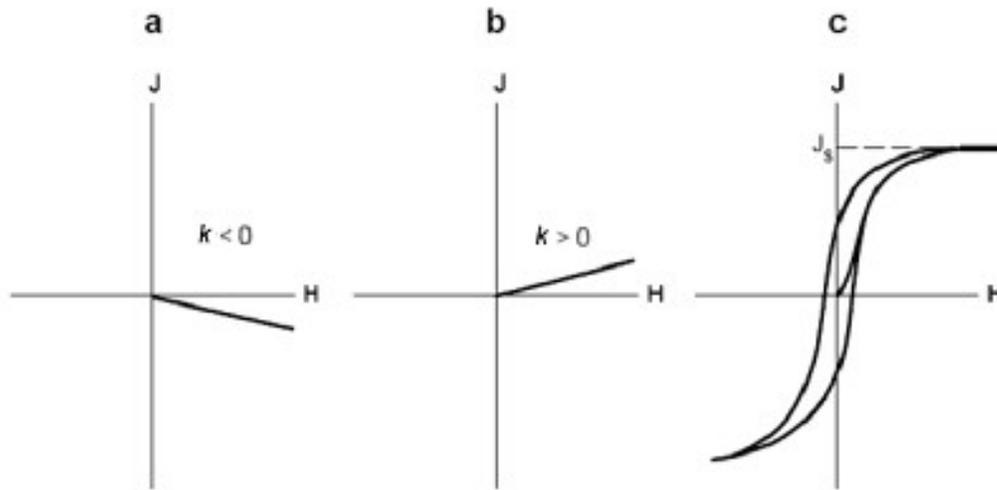


Figura 1.2: (a) Magnetización,  $J$ , versus campo magnetizador,  $H$ , para una sustancia diamagnética. La susceptibilidad magnética,  $k$ , es una constante negativa. (b)  $J$  versus  $H$  para una sustancia paramagnética. La susceptibilidad magnética,  $k$ , es una constante positiva. (c)  $J$  versus  $H$  para una sustancia ferromagnética. La trayectoria de magnetización muestra histéresis (irreversible), y la susceptibilidad magnética,  $k$ , no es una constante simple.

#### 1.1.4. La Magnetización de los Materiales

El comportamiento de un cuerpo con masa infinita sometido a la acción de un campo magnético uniforme externo  $H$  está definido por los parámetros característicos del material que lo constituye, uno de los cuales es la susceptibilidad magnética de remanencia,  $k$ . En tales condiciones, el momento magnético por unidad de volumen inducido en el cuerpo por el campo  $H$  está dado por:

$$J = KH \quad (1.12)$$

Si la susceptibilidad magnética del material es positiva ( $k > 0$ ) el cuerpo, en presencia del campo  $H$ , adquirirá una magnetización de igual sentido que éste. Por el contrario, si es negativa ( $k < 0$ ), la magnetización inducida será de sentido opuesto a  $H$  y el cuerpo rechazará a las líneas de fuerza de dicho campo. En el primero de los casos, se dice que el material es para ó ferromagnético, según sea la magnitud de  $k$  (aunque como se verá, para distinguir entre el para y el ferromagnetismo es necesario recurrir a otros parámetros); en el segundo caso se dice que el material es diamagnético.

En el ejemplo que nos ocupa, la densidad de flujo magnético ó inducción magnética dentro del cuerpo está dado por:

$$B = H + 4\pi J \quad (1.13)$$

Si el material es diamagnético ( $k < 0$ ), la densidad de flujo dentro del cuerpo es menor que la del campo externo  $H$ , es decir, el número de líneas de fuerza magnética en el interior del cuerpo es menor que en el

espacio que lo rodea. Por el contrario, si el material es para ó ferromagnético ( $k > 0$ ), la densidad de líneas magnéticas dentro del cuerpo es mayor que la densidad de líneas del campo externo. En el sistema de unidades *cgs*, la unidad de campo magnético es el *oersted* y de la inducción magnética es el *gauss*. En Geofísica, el campo débil asociado a las rocas de la corteza terrestre se expresa frecuentemente en una unidad práctica menor que el oersted, denominada *gama* (1gama =  $10^{-5}$  oersted). En el sistema *mks*, la unidad de campo es el *tesla* (1 tesla =  $10^{-4}$  gauss; 1 nanotesla = 1 gama).

La relación entre la densidad de flujo magnético  $B$  establecida dentro del cuerpo por el campo  $H$  y éste es otro parámetro característico del material: La permeabilidad magnética

$$\mu = \frac{B}{H} \quad (1.14)$$

Teniendo en cuenta la expresión 1.13, se deduce la relación entre la permeabilidad y la susceptibilidad magnética de un material:

$$\mu = 1 + 4\pi k \quad (1.15)$$

La susceptibilidad de los materiales diamagnéticos es negativa y su magnitud es del orden  $10^{-6}$ , por tanto, la permeabilidad magnética de estos materiales es menor que la unidad. Por el contrario, para los materiales para y ferromagnéticos la susceptibilidad es mayor que cero y su orden de magnitud de  $10^{-6}$  para los primeros y de 10 a  $10^5$  para los segundos, de ahí que los materiales para y ferromagnéticos tengan permeabilidades superiores a la unidad.

La susceptibilidad magnética de los materiales para y diamagnéticos se mantiene constante e independiente del campo exterior aplicado  $H$ , hasta valores de este del orden de los 10,000 oersteds. Por el contrario, ello no ocurre así para los materiales ferromagnéticos, los cuales tienen la particularidad de alcanzar la saturación de su magnetización inducida  $J$  para valores reducidos del campo energizante  $H$ . Esta característica permite distinguir a un material ferromagnético de otro paramagnético, aun en aquellos casos en que no es posible establecer la clasificación sobre la base de los valores de sus susceptibilidades. Las características del proceso de magnetización de un material ferromagnético están definidas en su ciclo de histéresis magnética (Figura 1.3). Si el proceso de magnetización se lleva a cabo en un material ferromagnético desmagnetizado previamente, a medida que el campo  $H$  aumenta a partir de cero, la magnetización inducida en el material aumenta según la curva 012 y alcanza su valor de saturación  $J_s$  para un valor de campo dado ( $H_s$ ). En la parte inicial del proceso, sección 01 de la curva, la magnetización adquirida por el material ferromagnético es reversible con  $H$ . Cuando el campo energizante asume valores mayores, el material adquiere una magnetización tal que parte de ella es independiente del campo  $H$  y estará presente aun cuando éste se reduzca a cero. Si una vez alcanzada la saturación magnética del material se disminuye el campo magnético inductor  $H$ , la magnetización del material  $J$ , disminuye según una curva diferente del proceso anterior y cuando  $H = 0$ , el material ferromagnético conserva cierta magnetización ( $J_r$ ). Esta magnetización remanente del material será destruida si el campo inductor cambia de sentido y alcanza un valor definido  $-H_c$ ; este valor particular del campo define un parámetro característico del material ferromagnético, denominado fuerza coercitiva. Si a partir de  $-H_c$  se continua aumentando el módulo del campo inductor negativo, se alcanzará la saturación  $-J_s$  para un campo  $-H_s$ . Continuando el proceso y haciendo variar adecuadamente la magnitud y sentido del campo inductor, se completa el ciclo de histéresis magnética del material.

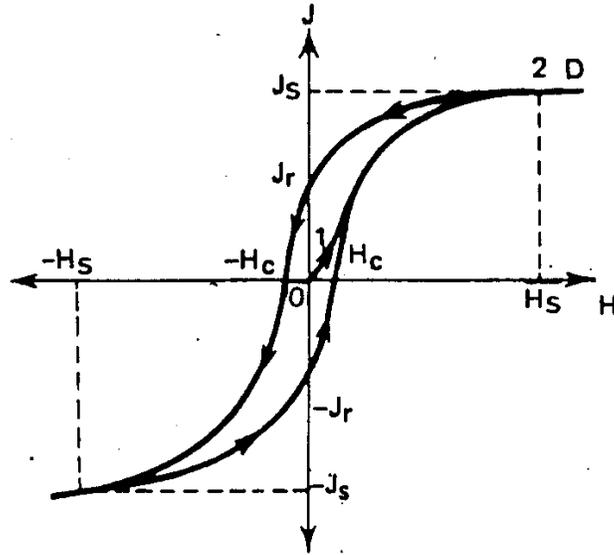


Figura 1.3: Ciclo de histéresis magnética de un material ferromagnético.

La susceptibilidad inicial del material está definida por la pendiente a la curva 012 en el origen de coordenadas:

$$k_0 = \left( \frac{dJ}{dH} \right)_{H=0} \quad (1.16)$$

Algunos autores en sus estudios utilizan el concepto de susceptibilidad magnética por unidad de masa, la que está dada por:

$$x = \frac{k}{\rho} \quad (1.17)$$

expresión en la cual  $\rho$  es la densidad del material.

### 1.1.5. Magnetismo a Nivel Atómico

La magnetización de las rocas tiene su origen en el momento magnético de sus átomos constituyentes y está regida por el ordenamiento de estos en su red cristalina.

En un átomo hay uno o más electrones girando alrededor de un núcleo; estos electrones, a su vez, tienen una rotación alrededor de su eje o espín. El campo magnético asociado a una corriente circular  $i$  es equivalente a un dipolo magnético colocado en su centro; si  $A$  es la sección en  $\text{cm}^2$  abarcada por la corriente circular  $i$ , el momento del dipolo magnético equivalente es:  $m_i = 0.1 i A$ . El momento angular asociado al movimiento orbital de un electrón está dado por  $lh/2p$ , expresión en la cual  $l$  es el número cuántico azimutal y  $h$  es la constante de Plank. A la carga eléctrica en movimiento le corresponde un momento magnético equivalente, dado por:

$$m = \frac{lh}{2\pi} \frac{e}{2m_0c} \quad (1.18)$$

donde  $e$  y  $m_0$  representan la carga eléctrica y la masa estática del electrón, respectivamente, y  $c$  la velocidad de la luz. La relación entre el momento angular orbital de un electrón y su momento magnético

equivalente es:

$$\rho_0 = \frac{2m_0c}{e} \quad (1.19)$$

Siguiendo un razonamiento similar, se llega a que la relación entre el momento angular asociado al espín de un electrón y su momento magnético equivalente es:

$$\rho_r = \frac{m_0c}{e} \quad (1.20)$$

En la practica, es útil disponer de un momento magnético unitario para describir las propiedades magnéticas de los átomos, moléculas y cristales; para ello se utiliza el momento magnético debido al movimiento orbital de un electrón, llamado Magnetón Bohr, el que esta dado por la expresión (1.18) , para  $l = 1$ , y cuya magnitud es:  $|\mu_B| = 0,9274 \times 10^{-20} uem$ .

## 1.1.6. Características Magnéticas de los Materiales

### 1.1.6.1. Diamagnetismo

Las características diamagnéticas de un material se deben a la precesión de Larmor del movimiento orbital de los electrones de sus átomos constituyentes en presencia de un campo magnético externo. El momento magnético  $m$  asociado al movimiento orbital de un electrón esta dado por la expresión (1.18). Las figuras 1.4 a y b ilustran el caso de los electrones de un átomo, con órbitas circulares de radio  $r$  supuestas, que rotan con una frecuencia angular dada  $\omega_0$ , en un medio libre de todo campo magnético. Cada uno de estos electrones se mueve por la acción de una fuerza centrípeta  $P = m_0\omega_0^2r$  y origina un momento magnético  $m$  (ec. 1.18), pero el momento magnético del átomo como un todo es cero dado el sentido opuesto del giro de los electrones en sus órbitas respectivas. Si el átomo se somete a la acción de un campo  $H$  (figuras 1.4 c y d), actuará sobre sus electrones una fuerza adicional, llamada fuerza de Lorentz, la cual está dada por:

$$f_H = \frac{He\nu_0}{c} \quad (1.21)$$

donde  $\nu_0$  es la velocidad lineal del electrón en su órbita. Esta fuerza de Lorentz actúa en ángulo recto respecto del movimiento del electrón en su órbita; en un caso es antiparalela y en el otro paralela a la fuerza centrípeta, para los electrones apareados de un átomo. Luego, la presencia del campo  $H$  hace que las fuerzas resultantes a la que

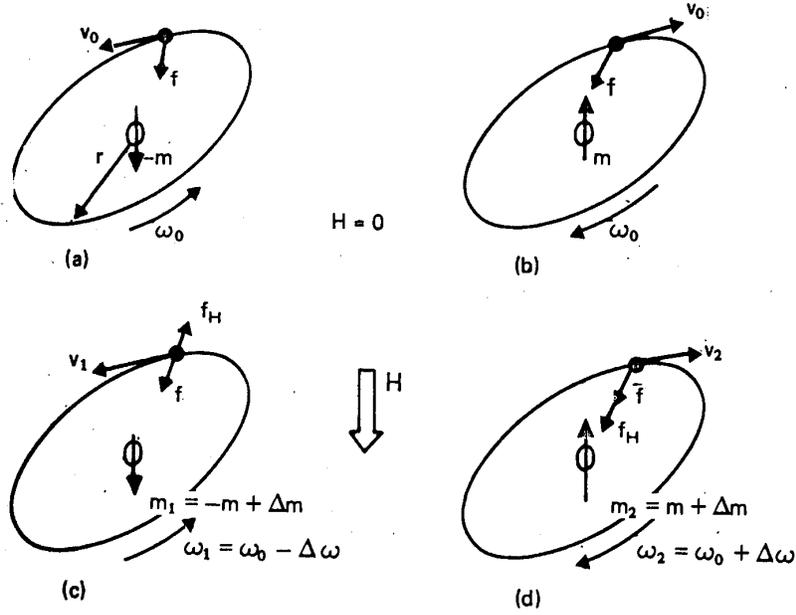


Figura 1.4: Momentos magnéticos asociados a los movimientos orbitales de los electrones apareados de un tomo en un espacio libre de campo magnético (a,b) y bajos los efectos de un campo magnético exterior (c,d).

están sometidos dichos electrones a lo largo de sus órbitas sean diferentes y, por lo tanto, sus frecuencias angulares son distintas; así, en el ejemplo anterior, las nuevas frecuencias angulares son:  $\omega_1 = \omega_0 - \Delta\omega$  y  $\omega_2 = \omega_0 + \Delta\omega$  (figura 1.4 c y d, respectivamente). Los momentos magnéticos asociados a dichos giros serán ahora diferentes y no se anularán mutuamente, como cuando  $H = 0$ . Por lo tanto, al aplicar un campo  $H$  a un material diamagnético constituido por átomos como el idealizado en la figura 1.4, se inducirá en cada uno de estos un momento magnético  $2\Delta m$ , con dirección opuesta a  $H$ . Lo que explica el porque una sustancia diamagnética es repelida cuando es aproximada al polo de un imán.

La variación en la frecuencia angular del movimiento orbital de un electrón debida a la acción de un campo  $H$  (frecuencia de Larmor) está dada por:

$$\Delta\omega \cong \frac{-eH}{2m_0c} \quad (1.22)$$

Esta frecuencia angular suplementaria da origen a una corriente eléctrica orbital adicional, así, si en el átomo hay  $z$  electrones, la corriente extra en él es:

$$\Delta i = -\frac{zeH}{4\pi m_0c^2} \quad (1.23)$$

Esta corriente extra originará un momento magnético adicional dado por:

$$\Delta m = -\frac{0,1ze^2H}{4m_0c^2} \bar{r}^2 \cong -\frac{ze^2H}{6m_0c^2} \bar{r}^2 \quad (1.24)$$

en donde  $\bar{r}$  es el radio orbital medio. El momento magnético por unidad de volumen, originado en tales condiciones en una sustancia constituida por un grupo de  $n$  átomos puede expresarse por:

$$J = -n \frac{ze^2\bar{r}^2H}{6m_0c^2} \quad (1.25)$$

y la susceptibilidad magnética de dicha sustancia diamagnética esta dada por:

$$k = -n \frac{ze^2 \bar{r}^2}{6m_0 c^2} \quad (1.26)$$

El Diamagnetismo puede ser observado cuando se aplica un campo a un material tal que el momento magnético de sus átomos es nulo en ausencia de campo exterior. Minerales como el cuarzo, el feldespato y el cloruro de sodio son típicamente diamagnéticos. Sin embargo, obsérvese que todo material tiene características diamagnéticas, las cuales en las sustancias para y ferromagnéticas son enmascaradas por otros procesos magnéticos más intensos.

### 1.1.6.2. Paramagnetismo

Las características paramagnéticas de un material son debidas a los momentos magnéticos asociados al espín de los electrones de algunos de sus átomos constituyentes. En la mayoría de los átomos, los momentos magnéticos asociados tanto al espín como al movimiento orbital de sus electrones se anulan entre sí, de modo que tales átomos no son magnéticos. Pero hay átomos poseedores de un número impar de electrones en los cuales el momento magnético debido al espín de por lo menos uno de sus electrones no tiene oposición. Estos átomos tienen por tanto un momento magnético debido a que son poseedores de un electrón no apareado. Los elementos de transición pueden tener varios electrones no apareados, por ejemplo, los elementos de transición de la serie del hierro pueden poseer hasta cinco. En un material constituido por átomos poseedores de electrones no apareados, los momentos magnéticos de esos átomos, debidos al espín de dichos electrones, reaccionarán ante la presencia de un campo exterior  $H$ , tenderán a alinearse con el mismo y otorgarán al material características paramagnéticas. Así, el paramagnetismo surge de un proceso resultante de un número de átomos poseedores de momentos magnéticos cuya interacción mutua es muy pequeña. En un espacio libre de todo campo magnético, la magnetización de un material paramagnético es nula dada la distribución errática de los momentos magnéticos de sus átomos.

Si a un material paramagnético se le aplica un campo magnético  $H$ , entre el momento magnético de cada uno de sus átomos activos  $\mu_0$  y el campo se establece una energía de interacción, que será mínima cuando  $\mu_0$  y  $H$  son paralelos. Así, los momentos magnéticos atómicos, asociados al espín de los electrones no apareados, estarán orientados aproximadamente según la dirección de  $H$  por acción de la fuerza de interacción resultante, es decir,  $H$  tiende a orientar según su dirección a los momentos magnéticos atómicos. Este proceso se ve obstaculizado por las vibraciones asociadas a la energía térmica  $k_1 T$  a la que está sometido el material (expresión en la que  $k_1 = 1.38 \times 10^{-16}$  erg/K es la constante de Boltzman y  $T$  es la temperatura absoluta). Si  $\alpha$  es el ángulo comprendido entre  $H$  y  $\mu_0$ , la energía potencial definida es:  $-\mu_0 H \cos \alpha$ . En la posición de equilibrio alcanzada para un  $H$  y una  $T$  dados, el valor medio de  $\alpha$  da una medida de la respuesta de los electrones a la acción de un campo magnético externo. Este valor definido con base a la mecánica cuántica, puede obtenerse de la expresión (Nagata *et al*, 1961):

$$\overline{\cos \alpha} = \frac{J}{J_0} = \coth \frac{\mu_0 H}{k_1 T} - \frac{1}{\frac{\mu_0 H}{k_1 T}} \quad (1.27)$$

en la cual,  $J$  es el momento magnético por unidad de volumen del material paramagnético, bajo la acción del campo  $H$  y la temperatura  $T$ , y  $J_0 = n\mu_0$  es la suma de los momentos magnéticos de todos los átomos presentes en la unidad de volumen. Esta expresión, conocida con el nombre de función de Langevin, está representada en la figura 1.5; para  $H$  pequeños (o  $T$  altas), la curva es lineal. Sin embargo, la curva tiene pendiente cero en un entorno reducido, a partir del origen de coordenadas, comportamiento que no se puede observar en la figura, dada la escala adoptada. Para  $H$  muy intensos, el valor de la función se aproxima a la unidad conforme los momentos magnéticos se alinean más y más en su dirección.

La magnetización por unidad de volumen, alcanzada por el material paramagnético bajo la acción de un campo  $H$  y una temperatura  $T$ , está dada por:

$$J = n\mu_0 \overline{\cos \alpha} \quad (1.28)$$

en donde  $n$  representa el número de átomos activos por unidad de volumen. Como por lo general se cumple que  $\mu_0 H/k_1 T \ll 1$ , se tiene que:

$$\overline{\cos \alpha} = \frac{\mu_0 H}{3k_1 T} \quad (1.29)$$

y en tales condiciones, la susceptibilidad paramagnética es:

$$k = n \frac{\mu_0^2}{3k_1 T} = \frac{C_0}{T} \quad (1.30)$$

expresión de la ley de Curie que muestra que, para  $H$  normales, la susceptibilidad de los materiales paramagnéticos es inversamente proporcional a la temperatura absoluta  $T$ . Esta dependencia deja de cumplirse para  $H$  tan intensos que se alcance la saturación paramagnética. En esta expresión  $C_0 = n\mu_0^2/3k_1$  es llamada la constante de Curie.

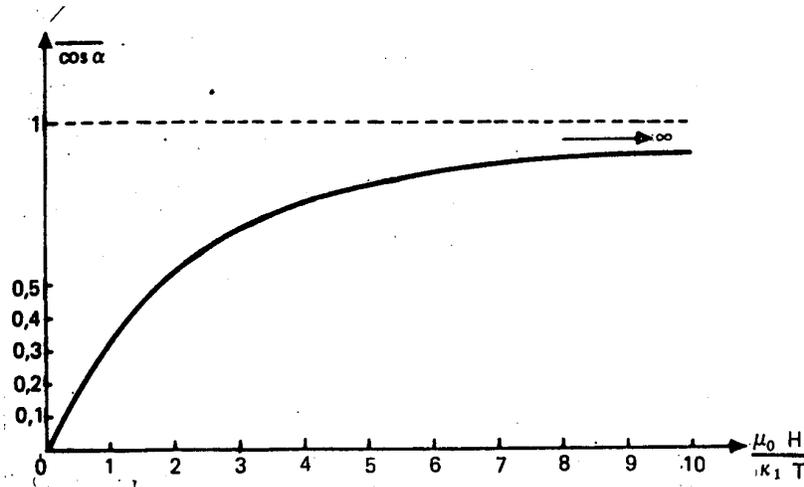


Figura 1.5: Curva representativa de la magnetización inducida de una sustancia paramagnética (función de Langevin).

Como ejemplos de minerales paramagnéticos pueden citarse piroxenos, biotitas, granates, corderitas y anfibolitas; las propiedades paramagnéticas de éstos minerales se deben a la presencia de 3 iones:  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ . Los momentos magnéticos asociados a estos iones y expresados en Magnetón Bohr son: para  $\text{Fe}^{3+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ , -5.59 y para  $\text{Fe}^{2+}$ , -5.4. Por tanto según esta teoría, si se conoce el número de cada uno de estos iones por unidad de volumen de una roca es posible calcular la susceptibilidad por unidad de volumen de la misma.

### 1.1.6.3. Ferromagnetismo

Las propiedades ferromagnéticas de un material se deben a los momentos magnéticos asociados al espín de los electrones no apareados de sus átomos cuya interacción mutua es muy intensa. En la sección anterior, al realizar el desarrollo teórico para explicar el paramagnetismo, implícitamente se consideró que la interacción mutua es nula. Sin embargo, dado que los átomos se distribuyen en forma regular para constituir la

red cristalina, existe una interacción entre los momentos magnéticos de átomos vecinos. En los materiales ferromagnéticos, ésta interacción es muy intensa, su energía, que se debe conservar en un valor mínimo, está integrada por una energía magnética y una energía de intercambio entre los electrones no apareados relacionados. De ellas, la última, asociada con las direcciones de los espines de los electrones vinculados, es la predominante. En la mayoría de los materiales, la energía de interacción se mantiene en un valor mínimo cuando en la red cristalina los átomos están distribuidos de tal forma que los espines de los electrones de átomos vecinos están orientados en oposición; sin embargo, en los materiales ferromagnéticos esa condición se cumple cuando los momentos magnéticos de los átomos aledaños son paralelos, hecho que explica por qué estos materiales son tan fuertemente magnéticos. La agitación térmica, como el caso del paramagnetismo, se opone a este proceso de ordenamiento magnético. Bajo la acción de un cierto campo externo  $H$ , la magnetización propia de un material ferromagnético se debe a tres procesos físicos independientes: uno causado por la energía de interacción entre el campo  $H$  y los momentos magnéticos atómicos, otro debido a la ya definida energía de interacción entre los momentos magnéticos de átomos vecinos y el tercero asociado a la agitación térmica. El primero de estos procesos (paramagnetismo) ya se explicó con anterioridad, en cuanto al segundo, para comprenderlo bastará considerar lo relacionado con energía de permuta entre electrones no apareados de átomos aledaños. Para explicarlo, Weiss, en su teoría del paramagnetismo, introduce el concepto del campo magnético molecular, cuyo efecto es equivalente al de la energía de permuta. Este campo molecular es proporcional al momento magnético por unidad de volumen del material ( $J$ ). Bajo la acción de este campo, definido mediante la mecánica cuántica, los momentos magnéticos de átomos vecinos en la red cristalina se alinean según una dirección común. De esta manera, en el nivel atómico el campo magnético efectivo es:  $H_{ef} = H + W J$ , en la que  $W$  es la constante de proporcionalidad ya citada. Luego, la energía presente entre este campo y momento magnético asociado al espín de un electrón es:  $H_{ef} m_e$ ; esta energía tiende a ordenar los momentos magnéticos atómicos, en oposición a la energía térmica,  $k_B T$ , que tiende a desordenarlos. A temperaturas altas, la energía térmica es superior, supera el efecto ordenador de la energía de permuta y el material deja de comportarse como ferromagnético. Ello ocurre cuando la temperatura es superior a una característica en cada material ferromagnético y que es conocida con el nombre de punto o temperatura de Curie ( $T_C$ ). El material ferromagnético a  $T > T_C$  se comporta como paramagnético, pues aún puede estar presente la interacción entre campo exterior  $H$  y los momentos magnéticos de los electrones no apareados. Cuando dicho material se deja enfriar a temperaturas inferiores a la de Curie es la energía de permuta la que prevalece y el material adquiere una magnetización espontánea y se transforma en ferromagnético. En presencia de un campo exterior, ésta magnetización espontánea será máxima cuando los momentos magnéticos asociados a los espines de todos los electrones no apareados del material sean paralelos a dicho campo (saturación). Sin embargo, ello sólo así ocurrirá bajo la acción de campos exteriores intensos; eliminados estos, el material ferromagnético tendrá una magnetización espontánea menor y para explicar este comportamiento es necesario introducir el concepto de dominio magnético. Es importante destacar aquí el orden de magnitud de campo que produciría un alineamiento de los momentos magnéticos atómicos de un material equivalente al originado por la energía de permuta (y por lo tanto por el  $H_{ef}$  de Weiss). Por ejemplo para temperatura ambiente, el grado de alineamiento en el hierro es equivalente al que se produciría el material paramagnético por la influencia de campos del orden de los  $10^7$  oersteds (*Martín et al, 1967*).

Siguiendo un razonamiento similar al empleado para el paramagnetismo, la relación que resulta entre el momento magnético por unidad de volumen del material ferromagnético ( $J$ ) y el momento suma de los momentos magnéticos de todos los átomos en la unidad de volumen ( $J_0$ ) es (*Nagata, 1961*):

$$\frac{J}{J_0} = \frac{A}{W\rho} \left( \frac{RT}{J_0^2} \frac{\mu_0 H_{ef}}{k_B T} - \frac{H}{J_0} \right) \quad (1.31)$$

Expresión en la cual  $\rho$  y  $A$  son la densidad y el peso atómico del material, respectivamente, y  $R$  es la

constante de los gases, que se toma en cuenta en el proceso de magnetización debido el campo molecular de Weiss. Por otra parte, el proceso de magnetización paramagnética estará dado por la expresión (1.27), en la cual hay que reemplazar  $H$  por  $H_{ef}$ . Es decir que el proceso de magnetización de un material ferromagnético, de acuerdo con la teoría de Weiss, está regido por la combinación de las expresiones (1.31) y (1.27); la primera de estas ecuaciones representa una recta, cuyo coeficiente angular está dado por:  $\alpha = \arctg ART/W\rho J_0^2$  y esta recta corta al eje de las abscisas en el valor  $AH/W\rho J_0$  (figura 1.6). La representación gráfica de la segunda expresión es aquella ya citada en la figura 1.5. Así, por acción de un campo  $H$  y una temperatura  $T$ , la magnetización del material ferromagnético estará dada por el punto  $S_1$ , que satisface simultáneamente a ambas expresiones.

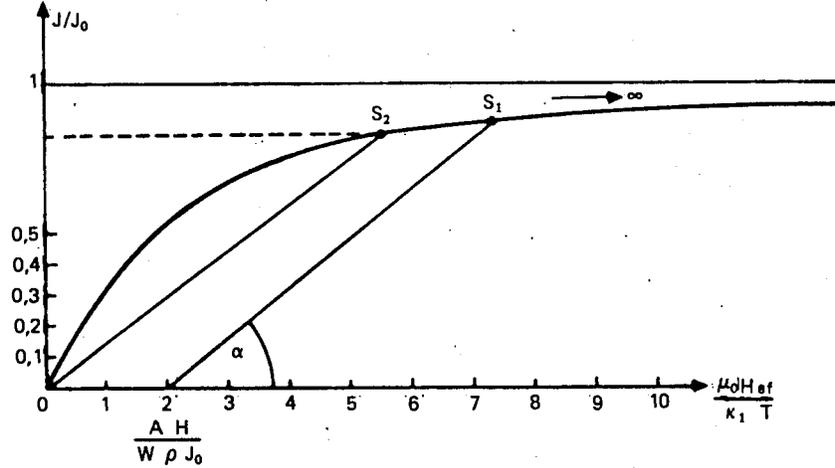


Figura 1.6: Curvas representativas de la magnetización de una sustancia ferromagnética de acuerdo con la teoría de Weiss (Nagata,1961)

Un aumento de la temperatura se traduce en un incremento en el coeficiente angular  $\alpha$ , lo que implica una disminución en la magnetización. En ausencia de campo a ( $H = 0$ ) la abscisa en el origen de la recta representativa de la expresión (1.31) es cero y la magnetización relativa del material está dada por el punto  $S_2$ ; es decir, existe una magnetización en el material a pesar de no existir campo externo. Esta es la ya definida magnetización espontánea ( $J_E$ ). En tales condiciones, también se cumple que la relación  $J/J_0$  será tanto menor cuanto mayor sea la temperatura del material. A medida que aumenta  $T$  se incrementa el coeficiente angular  $\alpha$  y el punto  $S_2$  se desplaza hacia la izquierda, sobre la curva de Langevin, la magnetización espontánea del material desaparece ( $J_E = 0$ ), ésta es la temperatura de Curie ( $T_C$ ) ya definida. Ahora, de las ecuaciones (1.31) y (1.27) surge la expresión que permite calcular la temperatura de Curie de un material ferromagnético en las condiciones fijadas en el análisis:

$$T_C = \frac{1}{3} \frac{W\rho J_0^2}{AR} \quad (1.32)$$

El proceso de magnetización de los materiales ferromagnéticos produce una deformación mecánico-elástica en sus cristales, efecto conocido como magnetostricción. Esta deformación es también anisotrópica, es decir, los distintos ejes cristalográficos sufren diferentes deformaciones lineales (alargamientos o acotamientos:  $\pm\delta l$ ) durante dicho proceso, ello indica que cada uno de estos ejes está caracterizado por un energía magnetoelástica dada. Se considera que el efecto de magnetostricción surge de la interacción entre los momentos magnéticos de los átomos que constituyen la red cristalina del material ferromagnético, durante proceso de magnetización. La magnetostricción trae aparejado un cambio en la energía magnetoelástica y en la energía anisotrópica

magnetocristalina del cristal, proceso que ocurre de manera tal que se produce un cambio mínimo en la suma de estos dos tipos energía propios del cristal.

Un material ferromagnético al enfriarse y al alcanzar temperaturas inferiores a las de Curie, adquirirá una magnetización espontánea, esté presente o no, durante proceso, un campo externo, sin embargo, el material sólo poseerá magnetización remanente en el primero de los casos y no en el segundo, a pesar de la magnetización espontánea de sus átomos, características ésta que sólo se explica con el concepto de dominio magnético. Los materiales ferromagnéticos están constituido por dominios o zonas locales (caracterizadas por una magnetización espontánea dada), dentro de los cuales si se cumplen los razonamientos teóricos hasta aquí mencionados, es decir dentro de los cuales existe un perfecto ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos, sin embargo, los momentos magnéticos de dominios vecinos no son paralelos entre sí en presencia de campos de baja intensidad y aún son antiparalelos en un estado desmagnetizado perfecto. Las zonas de transición o de discontinuidad entre dominios magnéticos vecinos se denominan paredes de Bloch. A través de dichas paredes la dirección de los espines de los electrones no apareados debe cambiar continuamente, desde la correspondiente a un dominio hasta aquella del dominio vecino, lo que implica que a través de una pared de Bloch, los momentos magnéticos atómicos poseen direcciones muy distintas de aquellas correspondientes al eje de fácil magnetización del cristal.

De todo lo expuesto surge que los materiales ferromagnéticos están constituidos por dominios magnéticos, cada uno de los cuales tiene una magnetización espontánea dada, lo que ha sido observado aún en un cristal simple. Esto indica que la orientación de los momentos magnéticos atómicos en el material está sujeta, no sólo a la acción de las fuerzas resultantes de las energías hasta aquí definidas (energía de permuta, magneto-cristalina, magneto elástica y térmica), sino también al acción de otra que se resiste a la formación de dominios grandes (energía magnetostática).

Sobre esta base, es posible intentar una explicación de los procesos que causan los diferentes cambios en la magnetización de un material ferromagnético cuando se lo lleva desde un estado de magnetización remanente cero hasta el de saturación. Estos procesos pueden deberse al desplazamiento de las paredes o bien a la rotación de los momentos magnéticos de sus dominios, bajo los efectos de un campo exterior  $H$ . En el primero de los procesos citados, el desplazamiento de la pared de un dominio se realiza en contra de la energía magnetoelástica del cristal, principalmente de la originada en las tensiones mecánicas internas del cristal. En el segundo, la rotación del momento magnético de un dominio debe vencer las resistencias originadas en las energías magnetocristalinas y magnetoelásticas del cristal y en la energía magnetostática de los dominios.

### 1.1.7. Tipos de Magnetismo “Especial”

En la práctica, es posible observar que algunos materiales sólidos, muy particularmente las rocas de la corteza terrestre y los utensilios hechos por el hombre, apropiados para los estudios paleo y arqueomagnéticos, presentan propiedades magnéticas que no concuerdan estrictamente con las hasta aquí descritas. Se podría decir que las magnetizaciones de estos materiales se caracterizan por poseer propiedades intermedias entre las de los materiales paramagnéticos y ferromagnéticos. Estas magnetizaciones se han denominado: antiferromagnetismo, ferromagnetismo parásito y ferrimagnetismo.

#### 1.1.7.1. Antiferromagnetismo

Un material con propiedades antiferromagnéticas se caracteriza porque a temperaturas inferiores a una crítica, su magnetización se reduce prácticamente a cero. La temperatura a la que se produce esta transición en las propiedades magnéticas del material se conoce con el nombre de temperatura de Néel ( $T_N$ ). La ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ), mineral muy común en las rocas de la corteza terrestre, constituye un ejemplo clásico de mineral

antiferromagnético; la figura 1.7 ilustra la variación del valor de la susceptibilidad por unidad de masa ( $\chi$ ) de dicho mineral en función de la temperatura (Bizette y Tsai, 1956, también reproducida en Nagata, 1961).

A temperaturas superiores a la de Néel la  $\chi$  del mineral es del orden de magnitud de la de los materiales para magnéticos y alcanza su valor máximo a dicha temperatura de transición. A temperaturas inferiores a  $T_\lambda$ ,  $\chi$  disminuye bruscamente y alcanza valores cercanos a cero, este comportamiento antiferromagnético de la ilmenita a temperaturas muy bajas ( $T < T_\lambda$ ), se puede explicar por una interacción entre los espines de los electrones no apareados de átomos vecinos en la red cristalina, del tipo opuesto que se presenta en los materiales ferromagnéticos. Bajo los efectos de esta interacción, debida a una energía de permuta negativa, los momentos magnéticos de dichos electrones se autodisponen en forma antiparalela (Van Vleck, 1945), lo que da por resultado una magnetización nula. Así, a temperaturas inferiores a la de Néel de la ilmenita la energía de permuta negativa predomina sobre la energía térmica ( $k_B T$ ) y da origen a un estado ordenado tal que, la magnetización resultante es cero. Un esquema de este ordenamiento

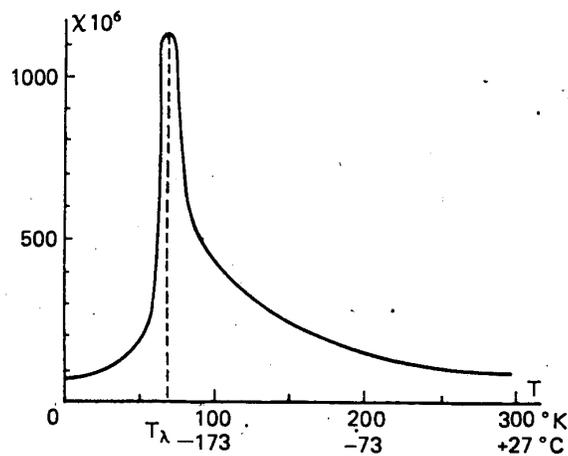


Figura 1.7: Antiferromagnetismo: susceptibilidad magnética por unidad de masa de la ilmenita en función de la temperatura

de los momentos atómicos se muestra en el diagrama (a) de la figura 1.8, en la cual se lo puede comparar con el correspondiente a un material ferromagnético (b). Por el contrario, a temperaturas superiores a  $T_\lambda$ , es la energía térmica la que predomina, desaparece entonces tal ordenamiento, y el mineral se comporta como paramagnético. Obsérvese que el efecto ordenador de la energía de permuta sobre los momentos magnéticos asociados a los electrones no apareados presentes en un material ferromagnético (energía positiva) o antiferromagnético (negativa), está siempre en pugna con el efecto desordenador de la energía térmica. Esto es: por debajo de una temperatura crítica (Curie para los ferromagnéticos, Néel para los antiferromagnéticos), prevalece la energía de permuta entre átomos vecinos (ferromagnetismo o antiferromagnetismo) y a temperaturas superiores a la misma, predomina la energía térmica y los materiales se comportan como paramagnéticos.

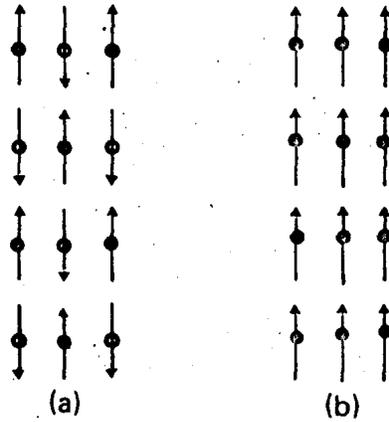


Figura 1.8: . Esquema idealizado de la distribución de los momentos atómicos en un material antiferromagnético (a) y en un ferromagnético (b).

La ilmenita, mineral tomado como ejemplo en la descripción anterior, tiene una temperatura de Néel muy baja,  $-205^{\circ}C$  (Ishikawa y Akimoto, 1957) y para otros  $-218^{\circ}C$  (Bizette y Tsai, 1956), es decir, la ilmenita se comporta a temperatura ambiente como paramagnética. Entre otros minerales con propiedades antiferromagnéticas, merecen mencionarse el FeO ( $T_{\lambda} = -83^{\circ}C$ ) y el MnO ( $T_{\lambda} = -153^{\circ}C$ ).

#### 1.1.7.2. Ferromagnetismo Parásito

Algunas sustancias tienen propiedades magnéticas equivalentes a las de un ferromagnetismo débil combinado con antiferromagnetismo. Dentro de los minerales con tales propiedades (ferromagnetismo parásito), constituyentes de las rocas de la corteza terrestre, el de mejor importancia, tanto por su abundancia como por constituir la base de la gran remanencia de los llamados estratos rojos (“red beds”) es la hematita ( $\alpha$  Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Néel y Pauthenet (1952) y Néel (1953) estudiaron las características de un cristal natural de hematita y determinaron que su magnetización se puede representar por la expresión:

$$J = J_E + \chi H \tag{1.33}$$

En la cual la susceptibilidad magnética  $\chi$  y la magnetización espontánea  $J_E$  varían con la temperatura según las curvas 1 (en el plano basal del cristal) y 2 (paralelo al eje trigonal) de la figura 1.9.

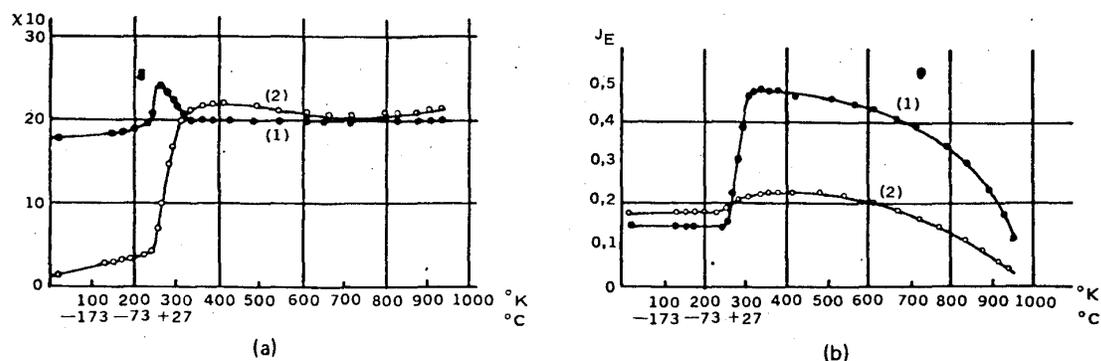


Figura 1.9: Susceptibilidad magnética (a) y magnetización espontánea (b) de un cristal de hematita en función de la temperatura: 1) en el plano basal del cristal y 2) según el eje trigonal.

La hematita es un ejemplo típico de material con características ferromagnéticas parásitas. Se comporta como paramagnética a temperaturas superiores a los  $675^{\circ}\text{C}$  y a temperaturas inferiores a ésta, pero superiores a  $-23^{\circ}\text{C}$  acusa propiedades antiferromagnéticas.

En cuanto al origen del ferromagnetismo parásito, existen opiniones encontradas; algunos autores sostienen que es el resultado de un ordenamiento antiferromagnético, sistemático y homogéneo, no perfectamente antiparalelo, de los momentos magnéticos (Dzyaloshinsky, 1958). Por su parte, Néel (1949) sugiere que el ferromagnetismo parásito podría ser consecuencia de un defecto estático sistemático del antiferromagnetismo, debido a impurezas en la red cristalina, y Li (1956) atribuye su origen a las paredes de los dominios. Cualquiera que sea la explicación válida, ello sugiere que la hematita es un mineral predominantemente antiferromagnético.

### 1.1.7.3. Ferrimagnetismo

Las propiedades magnéticas de los materiales ferrimagnéticos son coincidentes con las de los ferromagnéticos, excepción hecha de la intensidad de su magnetización por unidad de volumen. Ello es consecuencia de la coexistencia en dichos materiales de dos iones magnéticos diferentes, los que ocupan posiciones distintas en la red cristalina del mineral. La energía de permuta entre los iones magnéticos pertenecientes a la misma posición cristalográfica es positiva (ferromagnetismo), pero la que actúa entre los iones de distinta ubicación es negativa (antiferromagnetismo). Dado que los momentos magnéticos correspondientes a las dos posiciones cristalográficas son diferentes, de la acción combinada de los dos tipos de energía nace un momento magnético resultante, el que será de menor valor que el que habría correspondido al caso en que sólo actuara energía de permuta positiva. Así, el ferrimagnetismo tiene las características de un ferromagnetismo atenuado por la superposición de un antiferromagnetismo. Un ejemplo ilustrará mejor lo expresado: un material ferrimagnético clásico es la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). En cada molécula de este mineral están presentes iones magnéticos de dos tipos: dos iones  $\text{Fe}^{3+}$  y un ion  $\text{Fe}^{2+}$ . Los iones de hierro tienen un momento magnético del orden de los 5 Magnetón Bohr, de tal manera que si los iones de hierro de una molécula de magnetita fueran ordenados sólo por energía de permuta positiva, el momento magnético de dicha molécula debería ser del orden de los 15 Magnetón Bohr. Sin embargo, el momento magnético molecular medido es del orden de los 5 Magnetón Bohr. Este hecho puede explicarse si bajo la acción de energías de permuta positiva y negativa superpuestas, dos de los momentos magnéticos iónicos se alinean antiparalelamente.

La remanencia de algunas de las rocas de la corteza terrestre, particularmente aquellas de origen ígneo, se debe a que en su composición hay granos de magnetita, lo que denota la importancia de este mineral en los

estudios paleomagnéticos. La magnetita es uno de los óxidos metálicos denominados genéricamente ferritas, cuya composición es del tipo:  $YO Fe_2O_3$ , en la cual, Y representa a un ion metálico de valencia dos, tal como Fe, Mn, Ni, Co, etc.; estas ferritas tienen propiedades similares a las del ferromagnetismo, excepción hecha del caso  $Y = Zn$ .

Las características ferrimagnéticas de la magnetita se deben a los momentos magnéticos asociados a los iones de hierro bivalentes, vinculados entre sí por una energía de permuta positiva (figura 1.10). Dado que cada ion de hierro bivalente tiene un momento magnético del orden de 5 Magnetón Bohr, se explica el valor de este orden observado, para la molécula de magnetita.

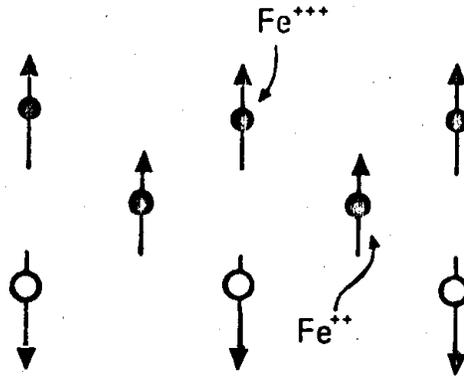


Figura 1.10: Esquema idealizado de la distribución de los momentos atómicos en un mineral ferrimagnético (magnetita).

La susceptibilidad paramagnética de los materiales ferrimagnéticos, a temperaturas superiores a la de Curie, no siguen la ley de Curie-Weiss de los materiales ferromagnéticos, sino que varía según una ley hiperbólica (Nagata, 1961).

### 1.1.8. El Concepto de Dominio Magnético Sencillo

Un dominio magnético sencillo (ó simple) es aquel en el cual los procesos de magnetización se deben exclusivamente a la rotación del vector representativo de su magnetización espontánea; esto es equivalente a despreciar el efecto de las paredes del dominio. Cuanto más reducidas sean las dimensiones de una partícula magnética, menor será el número de dominios presentes en ella, y por lo tanto menor será el número de paredes y la energía asociada a las mismas. Así, cuando la partícula es lo suficientemente pequeña, se puede despreciar el efecto del energía de sus paredes en los procesos de magnetización y considerar que la partícula se comporta como un dominio magnético sencillos.

Los dominios magnéticos sencillos presentan propiedades magnéticas duras, dado que en ellos los cambios de su magnetización sólo pueden ocurrir por rotación de sus momentos magnéticos. Su energía de magnetización interna depende de la orientación del vector representativo de su magnetización espontánea ( $J_E$ ) respecto de ejes fijos de la partícula. En el análisis se considera el caso de una partícula dominio sencillo uniaxial, con sólo un eje de magnetización fácil y uno de magnetización difícil, figura 1.11 (Nagata, 1961).

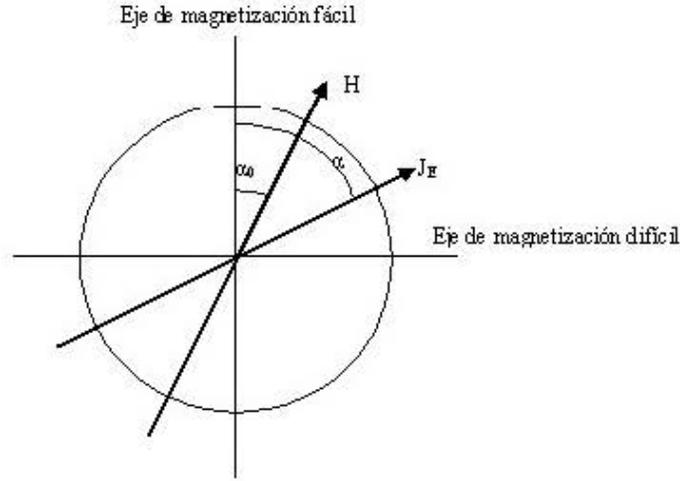


Figura 1.11: Dominio simple con ejes únicos de magnetización fácil y difícil.

La magnetización espontánea de un dominio sencillo es igual que su magnetización de saturación ( $J_E = J_S$ ), pues no hay nada que se opongan a ello. Si  $\alpha$  es el ángulo comprendido entre  $J_E$  y el eje de magnetización fácil del dominio, y  $\alpha_0$  el ángulo formado por el campo externo aplicado  $H$  y dicho eje, la energía presente en el interior del dominio sencillo es:

$$E = k_u \text{sen}^2 \alpha - J_E H \cos(\alpha - \alpha_0) \quad (1.34)$$

Cuando esta energía es mínima, la magnetización del dominio sencillo es estable, por el contrario, cuando es máxima, la magnetización del dominio se torna inestable y el vector representativo de su magnetización espontánea rotará hacia posiciones más favorables.

### 1.1.9. Tamaño Crítico en Granos de Dominio Sencillo

La teoría esbozada anteriormente es para granos SD (Dominio Sencillo), pero los comportamientos magnéticos de los granos SD y MD (Multi dominio) son muy diferentes, por ello es muy importante determinar que configuraciones son relevantes en los minerales magnéticos en rocas y otros materiales. Idealmente, Para granos SD la saturación remanente  $M_{rs}$  podría esperarse con un valor de 0.5 de la magnetización de saturación  $M_s$  así que  $M_{rs}/M_s \approx 0.5$ . Para dominio doble (2D) o granos grandes, el radio  $M_{rs}/M_s$  podría caer abruptamente más que el de los granos SD a un radio de  $\leq 0,1$  que sería lo esperado para los granos MD. Stacey (1962) propuso que, los granos MD contienen solamente un pequeño numero de dominios, que actúan de manera parecida a granos SD. Se nombró a esos granos como *dominio pseudo-sencillo (PSD)*. Ahora se sabe que el rango de tamaños PSD incluye a la mayoría de las magnetitas y titanomagnetitas que contienen una TRM estable en rocas ígneas.

Una gráfica del cociente de saturación de la remanencia a magnetización de saturación,  $(J_r/J_s)$ , en función de la fuerza coercitiva de remanencia a la fuerza coercitiva ordinaria  $(H_{cr}/H_c)$ , que propuso R. Day [Day *et al.*, (1977)] y posteriormente desarrollado por Parry (1982), sirve como un método para discriminar los estados de dominio de los minerales magnéticos presentes en una roca [Dunlop *et al.*, 2002; Tauxe *et al.*, 2002], Figura 3.6.

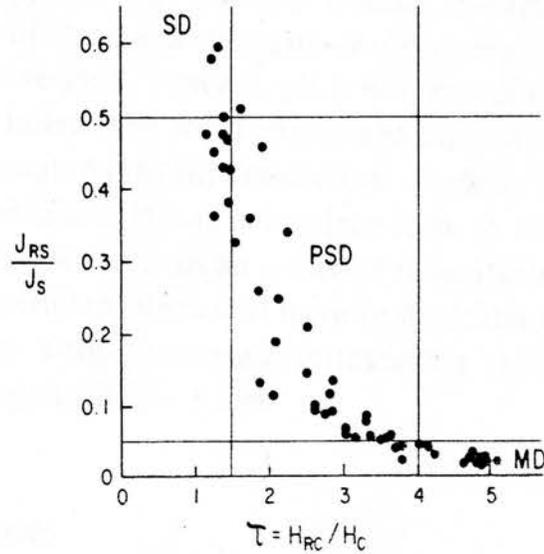


Figura 1.12: Diagrama de Day tomando los valores límites para los dominios MD, PSD, SD para los valores dados por titanomagnetitas preparadas por Day et al., (1977).

### 1.1.10. La Magnetización de los Dominios Sencillos

En el desarrollo teórico relativo al proceso de magnetización de un dominio sencillo hasta aquí expuesto no se ha considerado el efecto de la energía térmica. Sin embargo, el papel que ésta energía desempeña en ese proceso es fundamental.

Bajo la acción de un campo magnético  $H$ , aquellas partículas dominios sencillos cuyos ejes de magnetización fácil son perpendiculares al mismo, no contribuyen a la magnetización remanente del material, la que básicamente está originada en aquellos dominios cuyos ejes de magnetización fácil son paralelos al campo exterior y, en menor proporción, en los dominios con orientación intermedia. A temperaturas bajas la energía térmica no interviene activamente en el proceso de magnetización. Así, para temperaturas de ese orden (la ambiental, por ejemplo) y bajo la acción del campo  $H$ , sólo los dominios sencillos cuyas fuerzas coercitivas ( $2k_u/J_E$ ), son menores que  $H$  adquirirán una magnetización remanente, que se denomina isotérmica.

Considerando al mismo material sometido a una temperatura alta, en un medio libre de campo magnético, la energía térmica ( $k_B T$ ) desempeña un papel fundamental en el proceso de magnetización, puesto que puede ser suficiente para impulsar al vector representativo de la magnetización espontánea de algunos de los dominios sencillos a realizar una rotación browniana. Esta rotación se realiza en contra de la energía magnética anisotrópica del dominio, la que se opone por medio de barreras de energía de magnitud  $k_u v$ , siendo  $v$  el volumen de la partícula dominio sencillo. La deformación elástica de la partícula dominio sencillo debida a la energía térmica origina una cupla magnetoelástica y un campo desmagnetizante transversal, los cuales hacen que el vector representativo de su magnetización espontánea rote en el plano meridional de la partícula, rotación durante la cual puede vencer barreras de energía, si la energía térmica es suficiente. De esta manera, algunos de los dominios simples del material dejarán de estar alineados según una dirección preexistente y al enfriarse en un medio de campo nulo, el material perderá parte de su remanencia inicial  $J_i$ , debido a que las magnetizaciones espontáneas de dichos dominios se orientarán erráticamente a lo largo de sus ejes de fácil magnetización al no estar bajo los efectos de campo ordenador alguno. El proceso sería igual al de un mecanismo de relajación, de tal manera que la remanencia residual  $J_r$ , después de transcurrido un tiempo  $t$  de la eliminación del campo magnético, es:

$$J_r = J_1 e^{-\frac{t}{\tau_0}} \quad (1.35)$$

el tiempo de relajación  $\tau_0$  depende de la energía térmica ( $k_B T$ ), de la barrera de energía del dominio ( $K_u v$ ) y del mecanismo mediante el cual la energía térmica se transforma en energía de rotación del momento magnético, y se expresa:

$$\frac{1}{\tau_0} = f_0 e^{-\frac{K_u v}{k_B T}} \quad (1.36)$$

en el cual el factor de frecuencia  $f_0$  es:

$$f_0 = \frac{2k_u e}{m_0 J_E} (3G\lambda_0 - D_0 J_E^2) \sqrt{\frac{2v}{\pi G k_1 T}} \quad (1.37)$$

donde  $G$  es el módulo de corte,  $\lambda_0$  la magnetostricción de saturación y  $D_0$  una constante que depende del factor de desmagnetización de la partícula. Nótese que en el caso en el que el campo magnético exterior es nulo, aquellos dominios sencillos que alcanzan nuevos estados de equilibrio orientarán sus momentos magnéticos según sus ejes de magnetización fácil y, puesto que los mismos están orientados erráticamente, ello se traducirá en una disminución de la remanencia original. A esta misma conclusión se llegan del análisis de la expresión 1.35, donde las partículas de menor volumen que el crítico tienen un  $\tau_0$  pequeño, por lo que la relación  $e^{-t/\tau_0}$  es prácticamente cero y su magnetización residual será cero. Este es el principio básico de la técnica de desmagnetización por altas temperaturas, utilizada para analizar la estabilidad de la magnetización remanente natural de las rocas.

Como hemos visto, a temperatura ambiente la presencia del campo  $H$  sólo producirá una magnetización remanente isotérmica en aquellos dominios sencillos, cuyas fuerzas coercitivas son menores que  $H$  y por tanto para campos magnéticos de baja intensidad, como el de la Tierra, sólo pueden producir una magnetización isotérmica débil. Sin embargo, para temperaturas mayores, debido al efecto del campo desmagnetizante asociado a la energía térmica, la fuerza coercitiva de los dominios sencillos es menor y es suficiente un campo débil para orientar un número mayor de dominios, lo que da origen a una magnetización remanente denominada térmica. Así se entiende que bajo la acción de una temperatura  $T$  y un campo  $H$ , los dominios sencillos cuyos volúmenes sean menores que el crítico correspondiente a dicha temperatura alcancen nuevo equilibrio termomagnético y, por lo tanto, se orienten según  $H$  en un lapso del orden de un ensayo de laboratorio; esta característica se conoce como superparamagnetismo. Por el contrario, los dominios sencillos cuyos volúmenes son mayores que el crítico ( $v > v_c$ ) no son susceptibles al campo  $H$  y conservarán indefinidamente sus remanencias magnéticas originales inalteradas, en equilibrio inestable.

De acuerdo con este razonamiento, se deduce que para un dominio magnético sencillo de volumen  $v$  dado, existe una temperatura determinada, llamada temperatura de bloqueo ( $T_b$ ), tal que para temperaturas superiores a la misma, pero menores que la temperatura de Curie, el tiempo de relajación del dominio es del orden del tiempo del ensayo. En tales condiciones, el dominio sencillo se comporta como superparamagnético y alcanza un nuevo equilibrio termomagnético, por el contrario, a temperaturas menores que las de bloqueo, el tiempo de relajación del proceso es muy grande y el dominio sencillo no altera su estado de magnetización primitivo. Como las rocas ígneas adquieren su magnetización remanente térmica al enfriarse en presencia del campo magnético terrestre es que las magnetizaciones espontáneas de sus dominios se pueden orientar en la dirección de este campo cuando una temperatura es del orden o superior a las temperaturas de bloqueo de sus dominios magnéticos y a medida que el enfriamiento progresa y se alcanzan temperaturas inferiores a las del bloqueo, estas magnetizaciones se fijan y permanecerán inalteradas a través del tiempo geológico. Por lo general, las rocas ígneas están constituidas por dominios cuyas temperaturas de bloqueo están distribuidas

en un amplio rango de temperaturas.

De acuerdo con lo expuesto, la magnetización remanente térmica se origina por el bloqueo de la magnetización espontánea de los dominios, orientada por acción de un campo magnético, como consecuencia del aumento del tiempo de relajación de aquéllos, lo que se debe a un aumento de la relación  $v/T$ , producida al disminuir  $T$ .

Cuando los dominios sencillos crecen más allá del volumen crítico correspondiente a la temperatura imperante durante el proceso (sin superar el tamaño de un dominio sencillo), las magnetizaciones espontáneas de sus dominios, ya orientadas por el campo magnético actuante serán bloqueadas debido al correspondiente aumento del tiempo de relajación  $\tau_0$  y dicho campo magnético quedará grabado como una magnetización remanente del material, conocida con el nombre de química o de cristalización. De este razonamiento surge que las características de la magnetización remanente química deben ser iguales a las de la magnetización remanente térmica.

### 1.1.11. Minerales Magnéticos

Los análisis químicos han demostrado que la mayoría de los minerales con propiedades ferromagnéticas presentes en las rocas de la corteza terrestre son los óxidos metálicos, compuestos principalmente por FeO (wüstita),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (hematita) y  $\text{TiO}_2$  (rutilo). Esta circunstancia ha permitido representar las propiedades magnéticas de los minerales, mediante un sencillo sistema ternario de composición química FeO -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{TiO}_2$  (figura 1.13). Dentro de este sistema están incluidos la mayoría de los óxidos metálicos simples de interés en el magnetismo de rocas, tales como la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), la hematita y la maghemita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), la ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ), el ulvospinel ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) y la pseudobruquita ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ ). Dentro de este sistema ternario existen tres soluciones sólidas: 1) la serie de las titanomagnetitas ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$  -  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), pertenecientes al sistema cúbico, con estructura espinelo inversa; 2) la serie hematita - ilmenita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeTiO}_3$ ), de estructura romboédrica (hexagonal) y 3) la serie pseudobruquita ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$  -  $\text{FeTi}_2\text{O}_5$ ), de estructura ortorrómbica.

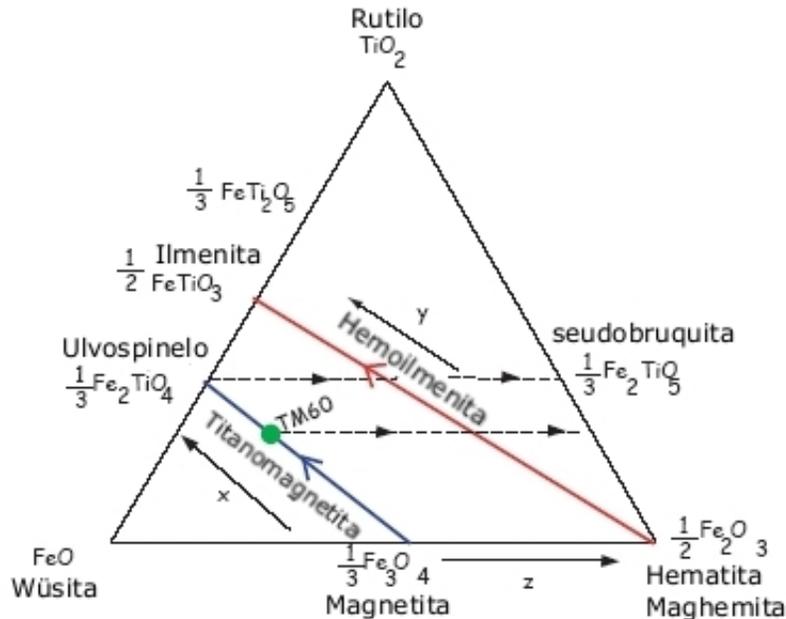


Figura 1.13: Sistema ternario de composición química Fe O - Ti O<sub>2</sub> - Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub>. Las líneas punteadas con flechas indican la dirección de incremento de la oxidación (z). Las líneas sólidas son las series de soluciones sólidas.

En las rocas de la corteza terrestre se han encontrado también óxidos naturales que por su composición

entran en el campo comprendido entre las series de las titanomagnetitas y de las hematita - ilmenita, pero que cristalizan en el sistema cúbico, con estructura espinelo inversa incompleta. El óxido de estas características, cuya composición química esta dada por  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , recibe el nombre de maghemita y aquellos óxidos de composiciones químicas cercanas a la serie hematita - ilmenita, pero de estructura cúbica, se individualizan con el nombre titanomaghemitas.

### 1.1.12. Tipos de Magnetización Remanente

#### 1.1.12.1. Magnetización Remanente Natural (NRM por sus siglas en inglés)

La magnetización de rocas in situ es la suma vectorial de dos componentes:

$$J = J_i + J_r \quad (1.38)$$

donde  $J_i$  es la magnetización inducida y  $J_r$  es el magnetismo remanente natural.  $\chi$ , es la susceptibilidad neta resultante de la contribución de todos los minerales pero usualmente dominada por los materiales ferromagnéticos. La presencia del campo geomagnético local,  $H$ , produce la magnetización inducida:

$$J_i = \chi H \quad (1.39)$$

Esta magnetización inducida es usualmente paralela al campo geomagnético y puede ser la componente dominante de muchos tipos de rocas.

La *magnetización remanente natural* (NRM) es la magnetización remanente presente en una muestra de roca antes del tratamiento de laboratorio. La NRM depende del campo geomagnético y procesos geológicos durante la formación y durante la historia de la roca. La NRM típicamente está compuesta de más de una componente. La componente adquirida de NRM durante la formación de la roca se le conoce como *NRM primaria* y es la componente buscada en la mayoría de las investigaciones paleomagnéticas. Las componentes de *NRM secundaria* pueden ser adquiridas subsecuentemente a la formación de la roca y pueden alterar u oscurecer la NRM primaria. Las componentes secundarias de NRM sumadas vectorialmente a la componente primaria producen la NRM total:

$$NRM = NRM_{primaria} + NRM_{secundaria} \quad (1.40)$$

Las tres formas básicas de NRM primaria son (1) *magnetización termo-remanente*, adquirida durante el enfriamiento desde una temperatura elevada; (2) *magnetización químico-remanente*, creada por el crecimiento de granos ferromagnéticos debajo de la temperatura de Curie; y (3) *magnetización remanente detrítica*, adquirida durante la acumulación de roca sedimentaria que contienen minerales ferromagnéticos detríticos.

#### 1.1.12.2. Magnetización Termo-Remanente (TRM por sus siglas en inglés)

El magnetismo termo-remanente (TRM) es NRM producida por el enfriamiento desde temperaturas cercanas a la de Curie ( $T_C$ ) en presencia de un campo magnético. Es sabido que los momentos magnéticos de los granos ferromagnéticos son estables por debajo de sus respectivas temperaturas de bloqueo,  $T_B$ , que se encuentran distribuidas por debajo de la temperatura de Curie. Puesto que la temperatura decrece por la  $T_B$  de un grano SD individual, este grano experimenta un dramático incremento en su tiempo de relajación,  $\tau$ , y cambia su comportamiento de superparamagnético a dominio sencillo estable. Esta es la acción del campo magnético a la temperatura de bloqueo que produce la TRM.

Un aspecto significativo de la TRM es que un campo magnético pequeño (por ejemplo el campo geomagnético superficial) puede, a temperaturas elevadas, imponer una pequeña predisposición en la distribución de

los momentos magnéticos de los granos ferromagnéticos durante el enfriamiento y producir una magnetización remanente. A la temperatura superficial, esta remanencia puede ser estable a lo largo del tiempo geológico y resistir los efectos de campos magnéticos después del enfriamiento original.

#### 1.1.12.3. Magnetización Remanente Química (CRM por sus siglas en inglés)

Los cambios químicos que se crean en los minerales ferromagnéticos debajo de sus temperaturas de bloqueo en presencia un campo magnético provocan la adquisición de *magnetismo químico remanente* (CRM). Las reacciones químicas que involucran a minerales ferromagnéticos incluyen (a) la alteración de un mineral preexistente (posiblemente ferromagnético también) a un mineral ferromagnético ó (b) la precipitación de un mineral ferromagnético de una solución. La CRM es más común en rocas sedimentarias.

#### 1.1.12.4. Magnetización Remanente Detrítica (DRM por sus siglas en inglés)

La *magnetización remanente detrítica* (DRM) se adquiere durante la deposición y litificación de rocas sedimentarias. En la mayoría de los ambientes sedimentarios, el mineral ferromagnético detrítico dominante es la magnetita. La DRM es complicada debido a muchos procesos complejos que pueden estar involucrados en la formación de rocas sedimentarias. Existe una gran variedad de mineralogías iniciales, y sus minerales constituyentes muchas veces no están en equilibrio químico con las demás o con el medio ambiente de deposición. Los procesos químicos postdeposicionales tales como la bioturbación pueden afectar la magnetización. La compactación es un proceso postdeposicional particularmente importante. Los procesos químicos pueden también alterar o remover los minerales ferromagnéticos detríticos originales y/o precipitar nuevos minerales ferromagnéticos, con importantes efectos sobre los registros paleomagnéticos. Debido a lo anterior, la DRM es menos entendida que la TRM, y existen más fuentes de incertidumbre en los registros paleomagnéticos en rocas sedimentarias.

#### 1.1.12.5. Magnetización Remanente Viscosa (VRM por sus siglas en inglés)

La *magnetización remanente viscosa* (VRM) es una magnetización remanente que se adquiere gradualmente durante la exposición a campos magnéticos débiles. La VRM natural es una magnetización secundaria resultante de la acción del campo geomagnético mucho después de la formación de la roca. Desde el punto de vista paleomagnético, la VRM puede ser indeseablemente ruidosa.

La VRM a una temperatura dada, es adquirida por un material de acuerdo a:

$$VRM = S \cdot \log(t) \tag{1.41}$$

donde  $t$  es el tiempo adquisición, el tiempo sobre cuál la VRM es adquirida, y  $S$  es el coeficiente de viscosidad.

#### 1.1.12.6. Magnetización Remanente Termoviscosa (TVRM por sus siglas en inglés)

Las rocas de interés paleomagnético suelen sufrir largos intervalos de calentamiento, provocándoles una posible metamorfosis. Se debe entender que la exposición prolongada a temperaturas elevadas por debajo de la temperatura de Curie podría (1) afectar la capacidad de las rocas para retener una NRM primaria y (2) provocar magnetización termoviscosa (TVRM).

### 1.1.12.7. Magnetización Remanente Isotermal (IRM por sus siglas en inglés)

El magnetismo remanente resultado de una corta exposición a un campo magnético intenso a una temperatura constante se le conoce como *magnetismo remanente isotermal* (IRM). En el laboratorio, se imparten la IRM por exposición (usualmente a la temperatura de la habitación) a un campo magnético generado por electromagnetos. La IRM es la forma de permanencia producida en experimentos de histéresis y es adquirida por granos ferromagnéticos con fuerzas coercitivas menores que el campo aplicado.

Se puede adquirir de forma natural la IRM por exposición a campos magnéticos debido a relámpagos. Las corrientes eléctricas de los relámpagos pueden superar los  $10^4$  Amperes, y el campo magnético alrededor de un metro del relámpago puede ser de  $10^2$ - $10^3$ Oe (10-100 mT). La IRM inducida por los relámpagos puede ser un problema significativo, especialmente en regiones de frecuente actividad de tormentas eléctricas.

### 1.1.12.8. Magnetización Remanente Anisteretica (ARM por sus siglas en inglés)

Otra forma de magnetizar a las rocas (aunque no en la naturaleza) es exponer a la muestra a un campo magnético alternante (ver figura 1.14). las partículas cuya coercitividad es menor que el pico del campo magnético alterno, oscilarán junto con el campo. Aquellos momentos acoplados girarán junto con el pico del campo que decae gradualmente por debajo de las coercitvidades individuales de cada grano. Asumiendo que existe un rango de coercitvidades en la muestra, la baja estabilidad de los granos provocará una media vuelta en una dirección del campo alternante y otra media vuelta en la otra dirección; la contribución neta a la remanencia será cero. Este es el principio de lo que se conoce como “desmagnetización por medio de campos alternos”.

Si existe un campo magnético continuo superpuesto al campo magnético alternante, entonces habrá una preferencia estática en la remagnetización de los granos por la dirección del campo continuo, análogo a la adquisición de TRM durante un enfriamiento. La magnetización neta producida es conocida como *magnetización remanente anisterética* ó ARM.

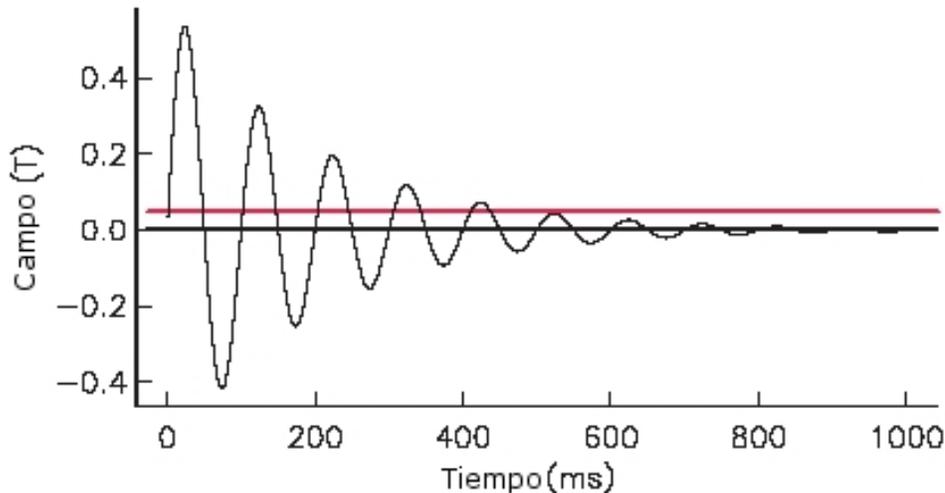


Figura 1.14: Adquisición de ARM en un campo magnético alternante.

## 1.2. Geomagnetismo en General (Campo Actual)

### 1.2.1. Origen del Campo Magnético Terrestre

William Gilbert, en su obra *De Magnete*, fue el primero en identificar que el campo magnético terrestre tiene su origen en el interior de la Tierra. Él creía que estaba originado por una magnetización permanente (piedra magnética) en el centro de la Tierra. Más tarde, durante la primera mitad del siglo diecisiete René Descartes desarrolló importantes ideas sobre el origen del campo magnético terrestre (Mattis, 1965). Descartes creía que el magnetismo terrestre estaba asociado con “partes hiladas” las cuales conducen como canales de un solo sentido a través de la Tierra y cuyas entradas y salidas están en los polos norte y sur. Había dos tipos de partes hiladas, una que entraba por el polo norte y salía en el polo sur y la otra que era la inversa de ésta. En ambos casos las partes hiladas son lo que en términos modernos podríamos llamar “líneas de campo cerradas”. Las partes hiladas viajan a través del aire para conectarse con las partes que viajan en la Tierra. Si las partes hiladas se toparan ocasionalmente con alguna piedra magnética durante el curso de su viaje, éstas podrían abandonar su camino y pasar por la piedra magnética dando lugar a complejos vórtices magnéticos. Esta es aparentemente la primera explicación para el campo no-dipolar.

En tiempos más recientes Albert Einstein, poco después de escribir su artículo sobre la teoría especial de la relatividad en 1905, describió el problema del origen del campo magnético terrestre como uno de los problemas sin resolver más importantes de la física. Blackett (1947) propuso que los cuerpos astronómicos grandes podrían, debido a alguna nueva y todavía inexplicable ley de la física, tener momentos dipolares que son directamente proporcionales a sus momentos angulares. Para probar esta hipótesis Blackett (1952) intentó medir el débil campo magnético predicho a partir de una esfera de oro puro en rotación como la Tierra. A pesar de usar un sensible magnetómetro estático especialmente desarrollado para este propósito, obtuvo resultados negativos y concluyó que por lo tanto su hipótesis estaría en un error. El sensible magnetómetro estático que él produjo fue usado subsecuentemente para medir la débil magnetización de las rocas sedimentarias y fue un importante instrumento en los primeros días del paleomagnetismo. La rotación de un cuerpo en el cual se produjo separación de carga produce un campo magnético externo al cuerpo y esto podría proporcionar una posible explicación para la hipótesis de Blackett. De cualquier modo, Inglis (1955) discutió la posibilidad de que los grandes campos magnéticos en la Tierra podrían originarse a partir de separación de cargas debido a gradientes de temperatura y/o presión. Así, aunque este proceso es probablemente despreciable en la tierra, podría jugar un papel importante en algunos otros grandes cuerpos.

Sir Joseph Larmor (1919) fue el primero en sugerir que los cuerpos astronómicos grandes, como el Sol, podrían tener campos magnéticos causados por un proceso de dinamo auto excitado. De cualquier modo, el entusiasmo por esta sugestión fue deprimido por el hallazgo teórico de Cowling (1934) quien concluyó que “La teoría propuesta por Sir Joseph Larmor, de que el campo magnético de una mancha solar es sustentado por las corrientes inducidas por materia en movimiento, fue examinada y muestra ser defectuosa; el mismo resultado también se aplica para la similar teoría de la sustentación del campo general de la Tierra y el Sol”. Lo que el análisis de Cowling en realidad mostró fue que un campo magnético simétrico sobre un eje no puede ser mantenido por un movimiento simétrico. Esta fue, de cualquier forma, el primero de los teoremas antidinamo y fue un preludio para extensos trabajos teóricos para producir más teoremas generales antidinamo. Esto continuó hasta que alguna importante continuación de trabajo teórico hecha por Childress (1970) y G.O. Roberts (1970) demostró que tal teorema general antidinamo nunca existió.

La primera contribución matemática importante a la teoría del dinamo fue hecha por Elsasser (1946, 1947) y Bullard (1949). Ellos fueron los primeros en discutir los dínamos en un sentido más moderno. Ellos usaron la teoría del dinamo magnetohidrodinámico (MHD) con un centro líquido para producir modelos para un dinamo autosostenido, en vez de la aproximación de dinamo homopolar. Alfvén (1942, 1950) fue el primero en

mostrar que el bien conocido teorema de Kelvin-Helmholtz, es aplicable a un fluido MHD conductor perfecto. Con lo cual él demuestra que el flujo magnético por cualquier contorno cerrado moviéndose con el fluido es constante (el teorema del campo congelado), y fue una contribución que jugó un papel central en las teorías que siguieron para el dínamo terrestre. A esto le siguió que, un fluido conductor que penetra a un campo magnético podría mantener un movimiento ondulatorio, con las líneas de campo magnético comportándose como cuerdas elásticas. Las ondas resultantes son conocidas como “ondas Alfvén”.

#### 1.2.1.1. Teoría del Dínamo

La medición y descripción del campo geomagnético y sus variaciones espaciales y temporales constituyen algunas de las más viejas disciplinas de la geofísica. Sin embargo, nuestras habilidades para describir el campo exceden por mucho nuestro entendimiento acerca de su origen. Toda teoría plausible involucra la generación del campo geomagnético dentro del núcleo externo líquido de la Tierra a través de algo llamado *dínamo magnetohidrodinámico*.

El primer paso para entender cualitativamente la teoría del geodínamo es a través de lo que se entiende por *dínamo auto-excitado*. Un modelo simple de disco-dínamo electromecánico como el que se muestran la figura 1.15 contiene los elementos esenciales de un dínamo auto-excitado. El modelo está constituido de un disco de cobre giratorio sobre de un eje conductor eléctrico. Un campo magnético inductor inicial,  $B$ , se presenta en dirección ascendente perpendicular al disco de cobre. Los electrones en el disco de cobre experimentan una fuerza de *Lorentz*,  $F_L$ , cuando éste pasa a través de dicho campo. La fuerza de Lorentz está dada por:

$$F_L = qv \times B \quad (1.42)$$

Donde  $q$  es la carga eléctrica de los electrones, y  $v$  es la velocidad de los electrones. Esta fuerza de Lorentz sobre los electrones es dirigida hacia el eje del disco y el resultado es una corriente eléctrica que fluye hacia afuera del disco (figura 1.15)

Se usan escobillas colectoras para coleccionar la corriente eléctrica del disco, y la corriente pasa a través de una bobina solenoide debajo del disco. Esta bobina está dispuesta de tal forma que la corriente produce un campo magnético inducido en la misma dirección que el campo original. El circuito eléctrico es un *sistema de retroalimentación positiva* que refuerza el campo magnético inductor original. El modelo completo de disco-dínamo es un dínamo auto-excitado. Dado que el disco se mantiene girando, la corriente eléctrica sigue fluyendo, y el campo magnético se sustenta.

Con este modelo simple podemos encontrar los elementos esenciales de cualquier dínamo auto-excitado:

1. Se requiere un conductor eléctrico en movimiento y en el modelo está representado por el disco de cobre giratorio.
2. Se requiere un campo magnético inicial.
3. La interacción entre el campo magnético y el conductor da lugar al reforzamiento del campo magnético original. En el modelo, esta interacción es la fuerza de Lorentz con la bobina actuando como un circuito de retroalimentación positiva (auto-excitado).
4. La energía debe ser continuamente suministrada para superar las pérdidas por resistividad eléctrica. En el modelo, la energía puede ser continuamente suministrada manteniendo el disco girando.

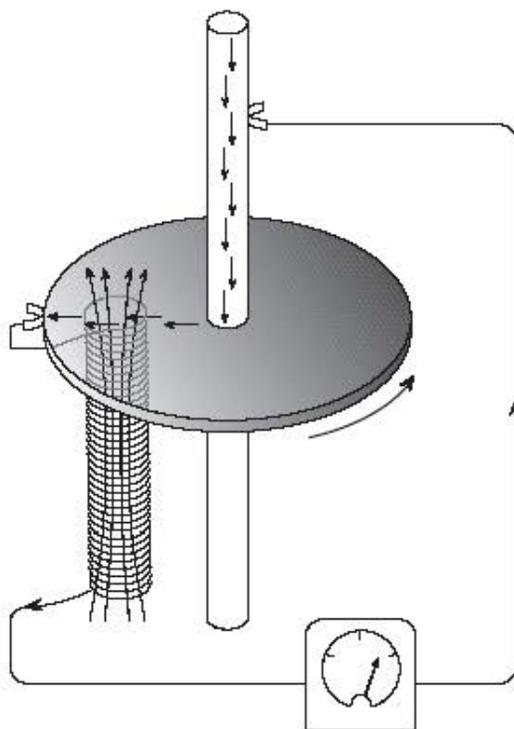


Figura 1.15: Dínamo de Disco

Ciertamente nadie sugiere que sistemas de discos y bobinas de retroalimentación existan en el núcleo de la Tierra. Pero la interacción entre el campo magnético y la mezcla de hierro-níquel eléctricamente conductiva en el núcleo externo puede producir retroalimentación positiva y permitir que el núcleo de la Tierra opere como un dinamo magnetohidrodinámico auto-excitado. Para conductividades eléctricas razonables, viscosidad, y movimientos convectivos plausibles en el núcleo externo líquido de la Tierra, los movimientos del fluido pueden regenerar el campo magnético que se pierde por resistividad eléctrica. De esta forma se tiene un balance entre fluido en movimiento regenerando el campo magnético y pérdidas del campo magnético debido a la resistividad eléctrica.

Aparentemente, los movimientos del fluido en el núcleo de la Tierra son suficientes para regenerar el campo, pero existe suficiente pérdida como para mantener la forma del campo geomagnético considerablemente simple. La porción dominante del campo geomagnético es la (más simple posible) forma dipolar con características no-dipolares secundarias probablemente resultado de corrientes vorticales dentro del núcleo cerca de la frontera con el manto.

Éste cualitativo vistazo de magnetohidrodinámica proporciona una explicación de la naturaleza dipolar axial geocéntrica en tiempo-promedio del campo geomagnético. La rotación de la Tierra podría ser un factor controlador de los movimientos en tiempo-promedio del fluido en el núcleo externo. Además, el campo magnético en tiempo-promedio generado por aquéllos movimientos del fluido es bastante simétrico alrededor del eje rotación. El campo más simple es un campo dipolar axial geocéntrico.

Esto también podría marcar que el dinamo magnetohidrodinámico puede operar en cualquiera de las dos polaridades del dipolo. Toda la física y las matemáticas de la generación magnetohidrodinámica es invariante con la polaridad del campo dipolar. Así, no existe contradicción entre las observaciones de las inversiones del dipolo geomagnético y la generación magnetohidrodinámica del campo geomagnético. De cualquier modo, entender las especiales interacciones de los movimientos del fluido y el campo magnético que produce inversiones geomagnéticas es un gran desafío.

Se estima que la potencia (energía por unidad de tiempo) requerida para generar el campo geomagnético es alrededor de  $10^{13}$  Watts (aproximadamente la potencia de salida de  $10^4$  plantas de energía nuclear), cerca de un cuarto del flujo geotérmico total, de modo que la energía involucrada en la generación del campo geomagnético es una parte substancial del calor interno de la tierra.

### 1.2.2. Elementos del Campo Magnético Terrestre

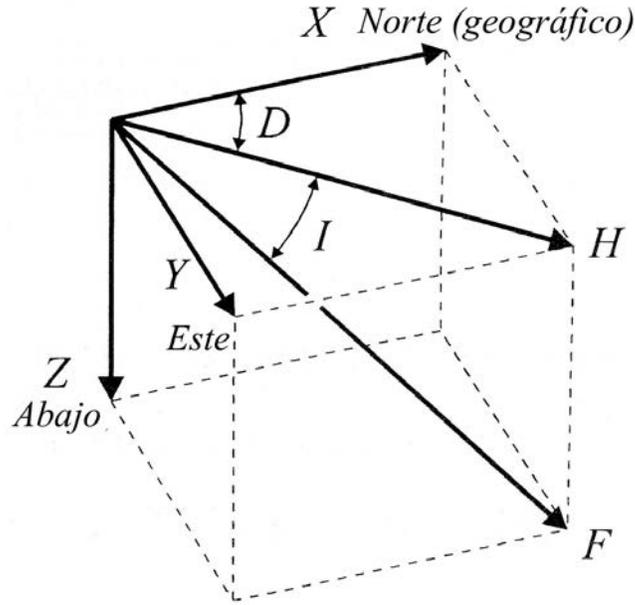


Figura 1.16: Los principales elementos del campo magnético terrestre.

La figura 1.16 ilustra a los principales elementos del CMT. La desviación,  $D$ , de la aguja de una brújula a partir del norte la referimos como *declinación* (se toma como positiva en la dirección *este*). La aguja de la brújula no precisa al meridiano magnético que contiene al campo magnético total  $F$ , y que esta a un ángulo  $I$ , llamado *inclinación*, de la horizontal. La inclinación se toma como positiva en dirección hacia abajo (en el hemisferio norte) y negativa hacia arriba (en el hemisferio sur). Las componentes, horizontal ( $H$ ) y vertical ( $Z$ ) de  $F$  están dadas por:  $H = F \cos I$  y  $Z = F \sin I$ , respectivamente.  $Z$  se toma como positiva en dirección hacia abajo (*down*), al igual que  $I$ . La componente horizontal se puede expresar a través de dos componentes:  $X$  (positiva hacia el norte geográfico) =  $H \cos D$  y  $Y$  (positiva hacia el este geográfico) =  $H \sin D$ . Entonces:  $\tan D = Y/X$  y  $\tan I = Z/H$ .

### 1.2.3. Cartas Magnéticas

Las mediciones directas del campo magnético terrestre se realizan continuamente en observatorios magnéticos, a partir de varias fuentes oceanográficas, terrestres, aéreas y satelitales. Una forma común de describir el campo magnético es a través del trazo de los diferentes *elementos magnéticos*, tales como intensidad total ó inclinación. El más común formato de representación es una *carta isomagnética*, i.e. un mapa de contorno de valores equivalentes para un elemento magnético en particular. Dichas cartas son llamadas *isogónicas* por declinación (figura 1.17), *isoclínicas* por inclinación (figura 1.18), e *isodinámicas* (figura 1.19) para intensidades equivalentes (o para la intensidad de un componente magnético en particular, por ejemplo, el campo horizontal). Las cartas *isopóricas* (figura 1.20) se refieren a cartas isomagnéticas de variaciones seculares.

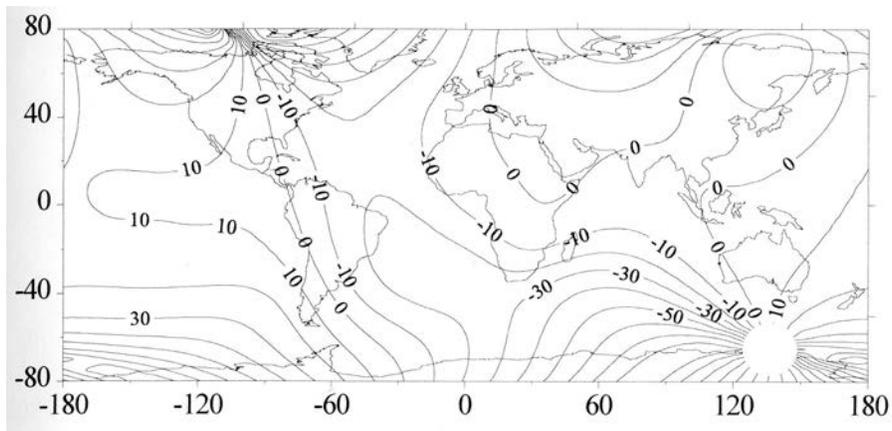


Figura 1.17: Carta Isogónica para 1990 mostrando la variación de declinación en grados sobre la superficie de la Tierra.

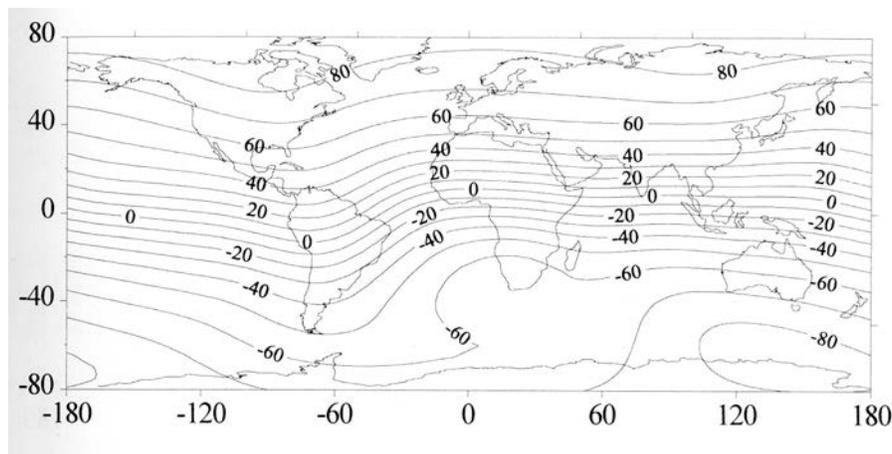


Figura 1.18: Carta Isoclína para 1990 mostrando la variación de inclinación en grados sobre la superficie de la Tierra

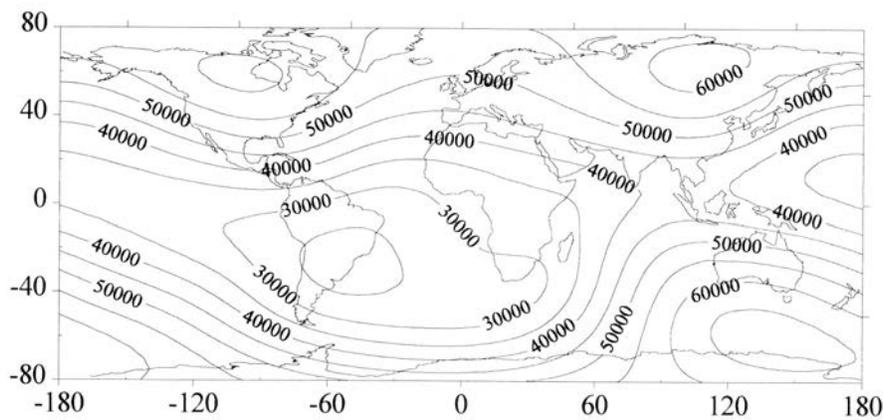


Figura 1.19: Carta Isodinámica para 1990 mostrando la variación de intensidad total sobre la superficie de la Tierra. Los contornos están etiquetados en  $nT$ .

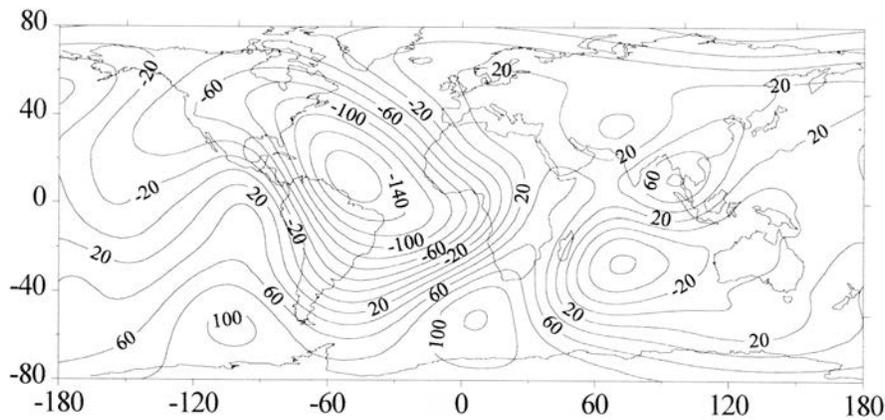


Figura 1.20: Carta Isopórica para 1990 mostrando el ritmo de variación secular en intensidad de la componente vertical. Los valores están en  $nT \text{ año}^{-1}$

Siguiendo el trabajo de Gilbert en el siglo diecisiete, el campo magnético en la superficie de la Tierra puede ser aproximado por un dipolo magnético dispuesto en el centro de la Tierra inclinado cerca de  $11^\circ$  con respecto del eje de rotación. Dicho dipolo explica el 80 por ciento del campo magnético en la superficie de la Tierra. La línea que pasa a través del centro de la tierra a lo largo del eje dipolar intersecta la superficie terrestre en dos puntos, conocidos como *polos geomagnéticos*. Dichos polos son distintos a los *polos magnéticos*, que son los dos puntos en la superficie de la Tierra cerca de los polos geomagnéticos donde el campo es vertical.

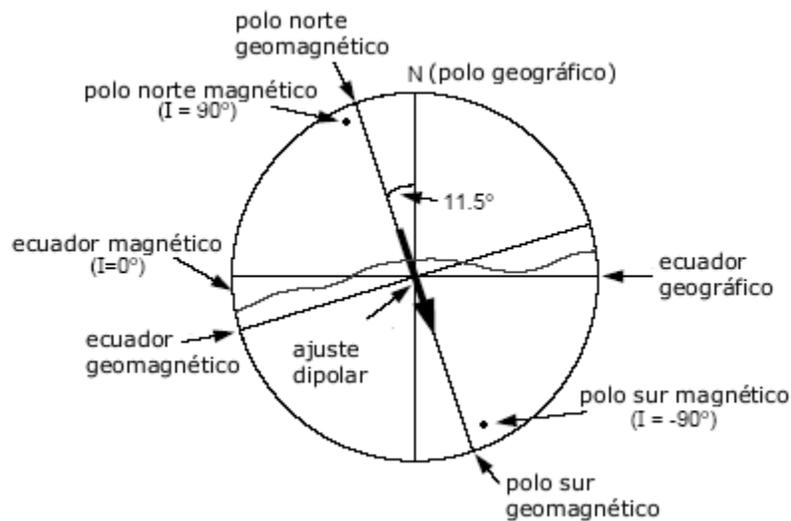


Figura 1.21: Modelo del dipolo geocéntrico inclinado.

Los polos geomagnéticos y los polos magnéticos podrían coincidir si el campo en la superficie de la Tierra fuera perfectamente descrito por un dipolo geocéntrico (figura 1.21), pero éste no es el caso puesto que el 20 por ciento del campo en la superficie terrestre es remanente. A esta parte remanente del campo se le conoce con el nombre de *campo no dipolar* (figura 1.22). Ambas partes del campo magnético terrestre, la dipolar y la no dipolar, varían con el tiempo.

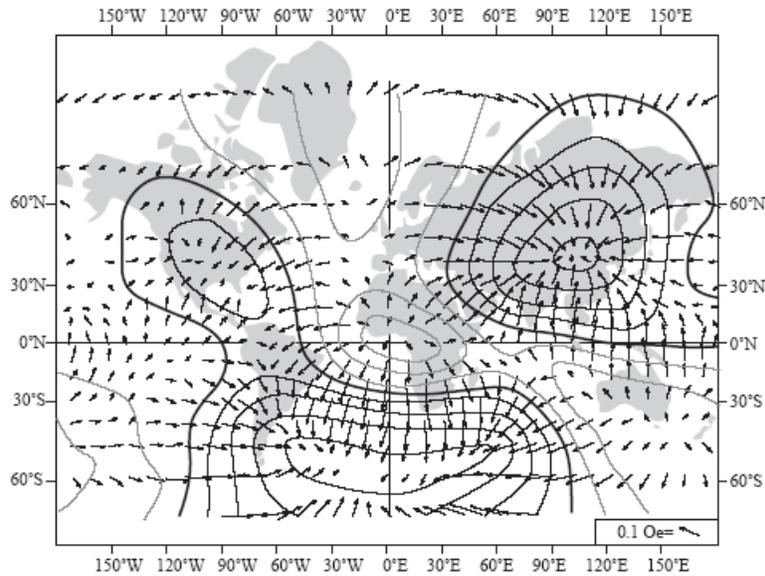


Figura 1.22: Campo geomagnético no dipolar.

#### 1.2.4. Variaciones Seculares

Se conoce con el nombre de variación secular a las alteraciones del campo magnético terrestre que se manifiestan lenta y progresivamente a través de los años (figuras 1.23 y 1.24). Estas variaciones seculares se presentan en todas las componentes del campo.

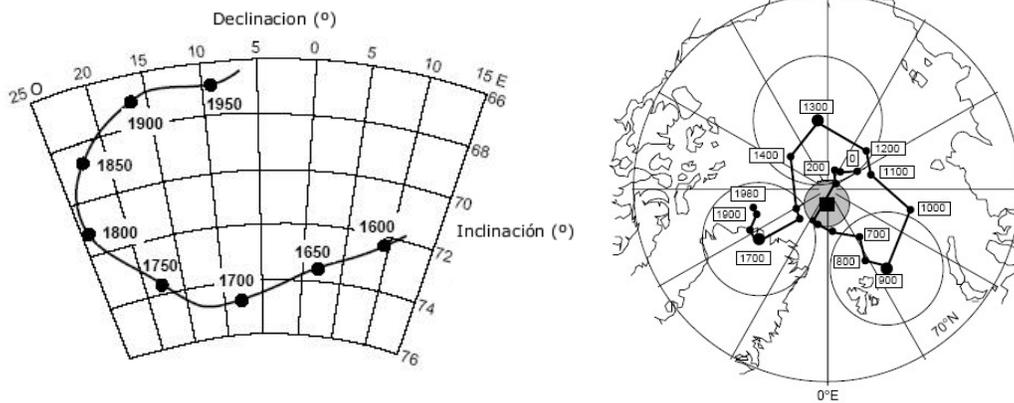


Figura 1.23: Variaciones seculares en inclinación y declinación magnética.

Se ha sugerido que la variación secular del c.m.t. se debe predominantemente a variaciones de campo magnético no-dipolar. Algunos investigadores relacionan las variaciones seculares con la presencia de corrientes de convección horizontales, próximas a la superficie externa del núcleo y postulan un desplazamiento continuo de la corteza y del manto con respecto al núcleo.

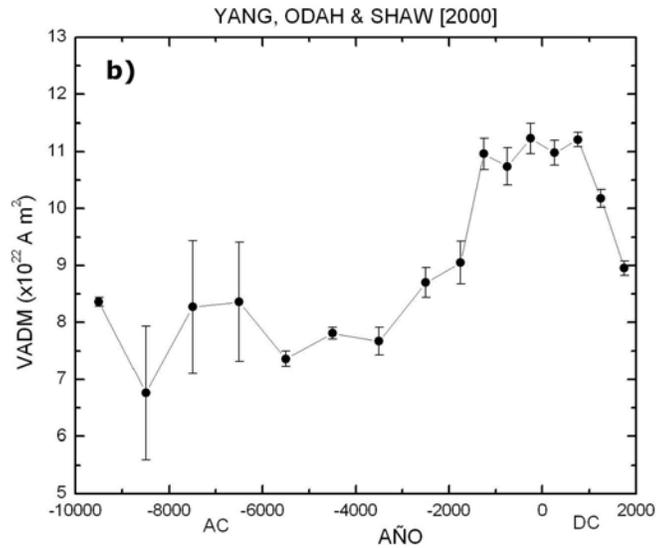


Figura 1.24: Variaciones seculares en momento dipolar magnético.

Rikitake (1967) ha sugerido que la variación secular del c.m.t. es la suma de las siguientes causas: i) la disminución del campo dipolar (del orden del 5 por ciento por siglo); ii) el desplazamiento hacia el oeste del campo no-dipolar; iii) el aparente desplazamiento hacia el Norte del campo dipolar axial; y iv) una variación en la intensidad de los campos estáticos (del orden de las 100 gamas por año).

Es bien sabido que una onda electromagnética entrando a un conductor es disminuida por  $1/e$  de su amplitud inicial en una distancia que es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la conductividad eléctrica. De esto, Bullard (1950) razonó que la variación secular del campo nodipolar es originado por remolinos magnéticos en el límite núcleo-manto. Aunque se ha sugerido también que los remolinos magnéticos que se hunden hacia el núcleo podrían no producir la variación secular a partir de esto porque podrían ser apantallados por la parte externa del núcleo conductor.

Por su parte, Yukutake (1968) ha sugerido que la velocidad del desplazamiento hacia el Oeste del campo variación secular es independiente de la latitud, con excepción de una zona angosta cecana al ecuador, donde ocasionalmente presenta un desplazamiento hacia el Este. Asimismo, este autor sostiene que la velocidad media del desplazamiento hacia el Oeste de la variación secular es mayor que la del campo no dipolar y sugiere que ello sería consecuencia del origen de aquella (superposición de campos móviles con otros estacionarios).

Se discutió que la deriva hacia el Oeste observada del campo nodipolar fue causada por la parte externa del núcleo rotando más lento que la parte interna. Considerese un núcleo que

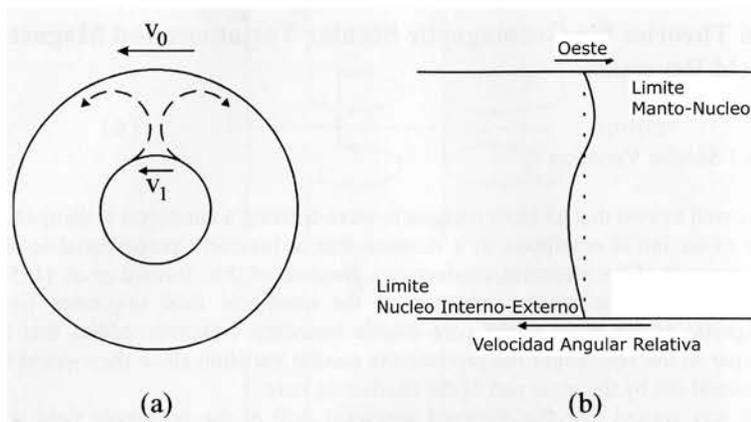


Figura 1.25: Cambios de Velocidad angular en el núcleo externo producidos por convección

está rotando inicialmente de manera uniforme, i.e., la velocidad angular  $\omega$  es independiente de la distancia  $R$  al eje de rotación. La constante  $\omega$  requiere que la velocidad lineal,  $v = \omega R$ , es pequeña para valores pequeños de  $R$ . Ahora considérese una celda de convección, como se indica en la figura 1.25. El material que está inicialmente cerca del eje de rotación, y con una velocidad relativamente pequeña  $v$ , se mueve hacia fuera dentro de una región de velocidad relativamente alta  $v$ , donde (estadísticamente) esto podría producir el retardo de la rotación de la región externa. El material moviéndose hacia dentro podría producir un incremento de la velocidad de rotación de la región interna y el momento angular total del sistema se conserva. El efecto neto es que la parte externa del núcleo rota más lento que la parte interna del núcleo (externo).

### 1.3. Metodologías para la Determinación de Paleointensidad o Arqueointensidad Absoluta

La mayoría de los estudios paleomagnéticos realizados hasta la fecha se han centrado en la determinación de paleodirecciones, siendo pocos los dedicados a la determinación de paleointensidades. Lo anterior obedece a que son más los factores que afectan a la intensidad que a la dirección de las rocas magnetizadas, lo que hace la determinación de paleointensidades más difícil y menos confiable que la determinación de paleodirecciones [Coe *et al.*, 1967]. Se estima que la tasa de determinaciones de paleointensidad fallidas es, en general, del orden del 80% [Kosterov and Prévot *et al.*, 1998]. La determinación de paleodirecciones se realiza en rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas, independientemente de la edad de éstas; sin embargo, la determinación de paleointensidades para períodos mayores a algunos miles de años es usualmente efectuada utilizando rocas volcánicas [Kono, *et al.*, 1978] debido, entre otras cosas, a la mayor estabilidad de la magnetización remanente térmica (TRM) ante factores externos y a que sus propiedades son relativamente bien conocidas tanto en forma experimental, cuanto en forma teórica [Kono *et al.*, 1984]. La clave para la determinación de paleointensidades radica en la proporcionalidad existente entre la TRM adquirida y el campo magnético (de baja intensidad) en el cual es enfriado el espécimen [Nagata *et al.*, 1943], ya que la comparación de la magnetización natural remanente (NRM) contra una TRM inducida por un campo magnético conocido proporcionará una estimación de la intensidad del campo antiguo. En un intento por aumentar la confiabilidad y el número de este tipo de determinaciones, a lo largo del tiempo se han diseñado diferentes métodos para la determinación de paleointensidades. A continuación se hace un listado de algunos de ellos:

1. Método de Könisberger (1938)

2. Método de Thellier & Thellier (1959)
3. Método de Wilson (1961)
4. Método de Van Zijl (1962)
5. Método de Thellier modificado por Coe (1967)
6. Método de Thellier modificado por Kono y Ueno (1977)
7. Método de Shaw (1974)
8. Método de Shaw modificado por Kono (1978)
9. Método de Rolph y Shaw (1985)
10. Método de Tsunakawa y Shaw (1994)
11. Método de microondas (1993)
12. Método de Thellier y Thellier en cristales de plagioclasa (2000)

### 1.3.1. Método de Thellier y Thellier

De todos los métodos existentes para la determinación de paleointensidades, el de Thellier y Thellier es el más empleado. Originalmente éste método fue desarrollado para la determinación de arqueointensidades del campo geomagnético (CGM) en los años 30's. En este método las muestras son calentadas dos veces a la misma temperatura en presencia de un campo magnético conocido, sin embargo, la posición de las muestras en el segundo calentamiento es opuesta a aquella empleada en el primer paso, de tal manera que las direcciones de los campos aplicados a las muestras son antiparalelas (vistas con respecto a las coordenadas de la muestra). De esta manera, al realizar la semi-suma y semi-resta de los vectores medidos  $J+$  ( $= Y + X$ ) y  $J-$  ( $= Y - X$ ) (Fig. 1.26), se obtienen las coordenadas empleadas en los diagramas de Arai (Fig. 1.27).

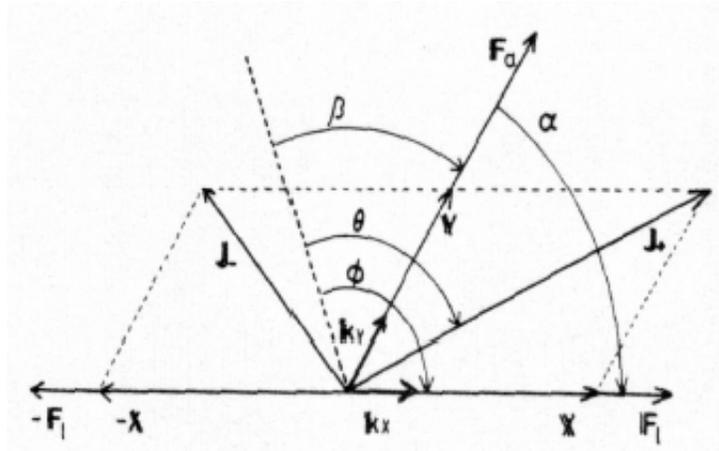


Figura 1.26: Definición de los diferentes vectores.  $K_x$  es el vector unitario en la dirección del campo de laboratorio  $F_l$  y es por lo tanto paralelo a la componente de la TRM  $X$ .  $K_y$  es el vector unitario en la dirección del campo antiguo  $F_a$  y es por lo tanto paralelo a la componente de la NRM  $Y$ .  $J+$  es la magnetización remanente después del calentamiento a la temperatura  $T$  bajo el campo de laboratorio  $F_l$  y es igual a  $X+Y$ . De forma similar,  $J-, J_0$  son las remanencias después de calentar a la temperatura  $T$  en un campo  $-F_l$  y nulo, respectivamente, e iguales a  $Y-X$  y  $X$ , respectivamente (tomada de Kono y Tanaka, 1984).

Esta técnica posee el inconveniente de que un mal alineamiento de los especímenes causado por las imperfecciones de estos puede dar como resultado un aumento en la magnitud de los errores experimentales (Kono y Tanaka *et al.*, 1984).

### 1.3.2. Método de Thellier modificado por Coe

En la variante propuesta por Robert Coe [1967] los especímenes son calentados primeramente en un campo nulo y posteriormente en presencia de un campo artificial de laboratorio, en pasos con temperaturas cada vez mayores. El mal alineamiento de los especímenes deja de ser crítico debido a la simetría axial de campo dentro del horno. Como se mencionó anteriormente, las rocas volcánicas o las cerámicas al formarse adquieren una TRM, la cual posee las características siguientes:

- i) Depende del intervalo de temperatura en el cual ocurre el enfriamiento
- ii) está asociada unívocamente con dicho intervalo y,
- iii) es independiente del estado de magnetización fuera del intervalo en cuestión.

Las tres propiedades anteriores dan lugar a la *ley de aditividad de las TRM parciales (TRMP)*, enunciada por Thellier en 1938, y que se puede expresar en términos matemáticos como sigue:

$$J(T_n, T_{n-1}) + \dots + J(T_2, T_1) = J(T_n, T_1) \quad (1.43)$$

con  $T_m = T_1 < T_2 < \dots < T_{n-1} < T_n < T_c$

en donde  $J(T_i, T_{i-1})$  es la TRMP adquirida al enfriarse la roca desde la temperatura  $T_i$  a la temperatura  $T_{i-1}$ , mientras que  $T_m$  y  $T_c$  corresponden a la temperatura del medio ambiente y la temperatura de Curie, respectivamente [Coe, 1967].

Si en una roca la NRM es 100 % TRM original, y si el espectro de temperaturas de bloqueo ( $T_b$ ) de ésta no se altera con el calentamiento, la comparación de la NRM ( $J_N$ ) contra la TRM ( $J_A$ ) producida artificialmente en el laboratorio por un campo  $F_{lab}$  determina la magnitud del campo antiguo  $F_{ant}$  en el lugar y tiempo de formación de la roca, de acuerdo a la expresión:

$$\frac{J_N(T_1, T_2)}{J_A(T_1, T_2)} = \frac{F_{ant}}{F_{lab}} \quad (1.44)$$

donde  $J_N(T_1, T_2)$  y  $J_A(T_1, T_2)$  son las componentes primarias de la NRM o de la TRM, con temperaturas de bloqueo entre  $T_1$  y  $T_2$ .  $F_{ant}$  y  $F_{lab}$  representan la intensidad del campo magnético antiguo y de laboratorio, respectivamente [Kono, 1978].

Sin embargo, en lugar de evaluar individualmente cada uno de los cocientes dados por las expresiones anteriores, es más común realizar la gráfica de la  $J_N$  restante contra la  $J_A$  ganada en cada paso de doble calentamiento dando como resultado, en un caso ideal, una línea recta con pendiente negativa como la que se muestra en la figura 1.27.

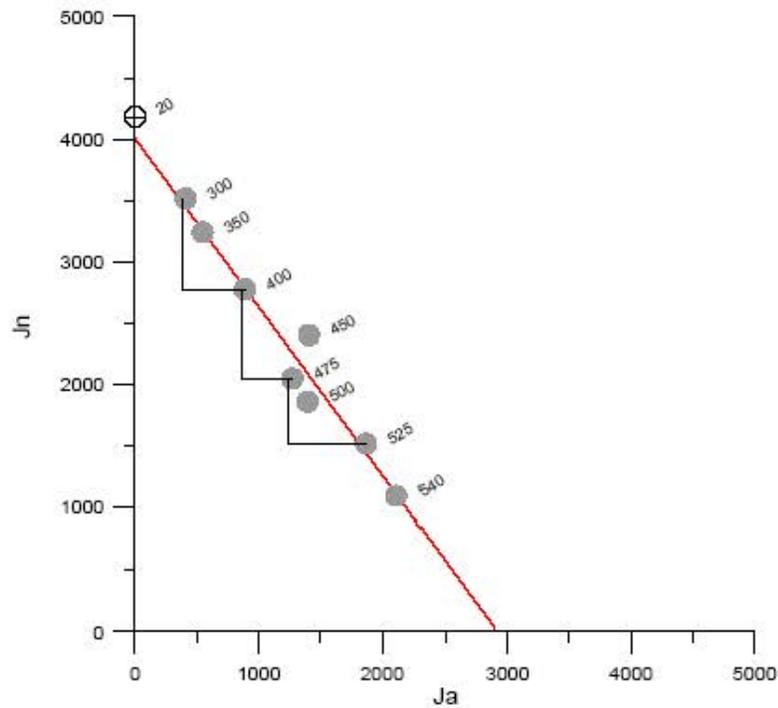


Figura 1.27: Diagrama de Arai obtenido al realizar el experimento de Thellier y Thellier modificado por Coe. Los números a la derecha de los puntos corresponden a la temperatura a la que fueron obtenidos; las rectas en escuadra representan las verificaciones de las TRMP's correspondientes, que se definirán más adelante.

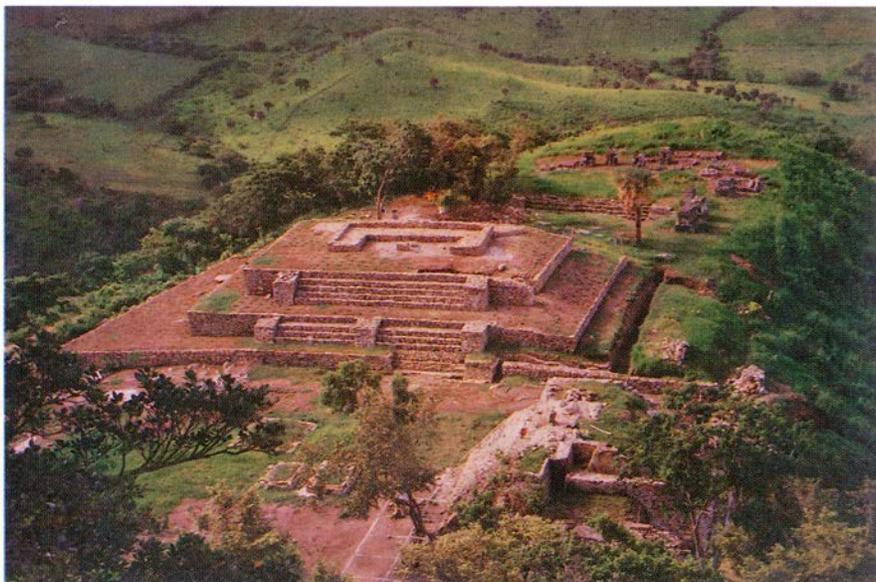
Se dijo “en un caso ideal”, ya que debido al calentamiento necesario para imprimir la  $J_A$  se pueden inducir alteraciones (oxidación-reducción) en los minerales magnéticos originales, lo cual podría producir una disminución o aumento en la capacidad de adquisición de una TRM artificial ó la adquisición de magnetizaciones remanentes secundarias; bajo estas circunstancias, la gráfica es una curva en lugar de una línea recta.

De entre las diferentes variantes del método original de Thellier, el de pasos de doble calentamiento descrito por Coe (1978) permite seleccionar (en la mayoría de los casos) aquel intervalo de temperaturas para el cual el grado de alteración inducido es más bajo.

## Capítulo 2

# Descripción Arqueológica

Quiahuiztlán funcionó como una ciudad-fortaleza-cementerio con relaciones intercomunitarias con grupos del Totonacapan costero central. Sus características arqueológicas especiales posiblemente fueron establecidas como un modelo regional, materializado en un sistema urbanístico sobre terrazas, con tumbas dispuestas en verdaderos cementerios y cuya cronología general abarcaría desde finales del Clásico tardío hasta el arribo hispano. Esta ciudad arqueológica es una de las primeras conocidas al momento del contacto y que no sufrió su cristiana destrucción, más bien es aquí donde se firma un tratado histórico de “no agresión” contra ellos, signado por los mandatarios de 30 pueblos totonacas, dando fe de este acto un escribano español. Quiahuiztlán tiene características especiales que la hacen única en Mesoamerica, muestra amplias terrazas sobre las anfractuosidades de un cerro, en algunas de ellas se edificaron tumbas para entierros secundarios, agrupadas a la manera de verdaderas necrópolis, con vistas hacia el mar y, agrupadas a la manera de verdaderas necrópolis, con vistas hacia el mar y hacia la montaña. Muestra también una arquitectura monumental formada por templos, construcciones civiles y plazas, regidos básicamente por una especial topografía de las cimas sobre las que se hallan.



Monumento restaurado, al fondo, el Cementerio oriental.

## 2.1. El Medio Geográfico

En la actualidad, y merced a la distribución político-geográfica actual, la zona arqueológica de Quiahuiztlán pertenece al municipio de Actopan, ubicado en la zona central de la costa del Golfo de México. Climatológicamente, corresponde a la tercera región del estado de Veracruz, mientras que desde el punto de vista de la cultura prehispánica se vincula al Totonacapan Central.

El sitio arqueológico se encuentra localizado en las estribaciones, laderas y cimas de un cerro perteneciente a una derivación de la Sierra Madre Oriental, en la porción conocida como sierra de Chiconquiaco, que viene a finalizar irregularmente en un complejo de cerros localizados casi a la orilla del mar, junto con los de Bernalillo, Los Alumbres, Los Atlixcos, El Abra, Travesía y Juan Martín. En la costa, la derivación presenta amplios acantilados que se localizan entre la laguna de La Mancha y Punta Delgada o El Morro, con algunas reducidas porciones de playa en Palma Sola, Villa Rica, La Litera y Boca Andrea, rodeadas además de las llanuras correspondientes a la planicie costera nororiental. Esta planicie se extiende a lo largo del litoral del Golfo de México, desde el río Bravo hasta las estribaciones terminales norteñas de la cordillera Neovolcánica (Ramírez L., 1974), y su extremo oriental penetra en aguas del Golfo de México, creando algunos acantilados y penínsulas pequeñas, como es el caso de la Punta Villa Rica (*cf.* Tamayo 1962; I: 402), que en este sitio forma una pequeña rada que resultó de suma importancia histórica en el momento de la Conquista.

El cerro de Quiahuiztlán es conocido regionalmente con el nombre de “cerro de los Metates”. Se sitúa a unos dos kilómetros al suroeste de las playas de de Villa Rica, ostenta una elevación máxima de 350 metros sobre el nivel del mar, y sus coordenadas son 19° 40' 11" de latitud norte y 96° 24' 54" de longitud oeste, lo que lo hace estar situado en la zona tórrida y en la franja costera.

## 2.2. Historia Cultural

De la faja costera central del Golfo se han estudiado vestigios culturales que indican la presencia de grupos en pequeñas comunidades desde tiempos precerámicos, como lo han demostrado los hallazgos de La Conchita, Rancho Nuevo, Boca Escondida y otros. Estos grupos mantuvieron un desarrollo posterior constante, testimoniado a través de la presencia de materiales cerámicos primarios, algunos similares a los localizados en fases tempranas de Tehuacan, lugar donde se supone apareció la cerámica. Se produjeron cambios notables en su evolución con la presencia determinante de la cultura Olmeca durante el Preclásico Medio (1200-500 a. C.), lo que generó elementos que caracterizaron ulteriormente y de manera clara al grupo totonaca. Su espacio territorial cubre desde la serranía poblana hasta las llanuras costeras, variando sus “fronteras” diacrónicas, de manera básica de norte a sur, desde el río Cazones hasta el Papaloapan, interesando de manera amplia la serranía poblana donde se encuentran sitios arqueológicos y se nota la presencia de grupos de esta filiación étnica. Estos elementos culturales se ven enriquecidos posteriormente, al arribo de la época Clásica (siglos I a. C.- IX d. C.), con la influencia del mayor centro rector de esta época: Teotihuacan, lo que produjo un ámbito cultural que alcanzaría su máximo esplendor en la época que los especialistas llaman Clásico Tardío (siglos VI - IX d. C.).

Este desarrollo generó centros urbanos en lugares adecuados para su desenvolvimiento, apareciendo urbes prehispánicas como El Tajín, Las Higueras, Vega del Cuajilote, etc., del tipo conocido como ciudades abiertas, sin ningún carácter defensivo. De esta manera, al llegar el Epiclásico (800 a. C. 900 d. C.) y, con él, la irrupción de grupos cazadores y recolectores provenientes del norte, quienes traían consigo la naciente presencia militarista, muchos de los pueblos de la costa abandonan las amplias llanuras de aluvión cercanas a los cuerpos de agua y buscan sistemas que por su naturaleza intrínseca sean más fáciles para su defensa, para así contrarrestar la fuerza que implica el poder de las armas. Por ello, intentan protegerse en lugares de

difícil acceso, sitios que, mediante modificaciones tácticas y prácticas, transforman en verdaderos bastiones, fácilmente defendibles con pocos hombres, de esta manera, la combinación hombre-naturaleza los torna casi inexpugnables.

En los cerros emplean las laderas y algunas cimas, donde adecuan los escasos lugares planos o los amplían mediante grandes muros contenedores para levantar terrazas de diversa forma y uso, aparte de que cumplen con las posibles funciones defensivas y de contención de las escasas tierras de esas alturas. En ellas logran un desarrollo urbanístico muy especial, como es el caso de la zona arqueológica de Quiahuiztlán, que además lleva inherente un sistema funerario diferente, en lugares adecuados artificialmente, con cementerios conformados básicamente con tumbas tipo mausoleo.

Quiahuiztlán es, por lo tanto, una ciudad-cementerio-fortaleza totonaca que parece corresponder temporalmente al Horizonte Posclásico (900 a. C.- 1521 d. C.). Fue, asimismo, uno de los primeros asentamientos humanos de importancia conocido por los españoles en su arribo a territorio mesoamericano, como puede leerse en la *Verdadera Relación de la conquista de la Nueva España*, donde se asienta: "... e vimos una ciudad que estaba como en fortaleza...". (Díaz del C. 1992).

Para esto adecuan parcialmente áreas del cerro y levantan terrazas que cumplen con un doble carácter: servir como retenes a los espacios que fueron ganando a los altozanos y evitar la fuga de tierra acumulada en ella, Funcionan a la vez como muros defensivos para evitar que algunas porciones naturales de las laderas pudieran facilitar el acceso a los posibles invasores. Sin embargo, el éxito no fue total, pues en su devenir histórico se observan elementos que hacen suponer que en dos momentos fueron sometidos por sendos pueblos venidos del altiplano mesoamericano, y que además reflejan la intensa actividad de conquista y expansión surgidas precisamente en esa área.

El primer momento se sitúa en el ocaso de los años 800 d. C. En él, la presencia tolteca es innegable en la zona, pues se hallaron restos de esta cultura en una estructura subyacente en el Cementerio Oriental y en las subestructuras de los mayores edificios de los complejos Oriental y de los Cementerios. Con una cuidada técnica de construcción, en las fachadas predomina el uso de cubiertas elaboradas a base de pequeñas piedras bien labradas que, a manera de bloques en forma de prisma rectangular, se adosan perfectamente, para luego ser cubiertos con estuco, con una dureza y una tersura notables, similares a las de los monumentos hallados en El Corral, uno de los barrios de Tula, capital de ese vasto imperio.



Figura 2.1: detalle de escaleras en el edificio 3

El segundo gira alrededor del año 1200 d. C., Cuando la presencia que se hizo sentir fue la del grupo azteca, a cuya época corresponde, morfológicamente hablando, la cubierta superior de los edificios de mayores proporciones, así como el desarrollo de los cementerios con las tumbas de tipo mausoleo, que van a ser una de las características típicas y diferenciales de esta zona.

Con posteridad al arribo de los españoles, el primer viaje organizado a estas tierras lo encabezó Francisco Hernández de Córdoba en febrero de 1517, con un piloto llamado Antón de Alaminos. El segundo fue comandado por Juan de Grijalva, y se inició el 18 de abril de 1518 con cuatro barcos y 240 voluntarios, entre los cuales, a manera de piloto nuevamente, venia Alaminos; en esa ocasión, la expedición europea subió hacia el norte, costeano hasta lo que ahora es Pánuco. Entonces se conoció de vista el sitio de Quiahuiztlán y, como fondeadero, una rada cercana. Cuando Hernán Cortes inició su viaje de exploración y conquista el 10 de febrero de 1519, asistió como timonel el mismo Alaminos (Robersonil 1892). El sitio, la caleta y sus alrededores fueron mencionados al extremeño por el propio Alaminos y, al inicio de la Conquista de México, en las medianeras aledañas a esta zona, en una pequeña planicie edificaron una iglesia y un recinto fortificado, al cual denominaron Villa Rica de la Vera Cruz, sitio que es considerado como el primer emplazamiento hispano en México. Fue precisamente en Quiahuiztlán donde se concertó una alianza política entre los españoles y 30 pueblos indígenas totonacas, hecho que de cierta manera vendría a facilitar la conquista de los pueblos del altiplano.

### 2.3. Descripción de la Zona Arqueológica

La zona arqueológica está dividida en siete semi áreas:

1. Zona Habitacional Sur
2. Cementerio Sur

3. Cementerio Central
4. Plaza Central
5. Cementerio Oriental
6. Plaza Poniente
7. Complejo Oriental

**El Complejo de los Cementerios.** El complejo de los cementerios está considerado como uno de los sectores primordiales de la zona, ya que alberga los espacios funerarios mayores. Se notan cinco áreas menores delimitadas, tanto natural como artificialmente, en las cuales se encuentran situados los principales grupos de tumbas, así como los edificios que se supone tenían una función estrictamente ceremonial-mortuoria. Aun cuando algunos de ellos se encuentran separados por la especial topografía del sitio, conforman una unidad, apreciable en conjunto por el hecho de que el complejo está situado a mayor altura en el cerro, si bien existen algunos muros de contención y un complejo habitacional, tal vez de la élite, en niveles superiores. La importancia intrínseca de esta área es indiscutible; así lo demuestra su especial ubicación y también la distribución general de la misma.

Básicamente estas áreas son, de norte a sur y de este a oeste:

- a) El Cementerio Oriental
- b) La Plaza Central
- c) El Cementerio Central
- d) La Plaza Poniente
- e) El Cementerio Sur

Es el espacio más conocido de las áreas funerarias. Su porción norte fue denominada Cementerio Central. En él está situado el mayor número de tumbas localizadas, así como las principales tumbas hasta ahora observadas que lo flanquean por el lado este. Se une a otra plaza amplia que se denominó Central y que cuenta con dos de las más notables estructuras arquitectónicas, siendo acaso uno de los espacios del conjunto que cuenta con más elementos rituales. Este espacio da acceso al Cementerio Oriental, con otro conjunto de tumbas y un paisaje inmejorable, mientras en otra “península” ubicada al oeste de estos espacios se encuentra una pequeña plaza denominada Poniente, ceñida por fuertes pendientes por sus lados norte, este y oeste.



Figura 2.2: Vista parcial de la plaza central

La porción principal de esta área funeraria o Cementerio Central es semiartificial. Está erigida sobre el inicio de una cañada que limita su espacio por el lado norte con un amplio muro de contención, mientras que el espacio sur está ceñido por una empinada cuesta que lleva al cementerio sur, a unas pequeñas terrazas que entre ellos existen y a la Zona Habitacional Sur.



Figura 2.3: Detalle de tumbas en el cementerio central

**Zona Habitacional Sur.** La Zona Habitacional Sur se ubica en la porción más alta del área territorial en la que se despliegan los Cementerios Central y Oriental y la Plaza Central. Se llega a ella por un acceso que nace en las inmediaciones de este último espacio. A partir de este acceso, y siguiendo el contorno norte del peñón ubicado hacia el oeste, se puede apreciar un apretado conjunto de pequeñas terrazas asentadas en diversas alturas con una sucesión de cuartos que suelen tener dimensiones diferentes pero que muestran patrones similares en cuanto a la forma y el sistema de construcción.



Figura 2.4: Grabado

Las casas, al parecer, constaban generalmente de un solo cuarto rectangular y se hallan distribuidas sobre las minúsculas terrazas, con los accesos generalmente hacia el norte o hacia el noreste. De acuerdo con los vestigios observados, tal vez estuvieron formadas por pequeños muretes que conformaban el basamento, sobre el cual debieron desplantar paredes de madera dispuestas en distintas formas (bajareque); probablemente, los techos también fueron elaborados con materiales regionales perecederos, ya que no se ha encontrado la menor huella de ellos.

Por la privilegiada situación en la que se encuentra, por la visión que se tiene de las porciones norte y este de la región y por una visualización íntegra de las principales porciones del sitio arqueológico, así como por el posible aprovechamiento de sus cualidades acústicas, se piensa que ésta fue una zona habitacional de una élite de la población, tal vez sacerdotes y/o mandatarios.

**El Complejo Oriental** Este complejo arquitectónico se encuentra emplazado en una plataforma mixta ubicada en la porción este del cerro, a una altitud aproximada de 124 metros sobre el nivel del mar, con un área cercana a los 5992m<sup>2</sup>.

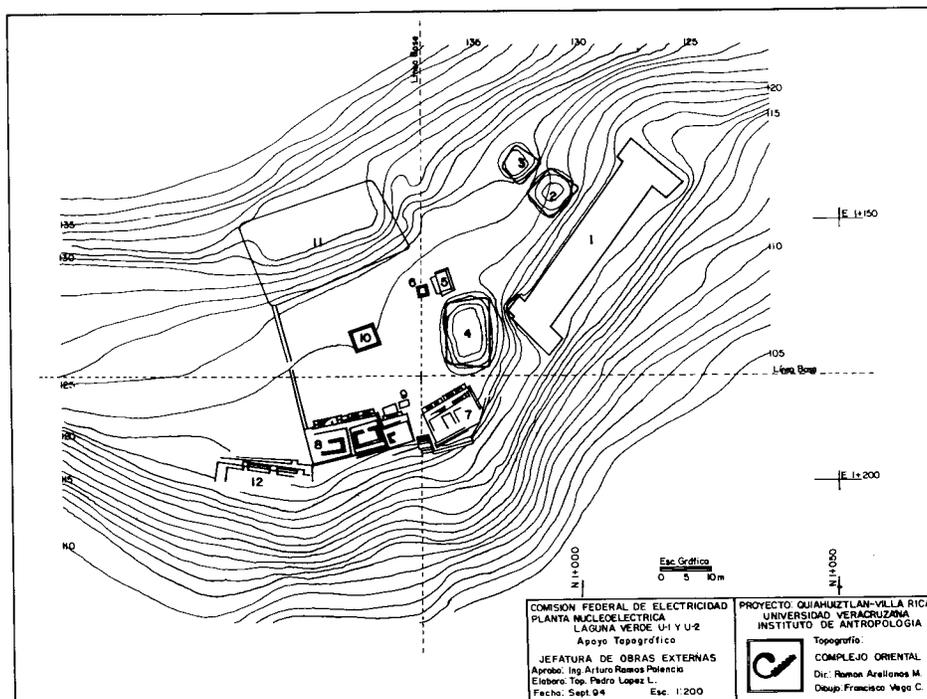


Figura 2.5: Complejo oriental.

## 2.4. Cerámica Prehispánica de Quiahuiztlán

Dentro de la dinámica cultural, la cerámica es una de las manifestaciones plásticas del hombre, para la arqueología, su análisis ha sido de suma importancia, pues mediante ella y gracias a su duración y factibilidad a los cambios modales, es posible analizar algunos de los procesos del desarrollo cultural de los grupos que lo utilizaron, presenta, a menudo, innovaciones que sean hechos diagnósticas de tiempo y de espacio.



Figura 2.6: Figuras de cerámica

**Cerámica Diagnóstica Tipo Quiahuitlán** Por lo general fue elaborado en barro crema sin desgrasante notable, es compacto y bien cocido, en ocasiones deleznable al tacto y de facturación laminar. Aún cuando Medellín (1955) menciona tres subtipos, en los tiestos analizados sólo se encontró correspondencia con el Quiahuitlán II, en dos variantes, una, muestra decoración sólo pintada y la otra que además de llevar motivos en pintura, ostenta profundas líneas densas en el fondo, combinándose por grupos para formar motivos geométricos zonales. Las formas más comunes son: cajetitos semi globulares ápodos o trípodes generalmente con soportes huecos, así como cajetes y platos de gran tamaño, de fondo plano o cóncavo con paredes ligeramente evertidas y bordes redondeados. El grosor de las paredes de éste tipo suele variar de 0.003 a 0.004 m.

La decoración observada en las paredes muestra motivos rectilíneos, en bandas simples, grecas, líneas transversales o paralelas, mientras en el fondo, es común hallar motivos estilizados, ya sea de flores o símbolos geométricos, pintados casi siempre con un color café rojizo oscuro dispuesto directamente sobre el color natural del barro, sin mayor pulimento.

**Tipo Anaranjada Fina** Está elaborado con barro naranja claro, variable a rojizo, bastante compacto, con desgrasantes muy fino y con superficies bien pulidas. Sus formas más concurrentes son: altos vasos cilíndricos con soportes de pedestal; cajetes de silueta compuesta y cajetes de fondo plano; las paredes presentan diferentes grosor variable de 0.005 a 0.008 m. Algunas veces, presentan líneas verticales, pintadas paralelas entre sí.

**Tipo Rojo Naranja o Café Sobre Engobe Crema** Su pasta suele ser muy consistente, a pesar de llevar desgrasante de grano medio; el color varía del naranja al café oscuro, las superficies se encuentran bien pulidas, en ellas se dispuso primero un engobe de color crema y después se aplicó el color, usando sede de naranja en distintas tonalidades además del rojo y el café. Las formas más comunes son de cajetes y platos de paredes rectas ligeramente evertidas con bordes redondeados.

**Tipo Metálico** Su pasta es de color crema, con desgrasante fino, haciéndola compacta y sonora; con paredes cuyo grosor varía de 0.005 a 0.008 m. Lleva un baño grisáceo brillante, casi metálico, con variaciones del gris acelerado al gris caoba o algunas veces naranja rojizo; este baño puede observarse en el exterior, como el interior. Sus formas son cajetes extendidos, de fondo bajo cóncavo, paredes rectas divergentes y

bordes redondeados; en ocasiones estos recipientes tienen decorado la parte externa con líneas esgrafiadas y hay fragmentos de cajetes con bordes volados y decoración incisa, ondulada o lineal, cajetes hondos semi globulares y platos de fondo plano con paredes rectas divergentes y bordes redondeados.

**Tipo Isla de Sacrificios** Está elaborado en barro crema y crema rojizo con desgrasante muy fino, es compacto y bien cocido. Esta cerámica al golpeo es sonora y se fractura laminarmente. En los tipos abstractos se encontraron las tres variantes o subtipos que menciona Medellín Z. (1955) quien se basó para esta subdivisión en elementos decorativos, pues la pasta de siempre es semejante.

**Tipo Tres Picos** Está manufacturado en barro crema claro o crema rojizo con desgrasante de arena, muy fino y sumamente compacto, al parecer triturado antes de su mezcla con arcilla. La pasta es sonora al golpeo y se fractura en forma laminar. De él se conocen tres subtipos abstractos por Medellín Z. (1955) basándose de manera fundamental en la decoración.

**Tipo Negro Sobre Guinda Esgrafiado** Está elaborado con barro café claro con desgrasante de arena fina. Es decorado con motivos en guinda puesto directo sobre el barro y sobre él se dispusieron motivos en color negro, el cual a su vez está delimitado por líneas esgrafiadas para resaltarlos. Sus formas son vasos cilíndricos, en platos y sahumadores. En cuanto al grosor de las paredes no presentaron mayores divergencias con los anteriores.

**Sahumerios** Fueron manufacturados en color café claro compacto y bien cocido, llevan la superficie interior del recipiente alisada y algunos muestran en la exterior restos de pintura roja sobre engobe crema, los mangos huecos cilíndricos se encuentran unidos directamente al borde del cuenco.

**Braceros** Hay fragmentos cuya pasta es café arenosa, bien cocida, algunos presentan en la superficie externa decoración cónica por pastillaje y restos de pintura blanca de cal y roja. Tienen fondo plano y soportes rectangulares, con paredes rectas ligeramente divergentes y bordes rectos.

**Cerámica Doméstica (Ollas)** El color de la pasta varía de café claro a oscuro hasta llegar a negro, en ocasiones, con manchas oscuras debido a fallas durante la cocción. La pasta es compacta y bien cocida. La superficie de todas ellas es alisada en el exterior y burda en el interior, en algunos fragmentos se pueden apreciar los instrumentos utilizados, en otros se notan huellas de papas o telas gruesas en las cuales posiblemente se extendió el barro. Las formas más comunes que se pueden inferir por medio de los cuerpos son de ollas globulares de amplias dimensiones con cuellos cortos o largos, curvos divergentes y rectos corruptos o largos divergentes con bordes redondeados.

Hay fragmentos pintados de color rojo, así como guinda en el cual es notable la aparición de hematita especular, en este caso el espesor de las paredes es bastante delgado lo cual unido a la curvatura de los fragmentos hace suponer que debieron corresponder ollas menores.

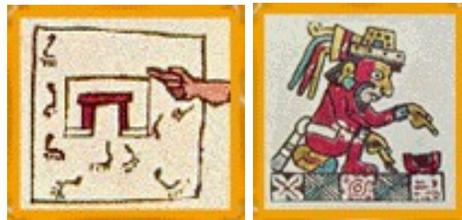
**Tecomates** La superficie exterior es alisada y la interior burda, muy compacta y bien cocida. La forma más común es de recipientes globulares elipsoidales con bordes redondeados y fondo cóncavo.

**Comales** La pasta es de color café claro a café rojizo arenoso, la superficie de uso es pulida, mostrando huellas del instrumento pulidor, posiblemente, un objeto lítico. La forma de estos comales en sí no corresponden a un tipo cerámico específico, sino a una forma funcional y modal de uso cotidiano. Los hay de fondo plano o ligeramente cóncavos, con bordes directos, convexos y recurvados.

**Xumiles** Fueron elaborados en barro café claro con desgrasante de arena de grado medio. La forma observada pertenece a un tecomate. La función específica del xumil es la de colador, empleado de manera básica para el lavado del nixtamal, se piensa deben estar íntimamente asociados al grupo de comales por su relación de uso.

En lo que se refiere a la zona arqueológica de Quiahuiztlán, aún cuando las pirámides mayores tienen de dos a cuatro etapas constructivas, los materiales analizados sugieren un sólo horizonte: el postclásico en sus etapas, temprana y tardía, es necesario mencionar que se ha encontrado una minoría aún no significativa de materiales que parecen corresponder al epiclásico, así como distintos elementos cerámicos que indican una relación intercambiaría con el altiplano, en especial con el área de Cholula y del Valle de México.

Pero las relaciones definitivas y corroboración espacio temporal se tendrá cuando se estudie el total de los elementos obtenidos en el espacio de la zona arqueológica, entonces se podrán hacer conclusiones más firmes y valederas, no tan sólo para afinar la cronología de sitio, sino también para determinar la función de las diferentes áreas del sitio y sus verdaderas interrelaciones.



## Capítulo 3

# Procedimientos de Laboratorio

### 3.1. Los Materiales de Estudio

Los materiales de estudio en el presente trabajo son algunas piezas de materiales cerámicos hechos por el ser humano que provienen de la zona arqueológica de Quiahuiztlán, en el estado de Veracruz, México. Estos objetos debido a su proceso de fabricación (horneado) y a los materiales con los que fueron elaborados (arcilla), presentan características propias de materiales en los que se puede llevar a cabo un estudio de tipo arqueomagnético para tratar de estimar a partir de su *magnetización remanente natural*, *NRM* (si la hay), la intensidad de campo magnético terrestre de la época en la que fueron elaborados estos objetos de diversa apariencia y composición de minerales.

Durante su proceso de fabricación estos materiales fueron calentados en el interior de un horno y posteriormente enfriados en presencia del campo magnético ambiental, por lo que es de esperarse que adquieran una magnetización termo-remanente, *TRM*, al igual como sucede con las lavas volcánicas.

Los distintos especímenes fueron lavados con agua *desionizada*, separados por grupos de acuerdo a su tamaño.

Hay tres grupos de muestras Q1 (figura 3.1), Q2 (figura 3.2) y Q3 (figura 3.3). Dentro de cada grupo, cada espécimen fue nombrado con una letra del alfabeto para diferenciarla de las demás. De tal modo que en el grupo Q1 existen 17 especímenes los cuales fueron nombrados con letras de la *A* a la *Q* (*Q1A* - *Q1Q*), en el grupo Q2 existen 8 especímenes con nombres de la *A* a la *H* (*Q2A* - *Q2H*) y en el grupo Q3 las tres piezas que existen se tratan del mismo espécimen por lo que sólo hay un elemento (*Q3A*).



Figura 3.1: Grupo de Especímenes Q1



Figura 3.2: Grupo de especímenes Q2



Figura 3.3: Grupo de especímenes Q3

## 3.2. Propiedades Magnéticas

Con el objeto de identificar los minerales magnéticos portadores de la magnetización remanente natural y estimar si los materiales de estudio son candidatos para el experimento que determinará su *NRM* original, es necesario practicarles pruebas que nos den a conocer algunas de sus propiedades magnéticas tales como el estado de dominio magnético y la estabilidad magnética y térmica de estos materiales.

### 3.2.1. Histeresis Magnética

Conocer el estado de dominio magnético de un material es importante para saber si potencialmente podría ser utilizado en los estudios de paleo y arqueointensidades. Cabe mencionar que el método de Thellier (para la determinación de arqueointensidades) es válido únicamente para los dominios magnéticos sencillo (SD) y pseudo-sencillo (PSD).

Como se describió anteriormente en el capítulo 1. Del comportamiento de histéresis magnética del material es necesario determinar su magnetización remanente de saturación  $J_{RS}$ , la magnetización inducida de saturación  $J_S$ , la fuerza coercitiva  $H_C$  y la coercitividad de remanencia  $H_{RC}$ . Para ello, primeramente es necesario inducir el ciclo de histeresis magnética al material a partir de su magnetización remanente y obtener su gráfica, de donde es posible determinar  $J_{RS}$ ,  $J_S$  y  $H_C$ . Posteriormente, se practica una demagnetización total de la muestra para luego entonces inducir la saturación magnética del material y a partir de este punto determinar  $H_{RC}$  al aplicar un incremento progresivo de campo magnético inverso después de la saturación (conocido como “Back Field” en la literatura). Con estos datos se elabora un diagrama de *Day* [Day et al., 1977] que permite discriminar estados de dominio magnético de los minerales presentes en el material que se estudia.

### 3.2.1.1. Descripción del Equipo Utilizado.

El equipo utilizado para el estudio de histéresis magnética de los materiales es conocido genericamente con el nombre de *Micromag AGFM* (por las siglas en ingles de *Alternating Gradient Field Magnetometer*) (figura 3.4).

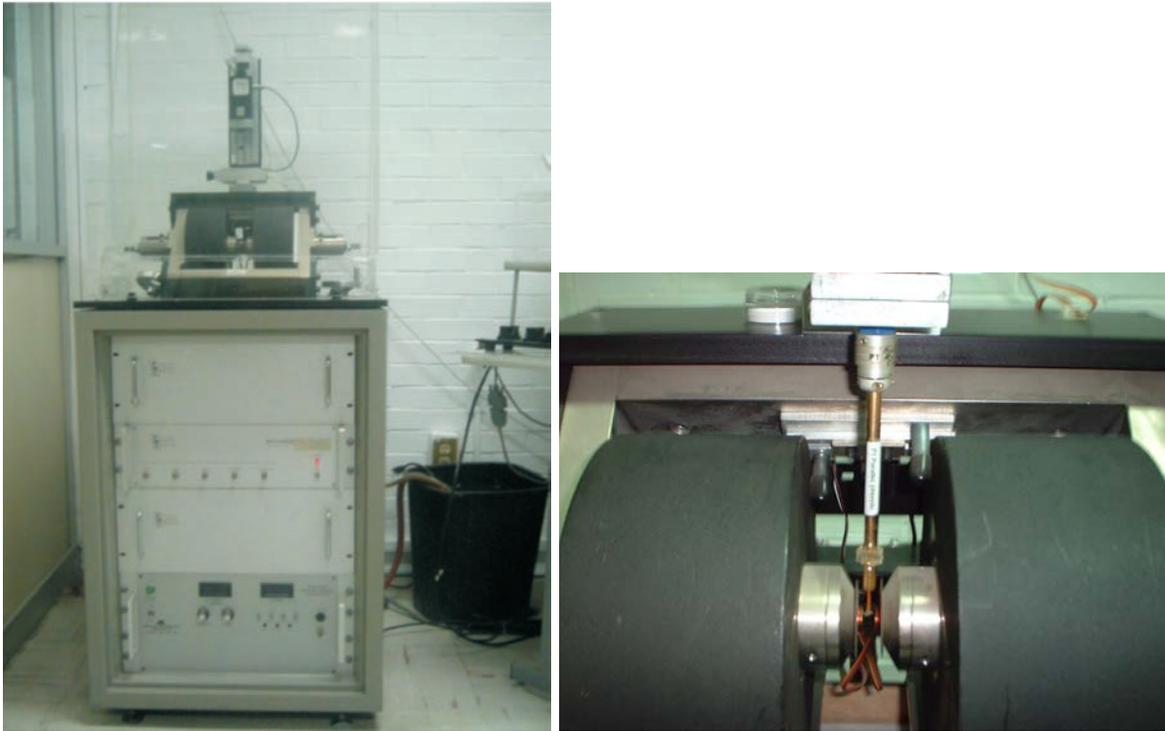


Figura 3.4: Sistema *Micromag AGFM*. A la izquierda: vista general del equipo; a la derecha: vista en detalle de electroimanes y sonda magnética.

Este equipo se encuentra en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM.

El equipo incorpora dentro del conjunto de elementos que lo constituye un portamuestras sensible a la magnetización del material, un par de electroimanes solenoides que alcanzan campos hasta 1.2 tesla, una punta *Hall* que mide la intensidad de campo magnético aplicado por los electroimanes y un gabinete modular con una fuente de poder y el modulo de control general del equipo; además, una computadora personal (*PC*) conectada al equipo y que incluye un *programa* de control y despliegue de información, que funciona como interfase de usuario para el *Micromag AGFM*.

**Manejo del Sistema *Micromag AGFM*.** La utilización del equipo en forma general, se realiza siguiendo los siguientes pasos:

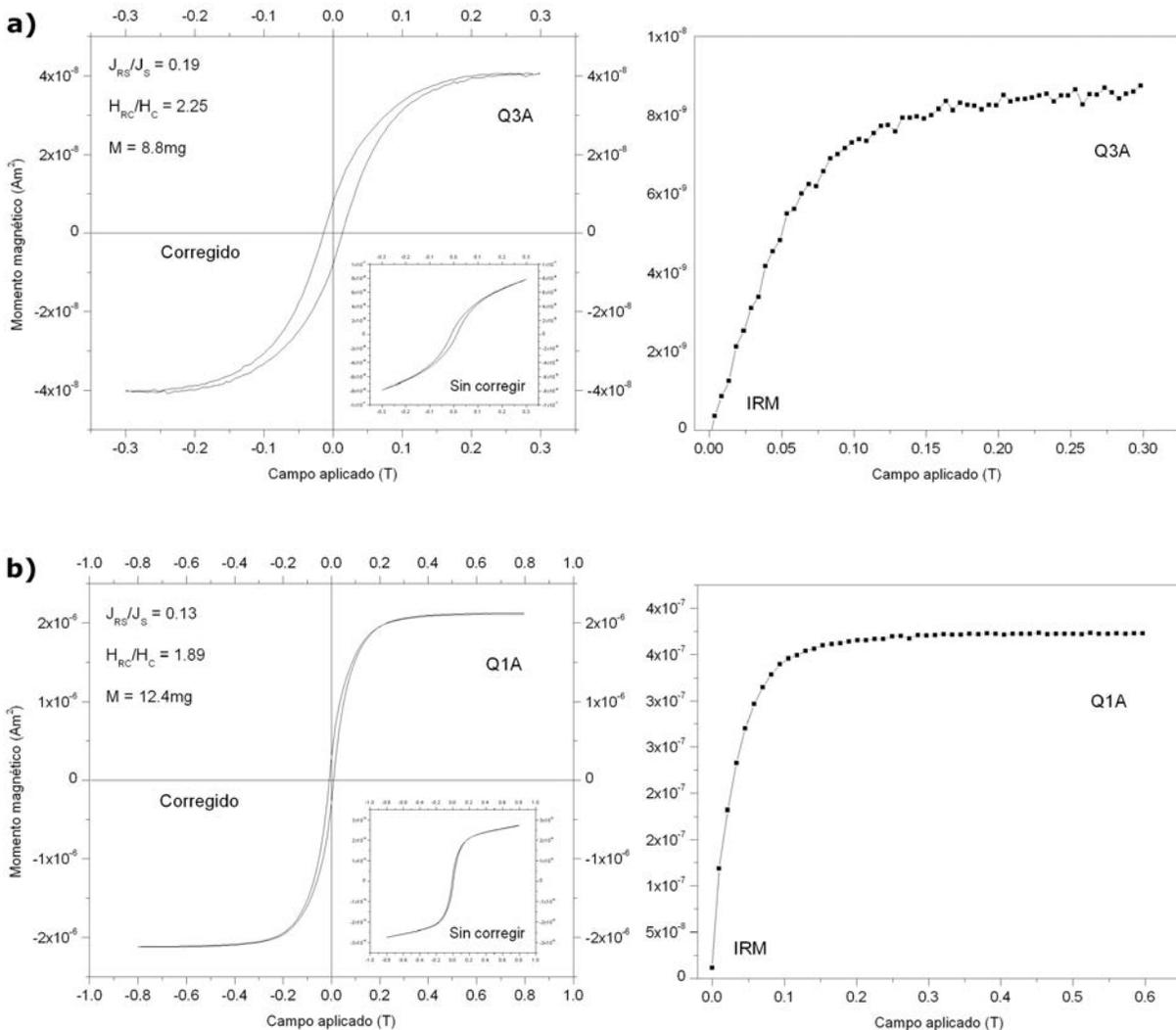
1. Se conecta el recirculador de agua de enfriamiento.
2. Se enciende la *PC* con el *programa* que controla al equipo.
3. Se energiza el modulo de la fuente de poder del equipo.
4. Se monta la muestra de calibración y se procede con la rutina para calibrar al sistema.
5. Se sustituye la muestra de calibración por la muestra de estudio y se realiza la alineación de ésta con el sistema.

6. Se procede con la realización de las pruebas y mediciones en la muestra.
7. Se desmonta del sistema a la muestra de estudio.

### 3.2.1.2. Procedimiento Experimental

El primer proceso que se lleva a cabo dentro de las pruebas que se realizan a las muestras con el equipo *Micromag AGFM*, es la histéresis magnética a temperatura ambiente. Ésta, como ya se mencionó con anterioridad, se realiza a partir de la magnetización remanente de la muestra, es decir, sin desmagnetización previa de la muestra por ningún método. El proceso es igual al descrito en la subsección 1.4 del capítulo 1, pero con la variante de que el material no está previamente desmagnetizado. El ciclo de histéresis que resulta es en esencia el mismo que describe la teoría. En la figura 3.5 se presentan los ejemplos de ciclos de histéresis magnética características obtenidos experimentalmente con el sistema *Micromag AGFM*.

Las magnitudes  $J_{RS}$ ,  $J_S$  y  $H_C$  fueron calculadas después de corregirlas por las contribuciones paramagnéticas y/o diamagnéticas con la ayuda del programa para el análisis de datos instalado en la PC que acompaña al equipo *Micromag AGFM*.



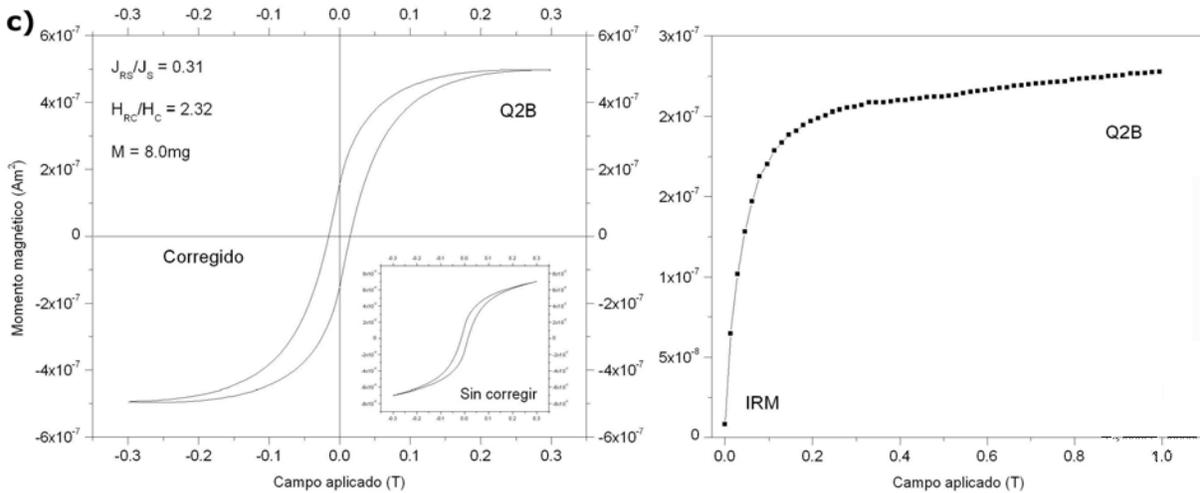


Figura 3.5: Ejemplos de Curvas de ciclos de histéresis típicos encontrados en este experimento. A la derecha se muestran las curvas de adquisición de IRM.

El segundo proceso que se lleva a cabo con la muestra de estudio es una desmagnetización total del material por el método de campos alternos que realiza el sistema *Micromag AGFM*. Esto con el fin de inducir posteriormente la magnetización de saturación en el material a través de la aplicación de un incremento progresivo de campo magnético (Magnetización Remanente Isothermal, *IRM*). Después de la saturación magnética, se aplica un incremento progresivo de campo inverso; es decir, de dirección opuesta al primero. De esta forma puede ser posible determinar la coercitividad de remanencia  $H_{RC}$  del material de estudio (véase figura 3.5).

### 3.2.1.3. Resultados

En total fueron estudiadas las 26 muestras de materiales cerámicos y los resultados obtenidos en esta prueba se exponen a continuación en el cuadro 3.1.

<i>Espécimen</i>	$J_{RS}$ ( $\mu\text{Am}^2$ )	$J_S$ ( $\mu\text{Am}^2$ )	$H_{RC}$ (mT)	$H_C$ (mT)	$\frac{J_{RS}}{J_S}$	$\frac{H_{RC}}{H_C}$	<i>Masa</i> (mg)
Q1A	0.278	2.111	16.020	8.492	0.13	1.89	12.4
Q1B	0.018	0.072	25.170	13.690	0.25	1.84	6.0
Q1C	0.951	6.826	11.600	6.020	0.14	1.93	16.0
Q1D	0.225	0.828	36.940	15.310	0.27	2.41	10.0
Q1E	0.182	1.594	19.640	8.051	0.11	2.44	23.8
Q1F	0.260	1.050	9.700	6.410	0.25	1.51	14.0
Q1G	1.466	6.028	35.370	17.970	0.24	1.97	15.0
Q1H	0.183	0.720	21.180	7.930	0.25	2.67	10.5
Q1I	1.347	4.186	24.560	11.020	0.32	2.23	23.4
Q1J	1.052	5.877	27.540	10.650	0.18	2.59	11.0
Q1K	0.076	0.599	17.130	6.915	0.13	2.48	9.0
Q1L	0.626	3.980	31.190	11.530	0.16	2.71	11.0
Q1M	0.799	3.361	7.578	5.152	0.24	1.47	18.5
Q1N	0.043	0.226	16.800	11.190	0.19	1.50	6.6
Q1O	1.226	5.656	23.910	8.699	0.22	2.75	19.0
Q1P	0.135	0.880	32.870	11.900	0.15	2.76	13.0
Q1Q	1.083	3.079	37.900	21.000	0.35	1.80	10.0
Q2A	0.129	0.514	9.663	5.197	0.25	1.86	4.8
Q2B	0.153	0.495	35.270	15.190	0.31	2.32	8.0
Q2C	1.165	4.983	52.310	19.920	0.23	2.63	7.8
Q2D	0.641	3.129	40.850	20.370	0.20	2.01	15.0
Q2E	2.260	5.743	44.610	29.110	0.39	1.53	15.0
Q2F	1.216	4.884	34.360	18.700	0.25	1.84	3.8
Q2G	1.112	5.076	8.389	6.183	0.22	1.36	24.2
Q2H	0.122	0.551	18.000	10.960	0.22	1.64	9.0
Q3A	0.008	0.040	30.380	13.530	0.19	2.25	8.8

Cuadro 3.1: Resultados de los experimentos de histéresis magnética para las muestras de estudio. Magnetización remanente de saturación  $J_{RS}$ , magnetización de saturación  $J_S$ , fuerza coercitiva  $H_C$ , coercitividad de remanencia  $H_{RC}$  y la masa de cada muestra usada en el experimento.

Con los datos anteriores se obtiene el diagrama de *Day* que se puede apreciar en la siguiente figura 3.6.

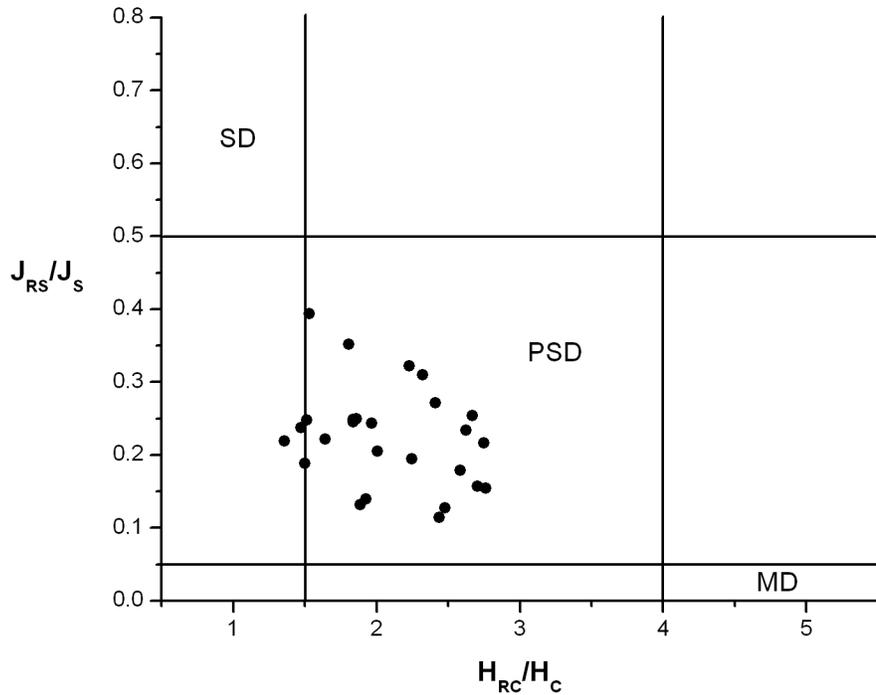


Figura 3.6: Diagrama de *Day* experimental para las cerámicas de Quiahuiztlán.

El diagrama anterior indica que casi todos los materiales de los que están hechas las muestras de estudio caen en la región propuesta por *Day et al.*, (1977) y *Dunlop et al.*, (2002) para granos magnéticos tipo *dominio pseudo-sencillo*, *PSD*.

### 3.2.2. Desmagnetización con Campos Alternos

#### 3.2.2.1. Los Equipos Utilizados

##### Magnetómetro de Giro JR5-A

Para medir la magnetización de las muestras en los experimentos donde fue necesario hacerlo se utilizó un *Magnetómetro de Giro*, Tipo *AGICO Brno*, Modelo *JR5-A* del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Este equipo consiste en una unidad *sensora* y una unidad de medición, conectada a una computadora personal (*PC*) para desplegar y almacenar la información (Figura 3.7).



Figura 3.7: Magnetómetro de Giro AGICO JR5-A. De izquierda a derecha: Unidad de medición, unidad *sensora* y *PC*.

Cuadro 3.2: Especificaciones del equipo JR5-A

Espécimen	Cilíndrico 25.4 mm de diámetro, 22 mm de largo
Velocidad de rotación	89.3 rev/s
Rangos de medición	1.6 mA/m, 16 mA/m, ..., 1600A/m 2 nT, 20 nT, ..., 2mT manualmente ó automaticamente seleccionado
Ruido	2.4 $\mu\text{A}/\text{m}$
Sensibilidad	2.4 $\mu\text{A}/\text{m}$
Precisión en mediciones de las componentes del vector $RM$	1 %, $\pm 2.4 \mu\text{A}/\text{m}$

**Principio de Funcionamiento.** El espécimen sólido de tamaño y forma definidos rota a una velocidad angular constante en la unidad sensora dentro de un par de bobinas. En las bobinas se induce un voltaje de corriente alterna ( $AC$ ) cuya amplitud y fase depende de la magnitud y dirección del vector de magnetización remanente ( $RM$ ) del espécimen. El voltaje es amplificado, filtrado y digitalizado. Por un análisis de Fourier la computadora calcula dos componentes rectangulares de la proyección del vector  $RM$  dentro del plano perpendicular al eje de rotación. La información es desplegada al final de cada medición en el monitor de la  $PC$ .

**Medición.** La medición estándar del vector  $RM$  consiste en hacer mediciones sucesivas en cuatro posiciones del espécimen con respecto al portamuestras. La magnitud de la magnetización remanente ( $RM$ ) del espécimen es proporcionada a partir del calculo del promedio de la medición de los cuatro valores para cada componente del vector  $RM$ . Este proceso elimina el valor de descompensación residual de la  $RM$  del portamuestras y reduce el error de medición causado por alguna imperfección en la forma del espécimen y por ruido del instrumento. Las posiciones mutuas del espécimen y portamuestras para posiciones de medición individual están mostradas en la figura 3.8.

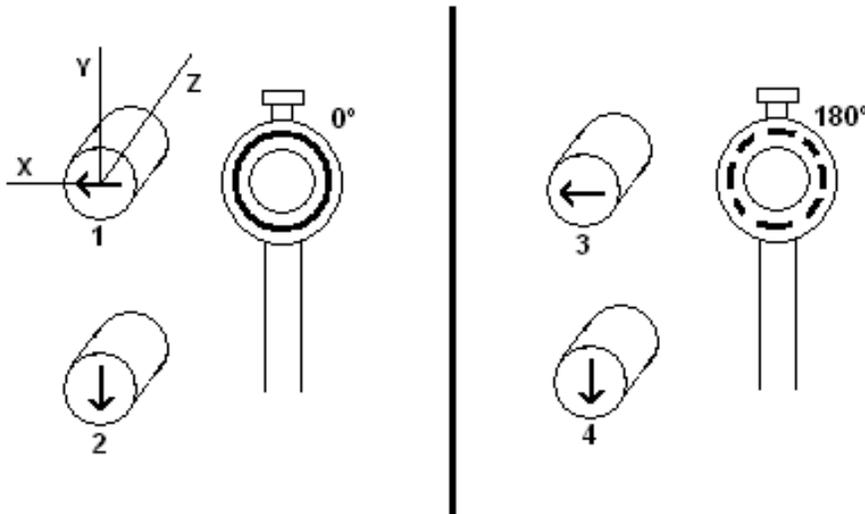


Figura 3.8: Posiciones del espécimen y del portamuestras para mediciones individuales

Posición	$J_X$	$J_Y$	$J_Z$
1		////	
2	////		
3		////	
4	////		
$\bar{J}$			
$J$			

Cuadro 3.3: Hoja de cálculo que utiliza la computadora para calcular la magnitud de la magnetización remanente ( $RM$ ) del espécimen.

### Desmagnetizador de Campos Alternos

En este experimento se utilizó un desmagnetizador blindado de campos alternos (AF) tipo *Molspin AF* de la marca *ASC Scientific* (figura 3.9) del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. Este equipo consiste en una bobina cubierta por un blindaje magnético que aísla a las muestras del campo magnético terrestre mientras están en proceso de desmagnetización, en el centro de la bobina se sitúa la muestra en donde es súbitamente expuesta a un campo magnético unidireccional alterno y decreciente en el tiempo hasta un valor de magnitud cero (figura 3.10). La fuerza de desmagnetización actúa sobre la coercitividad de los minerales portadores de magnetización, por lo que solo los minerales que estén por debajo de las coercitividades de los valores máximos del campo aplicado serán afectados. Esta operación es efectuada en seis direcciones (X, -X, Y, -Y, Z, -Z).



Figura 3.9: Desmagnetizador de campos alternos *Molspin AF*.

El desmagnetizador *Molspin AF* puede realizar desmagnetizaciones de especímenes en campos pico de 1000 Oesterds (0.1 T). El portamuestras de este equipo está diseñado para acomodar un solo espécimen de forma cilíndrica a la vez.

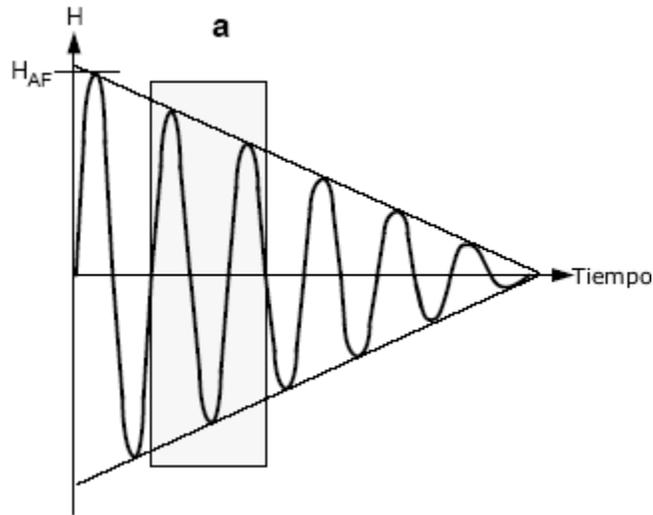


Figura 3.10: Gráfica de variación del campo magnético con el tiempo producido por el desmagnetizador de campos alternos.

### 3.2.2.2. Preparación de Muestras

Para poder ser estudiados, los especímenes fueron encapsulados en pastillas de sal común con la forma y las dimensiones requeridas por los equipos de desmagnetización y medición utilizados en los experimentos.

Las especificaciones son las siguientes:

Forma: cilíndrica

Diámetro: 25.4 mm

Largo: 22 mm

Volumen: 11.15 cm<sup>3</sup>

Primero, las piezas de material cerámico fueron fragmentadas en trozos con las dimensiones necesarias para que cupieran dentro de la cápsula de sal con la ayuda de un mortero fabricado en bronce o ágata (figura 3.11).



Figura 3.11: Mortero fabricado en bronce.

Previamente a la fabricación de las pastillas, la sal fue puesta a secar dentro de un horno eléctrico *Felisa* modelo FE242D (figura 3.12) durante 24 horas a 100<sup>0</sup>C y posteriormente molida con un pulverizador eléctrico *Fritsch* con mortero de ágata (figura 3.13), para obtener un fino polvo de sal necesario para la fabricación de las pastillas.



Figura 3.12: Horno eléctrico *Felisa*



Figura 3.13: Pulverizador eléctrico *Fritsch* (en color blanco) y el mortero de ágata que usa el pulverizador.

Una vez preparada la sal en el Laboratorio de Separación de Minerales del Instituto de Geofísica de la UNAM, se procedió a encapsular los especímenes. El procedimiento para fabricar cada cápsula fue el siguiente:

1. se miden por separado dos porciones de 10 gramos de sal en una báscula electrónica analítica *Ohaus* modelo AP110S (figura 3.14).
2. Se vacía una porción dentro del molde dispuesto para la fabricación de las cápsulas en una prensa hidráulica marca *Herzog* tipo TP40/2D de 40 toneladas (figura 3.14).
3. Se compacta un poco el contenido del molde.
4. Se inserta la pieza cerámica en el molde.
5. Se agrega agua desionizada suficiente para humedecer la pieza de cerámica y la sal que la rodea dosificándola a través de un gotero. El agua desionizada se obtuvo con el equipo de ultrapurificación de agua *Milli-Q Plus* del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM.
6. Se vacía dentro del molde la segunda porción de 10 gramos de sal y se tapa el molde con la prensa.
7. Se aplica una presión de cuatro toneladas hacia el interior del molde durante 10 segundos.
8. Finalmente se desmolda la pastilla de sal después de esperar un par de minutos antes de sacarla para evitar que se deforme debido a la reabsorción de agua.



Figura 3.14: Báscula electrónica analítica *Ohaus* modelo AP110S y prensa hidráulica marca *Herzog* tipo TP40/2D de 40 toneladas.

La base de cada pastilla cilíndrica es marcada con una flecha que define el sistema de coordenadas en el que es medido el vector  $RM$  con el magnetómetro JR5-A (figura 3.15).



Figura 3.15: Pastillas de sal preparadas y marcadas. A la derecha se aprecia el portamuestras del magnetómetro JR5-A.

Se fabricaron pastillas de cada espécimen de estudio en las cantidades necesarias para cada experimento previamente a la realización de cada uno de estos.

Antes de iniciar los tratamientos magnéticos, se colocaron las muestras dentro de un medio con campo magnético nulo, donde permanecieron durante 15 días con el objeto de reducir la magnetización remanente viscosa. Para este tratamiento se utilizó un blindaje magnético *Shield Assembly* marca *ASC Scientific* Modelo S-6 (figura 3.16). El blindaje consiste en un ensamble de seis capas cilíndricas concéntricas de un material especial llamado *mu-metal* que proporcionan en su interior un ambiente con campo magnético prácticamente nulo.

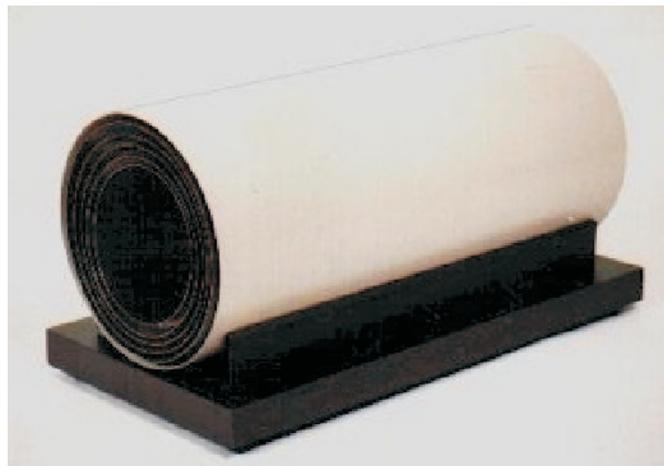


Figura 3.16: Blindaje magnético *ASC Shield Assembly*.

Después de este tratamiento se midieron las magnetizaciones remanentes naturales  $NRM$  de todas las muestras.

Para evitar la contaminación magnética debido al campo magnético terrestre y la alteración de la magnetización de las muestras durante los experimentos, las muestras fueron manipuladas dentro de un blindaje magnético ambiental (figura 3.17). Este consiste en una jaula de Faraday con ambiente magnético interno controlado electrónicamente y monitoreado por un sensor magnético ubicado en el centro de esta. Durante los experimentos se trabajó con los equipos desde el interior de este blindaje magnético en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM.



Figura 3.17: Blindaje magnético ambiental. En su interior se encuentra el magnetómetro JR5-A y un mueble de madera para archivar las muestras de estudio.

### 3.2.2.3. Procedimiento Experimental

El objetivo del tratamiento de desmagnetización por campos alternos es estudiar la estabilidad magnética del material a través del análisis del comportamiento del vector de magnetización  $RM$  del material a lo largo del proceso de desmagnetización progresiva. Las componentes del vector de magnetización  $RM$  de cada muestra fueron registradas durante la medición de la magnetización de las muestras en el magnetómetro JR5-A y posteriormente con estas componentes vectoriales ( $J_X$ ,  $J_Y$  y  $J_Z$ ) se elaboró un diagrama tridimensional de componentes (figura 3.18) que representa la disminución de la magnetización remanente de la muestra en forma vectorial, haciéndose de esta forma notoria la presencia de componentes de magnetización secundarias y haciendo posible el análisis del comportamiento del vector  $RM$  de magnetización primaria del espécimen.

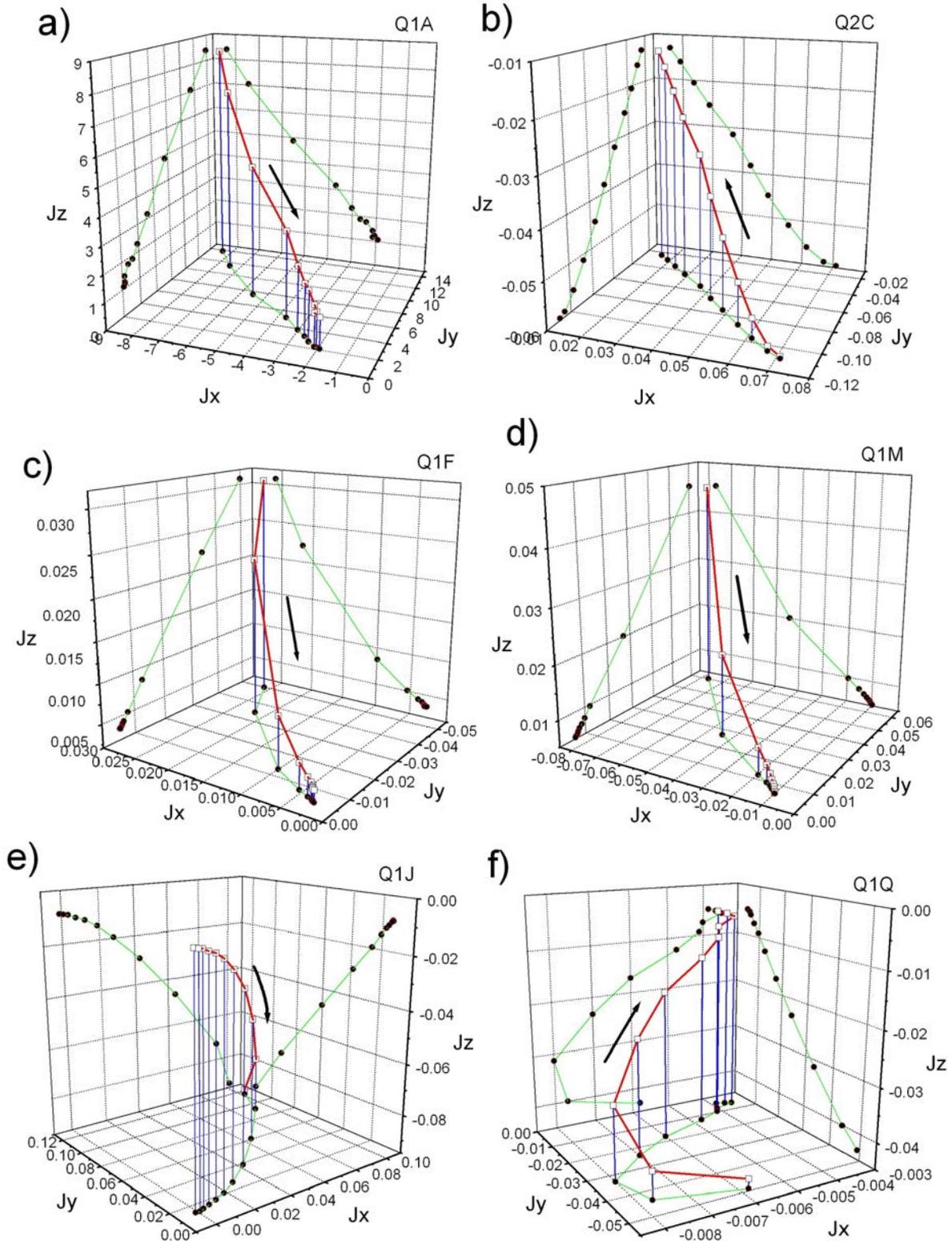
Además del estudio anterior, también se determinaron los *campos destructivos medios* ó *campos medios de desmagnetización* a partir de la gráfica *magnetización remanente Vs campo magnético aplicado* de las muestras. Esto consiste en determinar el campo magnético necesario que hay que aplicar para que la muestra adquiera la mitad del valor de su magnetización NRM durante el tratamiento antes de que este llegue a cero. Estos datos aportan información acerca de la dureza magnética del material y corroboran la información que se tenía al respecto de el estado de dominio magnético del material.

Cada muestra fue sometida a un proceso de desmagnetización progresiva como se explico anteriormente a través de la aplicación de campos alternos decrecientes desde valores pico que se fueron incrementando en

intervalos de 10 mT en un rango desde 0 mT hasta 100 mT.

### 3.2.2.4. Resultados

Al aplicar campos alternos, en la mayoría de las muestras se pudo aislar una componente de magnetización remanente característica ó primaria.



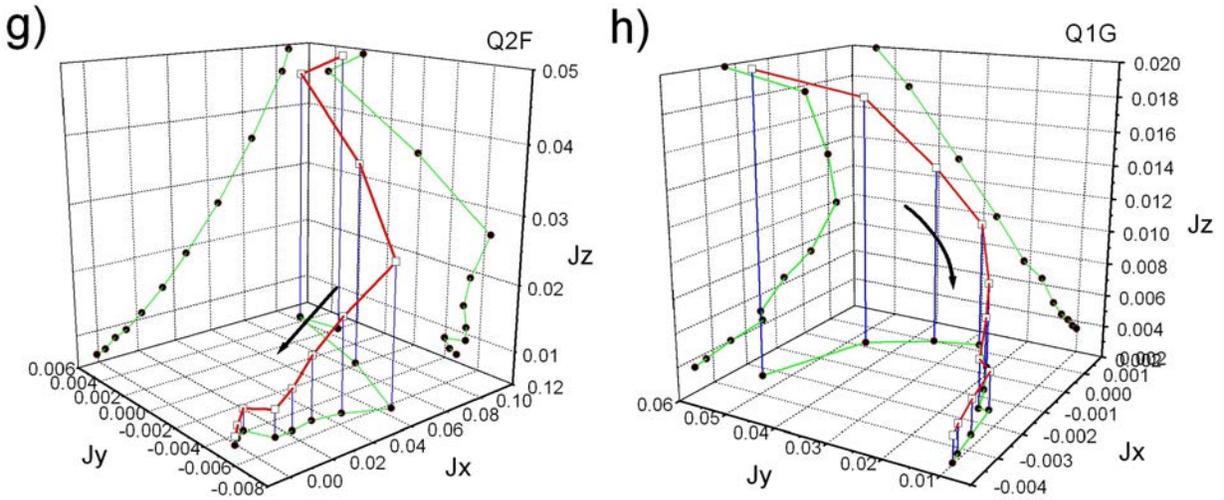
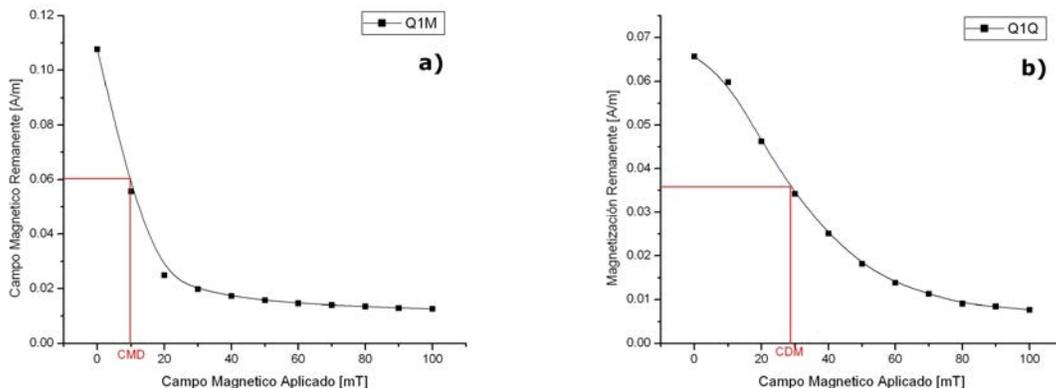


Figura 3.18: Ejemplos de diagramas tridimensionales de desmagnetización mediante campos alternos. En color rojo se observa la curva de desmagnetización y en verde sus proyecciones sobre los planos  $J_X-J_Y$ ,  $J_X-J_Z$  y  $J_Y-J_Z$ . Las flechas indican la progresión de la desmagnetización.

La mayoría de las muestras estudiadas presentaron curvas típicas de desmagnetización como las de las figuras 3.18 *a*, *b*, *c* y *d*. Los diagramas 3.18 *a* y *b* no presentan componentes secundarias de magnetización significativas y su gráfica de desmagnetización es muy lineal por lo que se puede inferir un alto grado de estabilidad magnética en estos materiales y representan a buenos candidatos para el experimento de determinación de arqueointensidades. Los diagramas de las figuras 3.18 *c*, *d* y *e* presentan componentes secundarias apreciables, debido probablemente a magnetizaciones producidas por relámpagos. Sin embargo, estas fueron removidas fácilmente aplicando campos alternos del orden de 10 - 20 mT. Después de aislar la componente de magnetización primaria, la curva de desmagnetización de estos materiales es prácticamente lineal por lo que también representan buenos candidatos para el experimento de arqueointensidades y son tomadas en cuenta para dicho experimento al igual que las muestras con curvas características presentadas en los diagramas *a* y *b*. Por otra parte, en las figuras 3.18 *f*, *g* y *h* se observan curvas con muy poca e incluso nula forma lineal en todo el proceso de desmagnetización. Este comportamiento rebela baja estabilidad magnética del material estudiado. Los materiales que presentan esta característica son desechados de cualquier estudio posterior.

A partir de la realización de las gráficas de desmagnetización, *magnetización remanente Vs campo magnético aplicado* (figura 3.19), se determinaron los *campos destructivos medios* de cada muestra. Cabe señalar que esto solo tiene sentido si no hay magnetizaciones remanentes secundarias importantes.



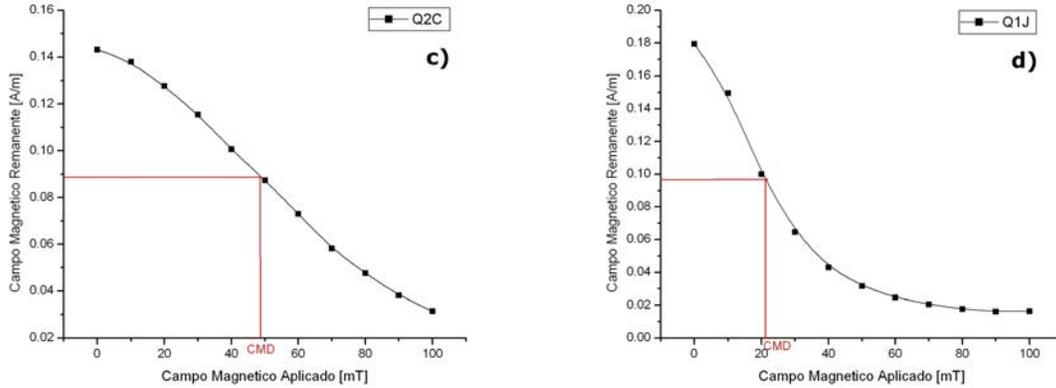
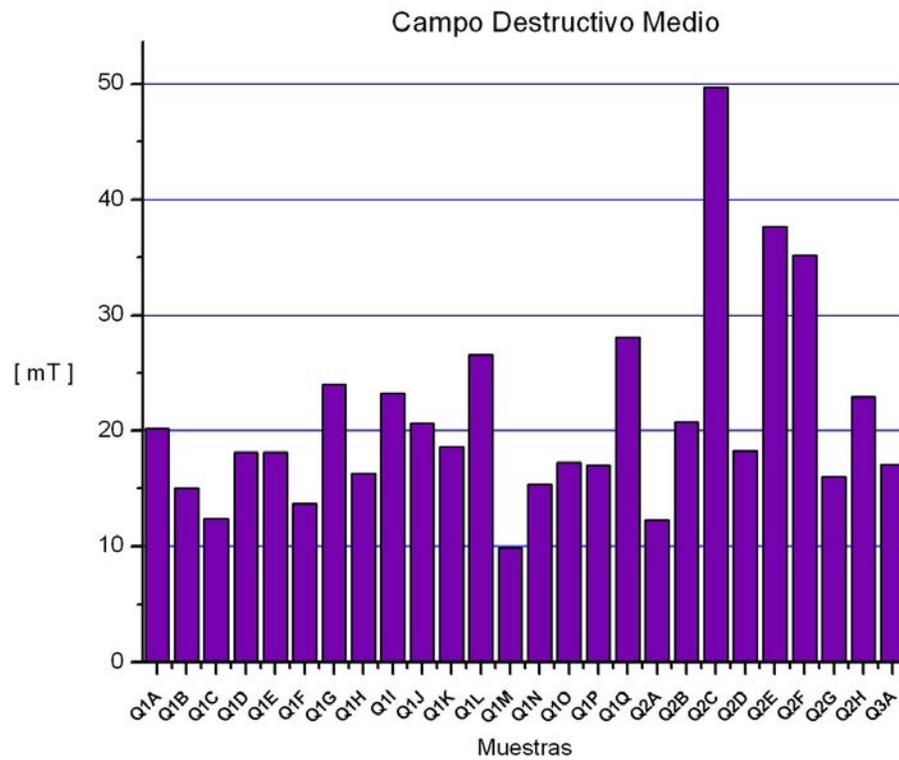


Figura 3.19: Ejemplos de curvas de desmagnetización típicas obtenidas en este experimento (magnetización remanente  $Vs$  campo aplicado) en los que se ilustra el método para calcular el campo destructivo medio, CDM.

El método de cálculo de los CDM fue el siguiente: A partir de las mediciones de la magnetización remanente en cada paso del proceso de desmagnetización se calculo la magnetización media del material, desde ese punto en la gráfica se prolonga una línea que intersecte la curva de desmagnetización del material y se traza una perpendicular con el eje del campo magnético aplicado (figura 3.19).

los campos destructivos medios obtenidos fueron los siguientes:

Muestra	CDM
Q1A	20.19
Q1B	15.02
Q1C	12.41
Q1D	18.12
Q1E	18.13
Q1F	13.69
Q1G	23.99
Q1H	16.31
Q1I	23.24
Q1J	20.63
Q1K	18.60
Q1L	26.60
Q1M	9.85
Q1N	15.40
Q1O	17.27
Q1P	17.00
Q1Q	28.10
Q2A	12.25
Q2B	20.79
Q2C	49.71
Q2D	18.28
Q2E	37.65
Q2F	35.19
Q2G	16.04
Q2H	22.92
Q3A	17.05



Cuadro 3.4: Campos Destructivos Medios

Como se puede apreciar, en la mayoría de las muestras los campos destructivos medios CDM estuvieron en el rango de 10 a 30 mT con una media aritmética de  $m = 20,94 \pm 8,6$ , sugiriendo que los portadores de

la magnetización remanente son granos con dominio pseudo-sencillo [Dunlop & Özdemir et al, 1997]. Este resultado concuerda con lo obtenido a través del diagrama de Day (figura 3.6) en la sección anterior.

Las muestras que tuvieron campos destructivos medios más altos son los que poseen mayor dureza magnética dentro del grupo de muestras estudiados. En general, la mayor parte de las muestras poseen CDM de magnitud similar siendo notorios los pocos casos donde se tuvieron CDM muy altos ó muy bajos. Las muestras con CDM muy bajos con respecto a la media del grupo son desechados para estudios posteriores por estar relacionados con las características de dureza magnética baja.

### 3.2.3. Curvas Termomagnéticas Continuas

Como ya sabemos, la magnetización inducida  $J$  que adquiere un material cuando se expone a un campo magnético  $H$  esta directamente relacionada con la susceptibilidad del material  $\chi$ .

$$J = \chi H \quad (3.1)$$

Para este estudio es importante conocer el comportamiento que presenta la susceptibilidad magnética en función de la temperatura de los materiales estudiados y determinar cuales materiales sirven para el experimento de Thellier usado para determinar las arqueointensidades de cada material. A partir de la curva de susceptibilidad magnética en función de la temperatura es posible determinar las temperaturas de Curie de los minerales ferromagnéticos presentes en los materiales de estudio y estimar la composición de estos minerales e incluso la concentración que hay de estos en cada material a partir de la intensidad de señal magnetica observada en dichas curvas.

Las muestras estudiadas con este experimento fueron únicamente aquellas seleccionadas previamente mediante todos los experimentos anteriores (Histéresis magnética, Campos alternos y experimento previo de arqueointensidades) para realizar el experimento de determinación de arqueointensidades. Estas fueron de 17 especimenes cuyos resultados serán mostrados más adelante.

#### 3.2.3.1. Descripción del Equipo Utilizado

El equipo utilizado para la obtención de las curvas de susceptibilidad en función de temperatura se conoce como “susceptibilidómetro”  $X-T$ . El sistema de medición de la susceptibilidad magnética del equipo basa su principio de funcionamiento en uno de los diferentes métodos de campos alternantes que hay para este fin: el de los circuitos puente o puente de susceptibilidad magnética. La clave de este método es el cambio de las condiciones de balance cuando se introduce una muestra dentro de un embobinado que forma un brazo de un puente de corriente alterna (figura 3.20).

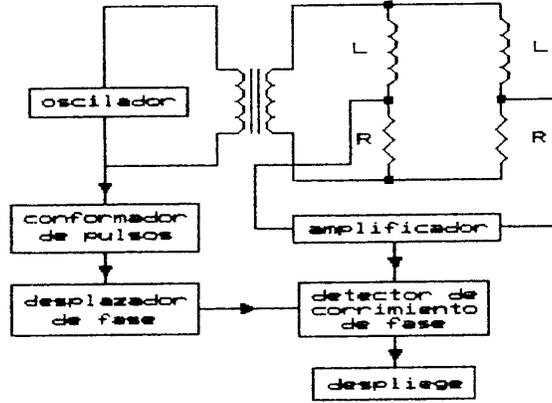


Figura 3.20: Diagrama eléctrico del “susceptibilidómetro” X-T. La muestra se introduce en uno de los embobinados L.

En detalle, el principio de funcionamiento de este tipo de susceptibilidómetro es el siguiente:

Considerando un solenoide en el cual el grosor del embobinado es muy pequeño, la inductancia  $L$  se puede definir como el flujo a través del alambre cuando una corriente unitaria fluye en él, es decir:

$$L = \frac{\mu_0 \mu_r N^2 A}{l} \quad (3.2)$$

donde  $N$  es el número total de vueltas en un alambre de longitud  $l$  y área transversal  $A$ , inmerso en un medio con permeabilidad relativa  $\mu_r$ .

Por tanto, en el aire con permeabilidad relativa  $\mu_A$ :

$$L_1 = \frac{\mu_0 \mu_A N^2 A}{l} \quad (3.3)$$

y en un medio con permeabilidad relativa  $\mu_s$ :

$$L_2 = \frac{\mu_0 \mu_s N^2 A}{l} \quad (3.4)$$

el cambio de inductancia debido a la inmersión en el medio está dada por:

$$\Delta L = L_2 - L_1 = \frac{\mu_0 N^2 A (\mu_s - \mu_A)}{l} = C(k_s - k_a) \quad (3.5)$$

donde  $C$  es una constante. Por tanto  $\Delta L \approx k_s - k_a$ , donde  $k_s$  y  $k_a$  son las susceptibilidades volumétricas del medio y del aire respectivamente.

Ya que el aire es paramagnético, con  $k_a$  de  $3.6 \times 10^{-7}$ , y que la mayoría de las rocas poseen susceptibilidades en el intervalo de  $10^{-5} - 10^{-1}$ ,  $k_a$  puede ser despreciada en la mayoría de los casos. Por lo tanto:

$$\Delta L \approx k_s \quad (3.6)$$

En la práctica él embobinado no está inmerso en la roca, pero la muestra está inmersa en él embobinado y el cambio en la inductancia es pequeño.

El sistema de medición del X-T registra los cambios en la inductancia de sus embobinados para relacionarla con la susceptibilidad magnética del material que se introduce en cualquiera de ellos según la relación 3.6. El sistema no está calibrado para hacer mediciones en ningún sistema de unidades por lo que la medición de la susceptibilidad magnética con este método queda expresado en *unidades arbitrarias*.

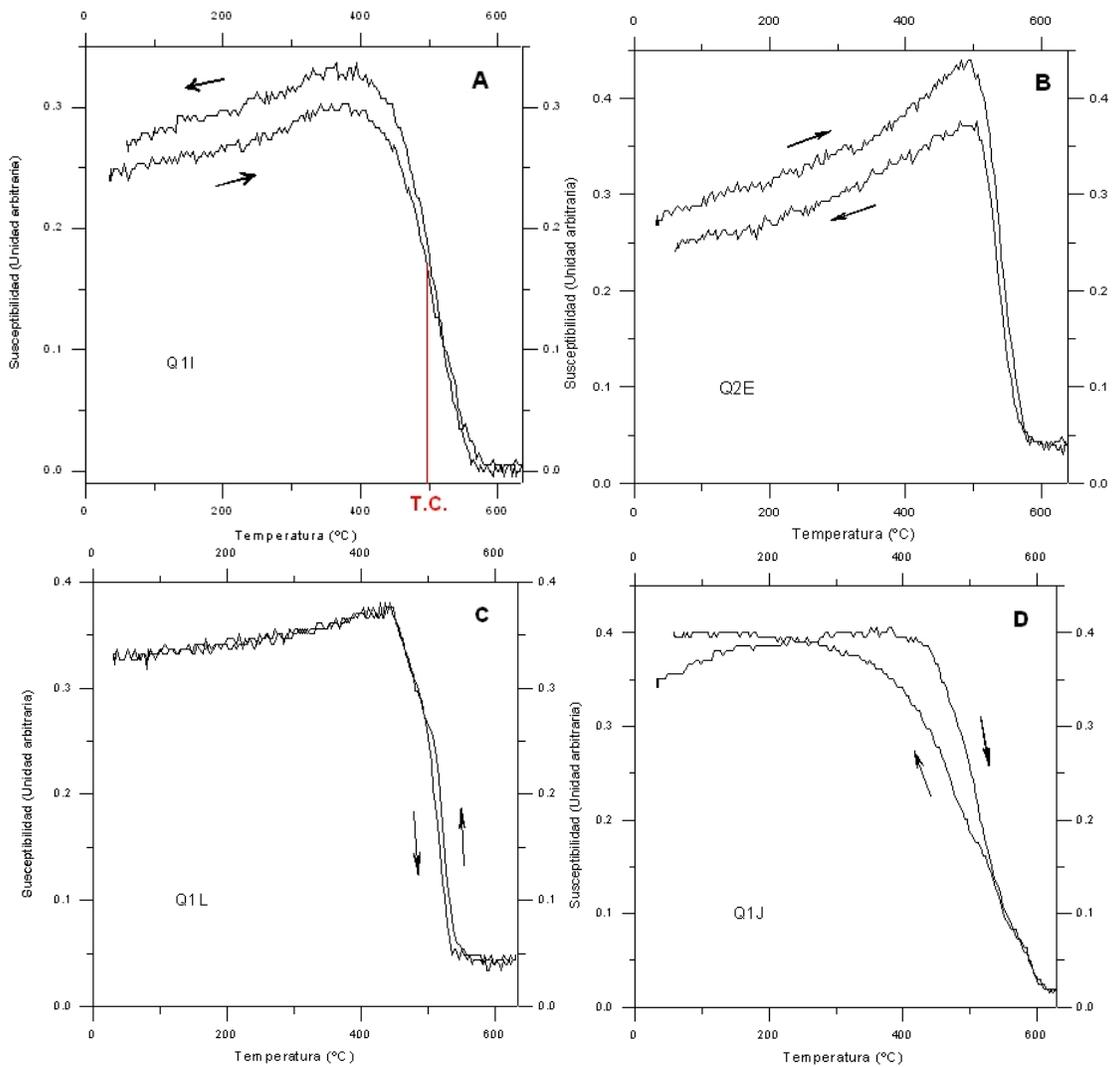
### 3.2.3.2. Procedimiento Experimental

Aunque el equipo *X-T* es un sistema de medición muy sensible, el portamuestras tiene capacidad para una cantidad reducida de material por lo que es necesario pulverizar la muestra y separar los minerales magnéticos para que el equipo registre una señal magnética con intensidad suficiente para que la determinación de la temperatura de Curie sea confiable.

Las muestras fueron pulverizadas con un mortero de ágata y posteriormente con la ayuda de un imán permanente se realizó manualmente la separación de los minerales magnéticos contenidos en el material pulverizado. Se encontró que la cantidad de minerales magnéticos presente en este tipo de muestras es variable, aproximadamente desde 3% hasta 20% por volumen de material pulverizado.

El sistema calienta y luego enfría a las muestras a un ritmo constante de 20<sup>o</sup> Celcius por minuto, desde 25 hasta 600<sup>o</sup>C y de 600 a 60<sup>o</sup>C.

### 3.2.3.3. Resultados



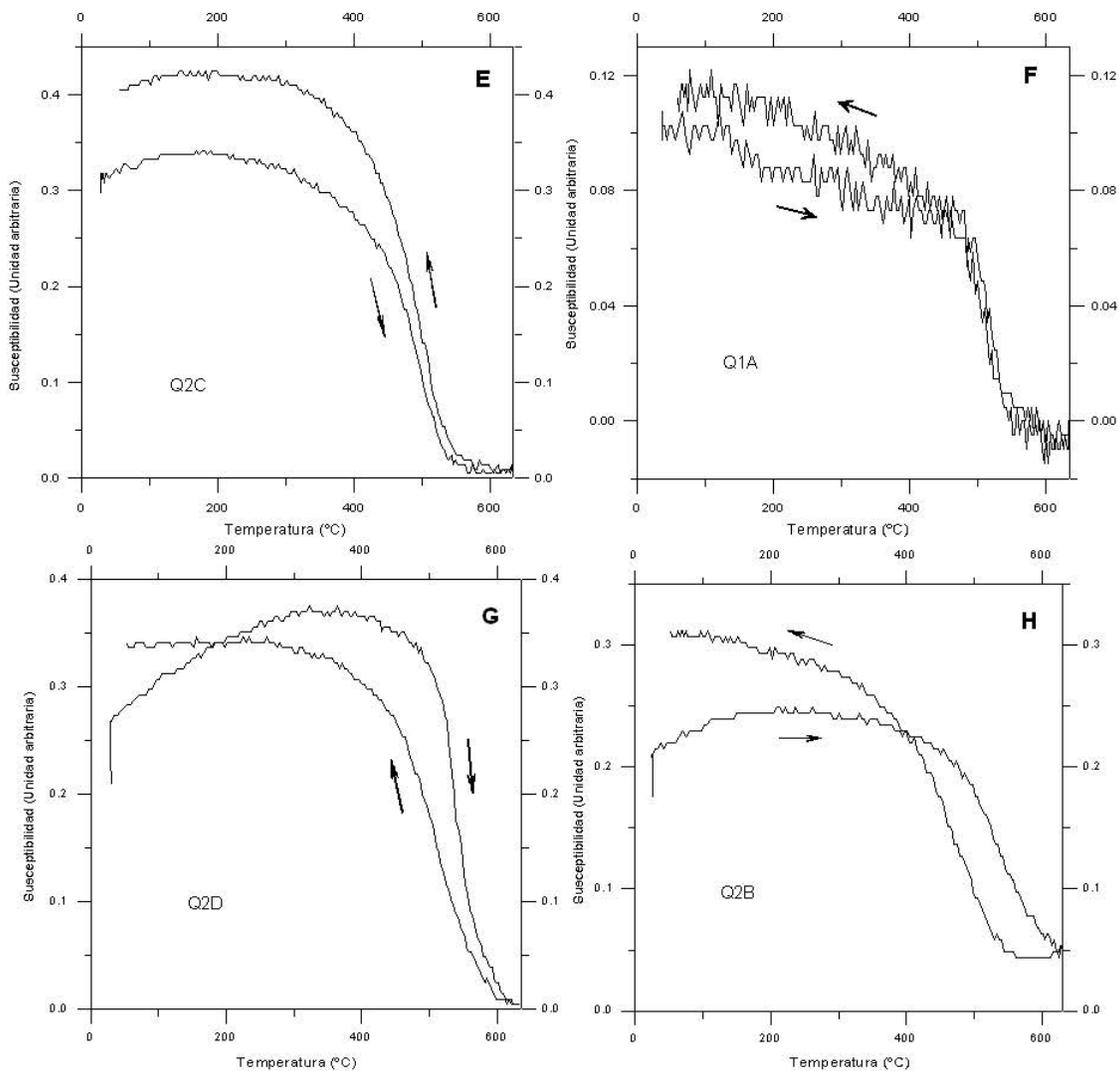


Figura 3.21: Ejemplos típicos de curvas de susceptibilidad en función de la temperatura de las muestras estudiadas.

El cuadro 3.5 muestra la estimación de los principales minerales magnéticos que componen a las muestras estudiadas a partir de la temperatura de Curie *promedio* (es decir, se tomó como temperatura de Curie de las muestras al punto medio de la parte de la curva de susceptibilidad en la que decrece abruptamente hasta cero. Fig. 3.21 A) obtenida de las curvas de susceptibilidad en función de temperatura (Fig. 3.21). El comportamiento de las curvas de todas las muestras estudiadas corresponde a la titanomagnetita como mineral magnético dominante. Dos de las muestras (Q1D y Q1L) mostraron tener dos fases en su curva de susceptibilidad lo que significa la presencia de dos minerales magnéticos en su composición, en este caso ambos resultaron ser titanomagnetitas con distinta concentración de Titanio. Algunas muestras mostraron tener baja señal de susceptibilidad obteniéndose una curva muy *dispersa* lo cual indica la escasa presencia de minerales magnéticos en su composición ó minerales magnéticos de baja susceptibilidad como fue el caso de la muestra Q1A (Fig. 3.21 F). Algunas otras muestras experimentaron una fuerte alteración en su composición de minerales magnéticos después del proceso de calentamiento (Q2C y Q2B, Fig. 3.21 E y H, respectivamente). Estas últimas son propensas a sufrir rápidamente alteraciones durante los procesos de calentamiento a los que serán sometidas durante el experimento de arqueointensidades por lo que deben ser rechazadas ya que al alterarse la composición de minerales cambian sus propiedades de magnetización y dejan ser útiles para la

determinación de una arqueointensidad. Los detalles de ese experimento serán tratados más adelante.

ESPÉCIMEN	TEMPERATURA DE CURIE				MINERAL MAGNÉTICO ESTIMADO
	Calentamiento		Enfriamiento		
	T <sub>C1</sub> (°C)	T <sub>C2</sub> (°C)	T <sub>C1</sub> (°C)	T <sub>C2</sub> (°C)	
Q1A	520	—	524	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q1C	528	—	525	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q1D	202	524	196	522	Titanomagnetita. 1ª fase rica en titanio y 2ª fase pobre en titanio
Q1H	480	—	489	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q1I	492	—	487	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q1J	527	—	490	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q1K	522	—	526	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q1L	473	523	476	525	Titanomagnetita. 1ª fase relativamente pobre en Ti y 2ª fase pobre en Ti
Q1M	484	—	482	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q1N	527	—	524	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q2A	492	—	470	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q2B	536	—	470	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q2C	494	—	499	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q2D	543	—	523	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q2E	539	—	542	—	Titanomagnetita pobre en titanio
Q2H	475	—	474	—	Titanomagnetita relativamente pobre en titanio
Q3A	507	—	505	—	Titanomagnetita pobre en titanio

Cuadro 3.5: Temperaturas de Curie para cada espécimen y estimación de minerales magnéticos correspondientes.

### 3.3. Determinación de Arqueointensidades

En el primer capítulo se describieron los diferentes métodos de determinación de paleointensidades ó arqueointensidades que existen y también se describió el más usado de ellos, el método de Thellier y Thellier (1959). El método de determinación de arqueointensidades que se uso en este proyecto fue una variante del método anterior propuesta por Robert Coe (1967). En este método Coe propone algunas modificaciones experimentales que hacen que presente ventajas con respecto al método original. Entre otras, elimina el inconveniente del método original acerca de que un mal alineamiento de los especímenes causado por las imperfecciones de estos puede dar como resultado un aumento en la magnitud de los errores experimentales. Los detalles de este método serán presentados más adelante.

#### 3.3.1. Descripción del Equipo Utilizado

Para la realización de los experimentos de arqueointensidades se utilizó un desmagnetizador térmico de especímenes *ASC scientific* Modelo TD-48 (figura 3.22).

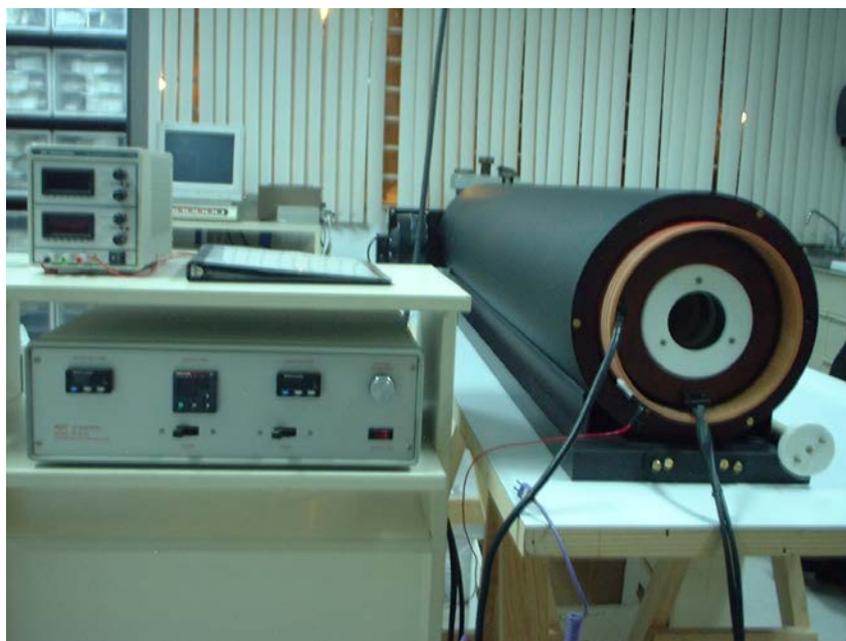


Figura 3.22: Desmagnetizador térmico de especímenes *ASC* TD-48.

Este equipo incluye una charola portamuestras fabricada en cuarzo con capacidad de 48 muestras cilíndricas de  $11.15 \text{ cm}^3$  agrupadas en tres hileras horizontales (figura 3.23). El sistema posee dos secciones de procesamiento de muestras: una sección de calentamiento y una de enfriamiento. Ambas secciones están alojadas dentro de tres capas cilíndricas continuas de blindaje magnético *mu-metal* que las aísla del campo magnético ambiental externo (campo terrestre). El equipo incluye una bobina que cubre enteramente al equipo y que sirve para crear un campo magnético controlado al interior de las dos secciones. La bobina está montada sobre un núcleo cilíndrico hueco de material no-magnético justo por debajo de las tres capas del blindaje magnético. Esta bobina produce un campo magnético axial de aproximadamente 1 Gauss por Ampere de corriente aplicada con un campo máximo de 10 Gauss. La corriente eléctrica se suministra a la bobina por medio de una fuente de poder regulada de alta precisión.



Figura 3.23: Charola portamuestras.

Cuadro 3.6: Especificaciones del equipo TD-48.

Capacidad:	96 muestras (48 calentando, 48 enfriando).
Rango de temperatura:	25 a 800 <sup>o</sup> C.
Precisión de temperatura:	10 <sup>o</sup> .
Repetitibilidad de temperatura:	1 <sup>o</sup> .
Gradiente máximo de temperatura:	10 <sup>o</sup> totales sobre 16" en la sección del horno con portamuestras lleno. Aproximadamente 3 <sup>o</sup> con portamuestras parcialmente cargado.
Campo magnético en la sección blindada de calentamiento:	Menos de 50 nT (Gammas), cuando el sistema está orientado en dirección este-oeste.
Campo magnético en la sección blindada de enfriamiento:	Menos de 10 nT (Gammas), típicamente 2-5 nT.
Tiempo de calentamiento:	48 especímenes desde 25 <sup>o</sup> hasta 600 <sup>o</sup> en 45 minutos.
Tiempo de enfriamiento:	48 especímenes desde 600 <sup>o</sup> hasta 40 <sup>o</sup> en 25 minutos.

### 3.3.2. Procedimiento Experimental

El método de Thellier modificado por Coe [1967] (ver subsección 1.3.2, capítulo 1) utilizado en este estudio sigue los pasos experimentales que a continuación se enumeran:

1. Se calienta la muestra a una temperatura  $T_i > T_m$ , se enfría hasta  $T_m$  en ausencia de campo magnético y se mide la magnetización restante  $D_n$ . Esto elimina la parte de la NRM con temperatura de bloqueo  $T_b < T_i$ .
2. La muestra se recalienta a la temperatura  $T_i$  y se enfría hasta  $T_m$  en presencia de un campo magnético conocido (paralelo al eje del cilindro). Se mide la magnetización resultante  $D_n + pTRM$ ; La diferencia vectorial entre las dos magnetizaciones anteriores da como resultado la  $pTRM (J_A)$ .
3. Los pasos 1 y 2 se repiten para intervalos de temperaturas cada vez mayores hasta alcanzar la temperatura de Curie  $T_C$ , eliminando gradualmente componentes más estables de la NRM hasta que su intensidad es pequeña y agregando otras  $pTRM$ 's.
4. A fin de contar con un medio para detectar alteraciones sufridas por las muestras durante la realización del experimento, se realiza una serie de verificaciones sobre la  $pTRM$ s que consiste en lo siguiente: después de haber efectuado los pasos 1 y 2 a la temperatura  $T_k$  se efectúa el paso 1, solo que esta vez a una temperatura menor  $T_i$ ; posteriormente se realizan los pasos 1 y 2 de la manera descrita arriba a la temperatura  $T_m$ . (con  $T_i < T_k < T_m$ ). En ausencia de alteraciones las  $pTRM$ 's adquiridas a una misma temperatura  $T_i$  deben ser iguales antes y después de haber calentado la muestra a la temperatura mayor  $T_k$ . Lo anterior se representa gráficamente de la forma siguiente: a partir del punto de la gráfica obtenido a la temperatura  $T_k$ , se traza horizontalmente una recta con magnitud igual a la de la  $pTRM$  generada a la temperatura  $T_i$ , y al final de ésta recta se traza una perpendicular cuya magnitud corresponde a aquella de la NRM pérdida a esa temperatura. Si la muestra no ha sufrido alteración apreciable, el final de ésta perpendicular debe caer justo en el punto sobre el cual se está realizando la verificación ( $\pm 15\%$ , valor aceptado ampliamente, e. g. Selkin y Tauxe, 2000); en caso contrario, la muestra se ha alterado y el experimento se termina.

Una vez construida la gráfica  $J_n - J_A$ , se ajusta una recta a la serie de puntos obtenidos (Figura 1.27).

Los errores experimentales aumentan drásticamente si las magnitudes del campo antiguo y de laboratorio difieren mucho entre sí (Tanaka y Kono, 1984). Por tal motivo, la selección del campo de laboratorio se debe

realizar con base en una estimación de la paleointensidad esperada (si se dispone de ella), o con base en la realización de experimentos piloto en los cuales se emplean un campo de laboratorio de baja intensidad ( $30 \mu\text{T}$ ), uno de mediana intensidad ( $60 \mu\text{T}$ ) y otro de alta intensidad ( $90 \mu\text{T}$ ). En este caso, se elige aquel campo con el cual se obtiene una pendiente cercana a  $45^\circ$ , ya que con esto se disminuyen las incertidumbres asociadas a las coordenadas.

### 3.3.3. Experimento Previo

Con el fin de probar el comportamiento de las muestras ante el tratamiento experimental del método de Thellier modificado por Coe y establecer si las muestras de estudio son aptas para este tipo de estudios, se realizó un experimento previo a la determinación del campo antiguo con todas las muestras seleccionadas. El experimento consistió en utilizar las muestras previamente usadas en el experimento de desmagnetización por campos alternos (subsección 3.2.2) e inducirles una magnetización termoremanente (TRM) de laboratorio y posteriormente someter estas muestras *piloto* al método de Thellier modificado por Coe para determinar a través de la magnetización adquirida por las muestras en el laboratorio, el campo magnético de inducción que se usó.

Se reutilizaron 23 especímenes que originalmente fueron usados en la prueba de campos alternos pues al no ser sometidas a ningún tratamiento térmico no tenían alteraciones en su composición mineralógica.

Las muestras fueron calentadas en aire a  $600^\circ\text{C}$  y enfriadas en presencia de un campo magnético producido en el laboratorio de  $25.5 \mu\text{T}$ . El enfriamiento se realizó a ritmo constante y rápido (20 minutos en total) que normalmente se usa en estos tratamientos. Posteriormente se midió la magnetización remanente de las muestras a temperatura ambiente con el magnetómetro *AGICO JR-5A*. Con este tratamiento al calentar las muestras a  $600^\circ\text{C}$  se eliminó toda clase de magnetización remanente en las muestras y al enfriar en presencia de un campo magnético, producido artificialmente en el laboratorio, se indujo una magnetización remanente totalmente nueva en los materiales de estudio. De esta forma al ser sometidas al tratamiento de Thellier modificado por Coe para determinar el campo de inducción que se usó se puede establecer el grado de confiabilidad de los resultados que arrojarán estos materiales en el estudio de arqueointensidades realizándolo con este método.

Después de inducirles artificialmente una TRM a las muestras, se realizó en ellas el tratamiento experimental del método de Thellier modificado por Coe con únicamente 5 fases de temperatura (de  $200$  a  $525^\circ\text{C}$ ) y con tres verificaciones (pTRM checks, como se denominan en la literatura). El campo magnético de laboratorio  $H_{Lab}$  usado para este tratamiento fue de  $50 \mu\text{T}$ . Este último se selecciona tomando en cuenta el orden de magnitud del campo magnético antiguo  $H_{Ant}$  que se espera obtener. La posición exacta de cada muestra dentro de la charola portamuestras del TD-48 fue cuidadosamente repetida durante todos los tratamientos térmicos incluso aquellas muestras que por diversas razones eran desechadas antes de concluir el estudio (sufrían daños físicos ó alteraciones en sus minerales) siguieron conservando su lugar en la charola a fin de hacer totalmente repetible el proceso de calentamiento durante todos los tratamientos térmicos y que el campo magnético afectara siempre de la misma manera a cada una de las muestras. Los resultados se exponen a continuación (figura 3.24).

### 3.3.3.1. Resultados

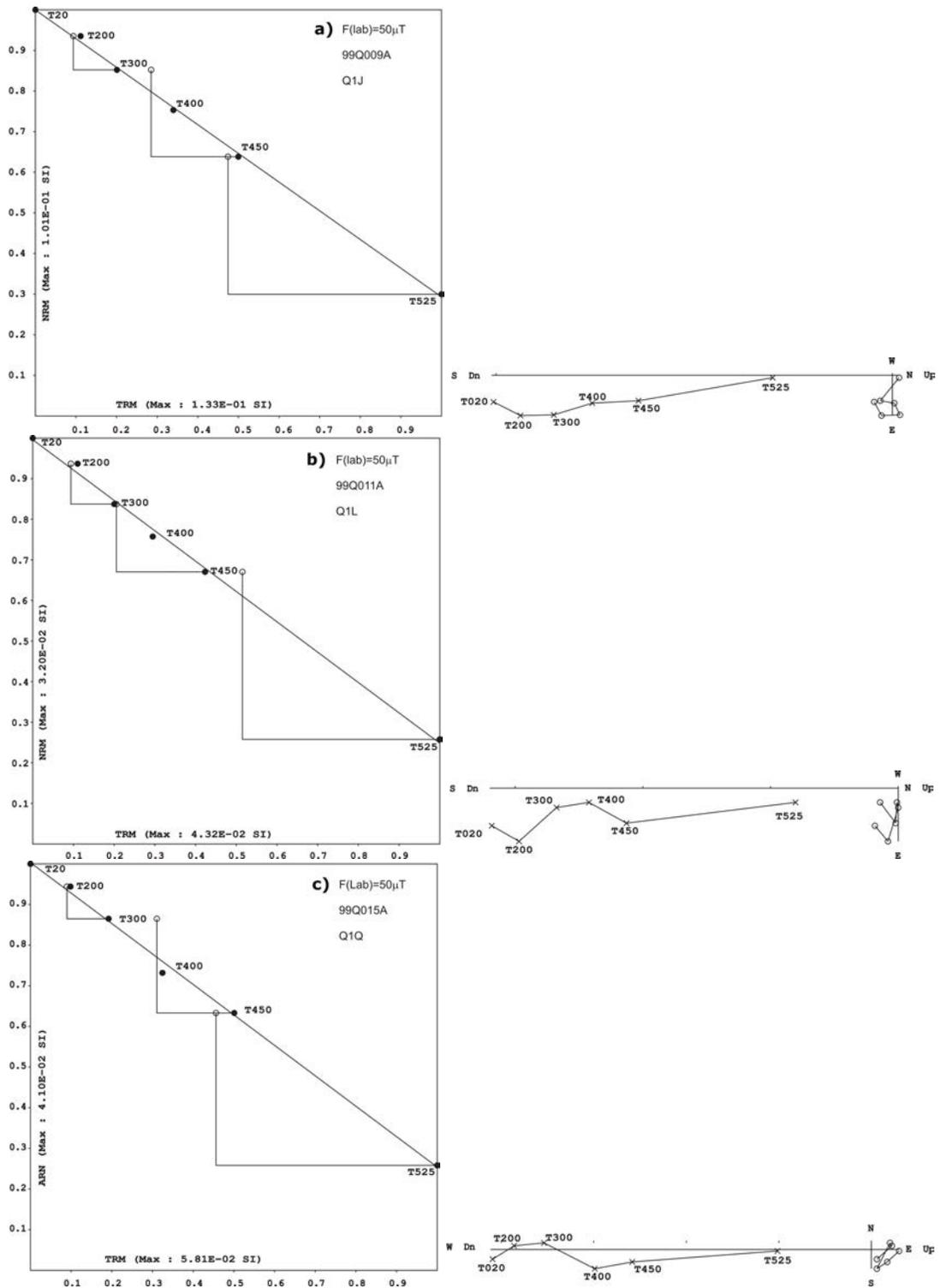


Figura 3.24: Ejemplos de diagramas de Arai típicos obtenidos en este experimento. A la derecha se muestran los diagramas de Zijderveld correspondientes.

$H_{Lab} [\mu T] = 50$								
Espécimen	Clave	n/N	$T_{min} - T_{max}$ [°C]	$m \pm \delta m$	f	g	q	$H_{Inducido} \pm \delta H$ [ $\mu T$ ]
Q1D	99Q001A	5/6	200-525	-0.498 ± 0.006	0.561	0.668	31.99	24.875 ± 0.292
Q1B	99Q002A	6/6	200-525	-0.462 ± 0.027	0.907	0.793	12.14	23.108 ± 1.370
Q1C	99Q003A	6/6	200-525	-0.550 ± 0.013	0.769	0.757	25.01	27.494 ± 0.641
Q1E	99Q004A	5/6	200-400	-0.425 ± 0.061	0.346	0.637	1.54	21.250 ± 3.033
Q1F	99Q005A	3/6	200-300	-0.620 ± 0.024	0.589	0.245	3.69	31.024 ± 1.213
Q1G	99Q006A	6/6	200-525	-0.506 ± 0.016	0.860	0.706	19.33	25.291 ± 0.795
Q1H	99Q007A	5/6	200-525	-0.521 ± 0.021	0.611	0.738	11.32	26.052 ± 1.038
Q1I	99Q008A	5/6	200-525	-0.526 ± 0.014	0.743	0.723	19.51	26.278 ± 0.724
Q1J	99Q009A	6/6	200-525	-0.535 ± 0.009	0.704	0.961	38.56	26.747 ± 0.469
Q1K	99Q010A	5/6	200-525	-0.510 ± 0.026	0.604	0.681	8.07	25.489 ± 1.298
Q1L	99Q011A	4/6	300-525	-0.533 ± 0.007	0.592	0.446	19.64	26.638 ± 0.358
Q1N	99Q012A	5/6	200-525	-0.534 ± 0.009	0.817	0.716	34.00	26.703 ± 0.460
Q1O	99Q013A	6/6	200-525	-0.533 ± 0.034	0.861	0.779	10.46	26.649 ± 1.710
Q1P	99Q014A	6/6	200-525	-0.521 ± 0.018	0.718	0.770	16.16	26.027 ± 0.891
Q1Q	99Q015A	6/6	200-525	-0.528 ± 0.015	0.743	0.682	18.44	26.398 ± 0.726
Q2A	99Q016A	6/6	200-525	-0.529 ± 0.029	0.916	0.716	11.90	26.454 ± 1.457
Q2B	99Q017A	5/6	200-450	-0.382 ± 0.031	0.433	0.728	3.94	19.090 ± 1.528
Q2C	99Q018A	5/6	200-525	-0.521 ± 0.018	0.800	0.732	16.85	26.030 ± 0.904
Q2D	99Q019A	5/6	200-525	-0.521 ± 0.013	0.401	0.732	12.04	26.059 ± 0.636
Q2E	99Q020A	3/6	200-350	-0.510 ± 0.029	0.241	0.483	10.35	25.518 ± 1.454
Q2F	99Q021A	3/6	200-350	-0.553 ± 0.003	0.156	0.497	14.90	27.626 ± 0.144
Q2G	99Q022A	3/6	200-350	-0.548 ± 0.037	0.213	0.547	11.73	27.402 ± 1.838
Q2H	99Q023A	6/6	200-525	-0.511 ± 0.015	0.884	0.768	23.65	25.546 ± 0.734
				media =	0.62	0.67	14.9	25.55
				d.e. =	0.21	0.22	13.3	3.83

Cuadro 3.7: Resultados del experimento de prueba con muestras piloto.

$H_{Lab}$  es el campo magnético aplicado en el laboratorio,  $N$  es el numero de fases de calentamiento durante todo el proceso,  $n$  es la cantidad de puntos utilizados para determinar  $H_{Inducido}$ ,  $T_{min} - T_{max}$  son las temperaturas máximas y mínimas involucradas en la determinación de  $H_{Inducido}$ ,  $m$  es la pendiente de la recta en el diagrama de Arai, finalmente  $f$ ,  $g$  y  $q$  son los parámetros de calidad de Coe.

El cuadro 3.7 muestra los resultados obtenidos en cada una de las muestras que fueron sometidas al tratamiento experimental de arqueointensidades. Como se puede observar, se determinó el campo magnético de inducción  $H_{Inducido}$  con bastante éxito en la mayoría de las muestras. La media aritmética calculada en la parte inferior de las muestras muestra una gran aproximación de  $H_{Inducido}$  promedio estimado al  $H_{Inducido}$  usado originalmente en la magnetización de las muestras.

Las cantidades  $f$ ,  $g$  y  $q$  corresponden a los llamados “parámetros de calidad de Coe” [Coe et al., 1978]:

- $f$  : Porción de magnetización remanente natural (NRM) tomado para el calculo de  $H_{Ant}$  ó en este caso  $H_{Inducido}$ . Corresponde a la cantidad de puntos tomados para el ajuste de recta en el diagrama de Arai. Toma valores de 0 a 1, siendo  $f \geq 0.3$  valores aceptados ampliamente [Coe et al., 1978; Goguichaishvili et al., 2004]
- $g$  : Factor de agrupamiento de los puntos sobre la línea. Toma valores de 0 a 1.
- $q$  : Factor de calidad técnico de determinación de arqueointensidad (también se conoce como *factor de calidad de Coe*). Toma valores aleatorios, siendo  $q \geq 5$  valores aceptados ampliamente [Coe et al., 1978; Goguichaishvili et al., 2004]. Su expresión matemática es la siguiente:

$$q = \frac{g \cdot f}{\left(\frac{\sigma m}{m}\right)} \quad (3.7)$$

donde  $\left(\frac{\sigma m}{m}\right)$  corresponde al error relativo de la pendiente de la recta ajustada en el diagrama de Arai. Entre menos dispersión de puntos exista en el diagrama de Arai, mejor será el ajuste de recta y mayor será el valor de la determinación de  $q$ .

Con los datos del cuadro 3.7 se construyó el siguiente histograma que visualiza más claramente el rango de acierto de las muestras en la determinación de  $H_{Inducido}$ .

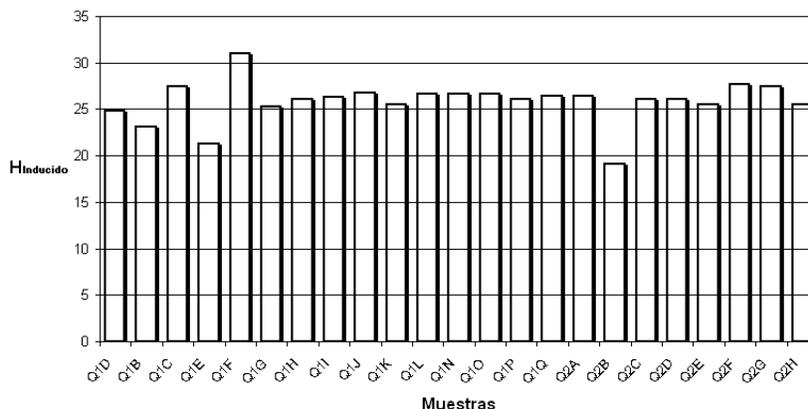


Figura 3.25: Histograma construido con los resultados del cuadro 3.7.

En este histograma es claro que la mayoría de las muestras se acercan mucho al valor del campo magnético de inducción  $H_{Inducido} = 25.5 \mu\text{T}$  usado para la magnetización de las muestras. Con esto queda demostrado que los materiales estudiados son perfectamente aptos para la realización del experimento de arqueointensidades con el método de Thellier modificado por Coe.

De este experimento previo se escogieron las muestras que mejor comportamiento mostraron ante el tratamiento térmico y mejores factores de calidad obtuvieron y junto con los resultados de los experimentos anteriores se hizo la selección final de especímenes para el experimento de determinación de arqueointensidades.

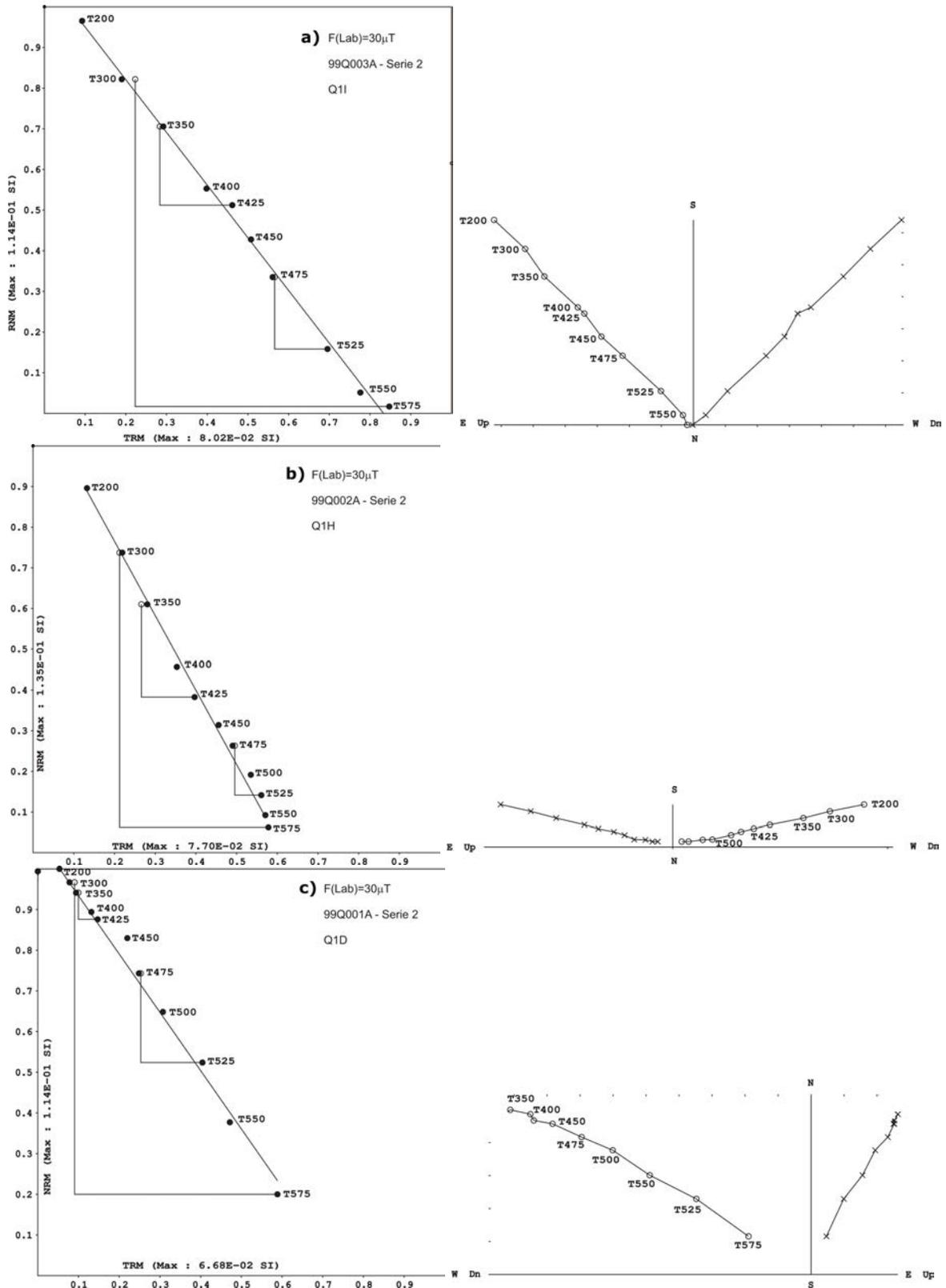
Los especímenes seleccionados para el experimento de arqueointensidades fueron los siguientes: Q1A, Q1C, Q1D, Q1H, Q1I, Q1J, Q1K, Q1M, Q1N, Q1L, Q1P, Q2A, Q2B, Q2C, Q2D, Q2E, Q2H y Q3A.

### 3.3.4. Experimento de Arqueointensidades

El experimento de determinación de arqueointensidades se realizó siguiendo al pie de la letra el método de Thellier modificado por Coe explicado anteriormente. El campo magnético de laboratorio  $H_{Lab}$  usado para este experimento fue de  $30 \mu\text{T}$ . Debido a la limitada capacidad de las charolas portamuestras del desmagnetizador térmico, las muestras se dividieron en dos grupos: Serie 1 y Serie 2. La serie 1 incluyó a los especímenes: Q2A, Q2B, Q2C, Q2D, Q2E, Q2H, Q3A, Q1A y Q1C. La serie 2 incluyó a los especímenes: Q1D, Q1H, Q1I, Q1J, Q1K, Q1M, Q1N, Q1L y Q1P. De esta manera se trabajó con 9 especímenes en una serie y 9 en la otra. Con 5 muestras de cada espécimen habiendo en total 45 muestras en cada serie de trabajo. A cada muestra se le asignó una clave para diferenciarla de las demás. Se realizaron de 11 a 12 fases de calentamiento (en aire) en todas las muestras que fueron desde 200 hasta 550 ó 575 °C. Al igual que durante el experimento previo, la posición exacta de cada muestra dentro de la charola portamuestras del TD-48 fue cuidadosamente repetida durante todos los tratamientos térmicos. A continuación se exponen los resultados obtenidos en este

experimento en ambas series de muestras.

### 3.3.4.1. Resultados



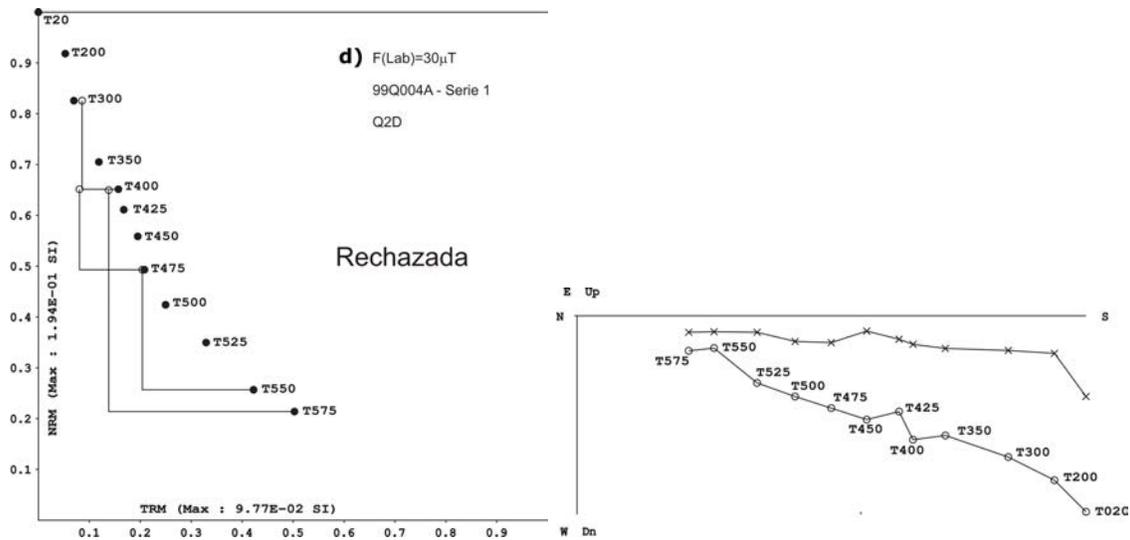


Figura 3.26: Ejemplos de Diagramas de Arai típicos obtenidos en el experimentos de arqueointensidades. A la derecha se muestran los diagramas de Zijderveld correspondientes.

Se realizaron de tres a cuatro verificaciones durante todo el proceso como lo muestran las gráficas en la figura 3.26. Las muestras cuyas gráficas exhibieron un comportamiento no lineal ya sea presentando una elevada dispersión ó un comportamiento cóncavo como fue el caso del espécimen Q2D [Fig. 3.26, d)] fueron rechazadas del análisis posterior. A continuación se presentan loa cuadros de resultados con datos *crudos*. Es decir, sin ninguna corrección adicional (no corregidos, *NC*). Una corrección de resultados por efectos de ritmo de enfriamiento se realizó posteriormente y se detallará más adelante.

Cuadro 3.8: Resultados correspondientes a la serie 1.

$H_{Lab}$  es el campo magnético aplicado en el laboratorio,  $N$  es el numero de fases de calentamiento durante todo el proceso,  $n$  es la cantidad de puntos utilizados para determinar  $H_{Ant}$ ,  $T_{min}$ -  $T_{max}$  son las temperaturas máximas y mínimas involucradas en la determinación de  $H_{Ant}$ ,  $m$  es la pendiente de la recta en el diagrama de Arai, finalmente  $f$ ,  $g$  y  $q$  son los parámetros de calidad de Coe.

$$H_{Lab} [\mu T] = 30$$

Espécimen	Clave AI	n/N	$T_{min}$ - $T_{max}$ , $^{\circ}C$	$m \pm \delta m$	f	g	q	$H_{Ant}$ NC, $\pm$ $\delta H$ , [ $\mu T$ ]
Q2A	99Q001A	9/11	200-525	$-1.780 \pm 0.101$	0.674	0.834	9.90	$53.405 \pm 3.030$
	99Q001B	9/11	200-525	$-1.740 \pm 0.132$	0.660	0.700	6.10	$52.196 \pm 3.955$
	99Q001C	9/11	200-525	$-1.899 \pm 0.115$	0.648	0.715	7.66	$56.968 \pm 3.449$
	99Q001D	9/11	200-525	$-1.889 \pm 0.135$	0.631	0.811	7.15	$56.667 \pm 4.060$
	99Q001E	8/11	200-500	$-2.081 \pm 0.192$	0.546	0.782	4.64	$62.422 \pm 5.754$
	<b>media</b> =				0.63	0.77	7.1	56.33
<b>d. e.</b> =				0.05	0.06	2.0	3.98	
Q2B	99Q002A	10/12	300-575	$-1.346 \pm 0.057$	0.563	0.884	11.79	$40.371 \pm 1.704$
	99Q002B	10/12	300-575	$-1.336 \pm 0.048$	0.611	0.887	15.09	$40.074 \pm 1.440$
	99Q002C	10/12	300-575	$-1.400 \pm 0.042$	0.600	0.885	17.87	$42.012 \pm 1.248$
	99Q002D	10/12	300-575	$-1.389 \pm 0.074$	0.593	0.886	9.80	$41.679 \pm 2.232$
	99Q002E	10/12	300-575	$-1.520 \pm 0.063$	0.674	0.886	14.39	$45.604 \pm 1.892$
	<b>media</b> =				0.61	0.89	13.8	41.95
<b>d.e.</b> =				0.04	0.00	3.1	2.20	

Cuadro 3.8: (continuación).

Espécimen	Clave AI	n/N	$T_{\min}-T_{\max}$ [°C]	$m \pm \delta m$	f	g	q	$H_{Ant}$ NC $\pm$ $\delta H$ , [ $\mu T$ ]	
Q2C	99Q003A	0/11	Desechada						
	99Q003B	10/11	200-550	$-1.517 \pm 0.062$	0.814	0.867	17.40	$45.513 \pm 1.848$	
	99Q003C	8/11	350-550	$-2.001 \pm 0.234$	0.568	0.839	4.07	$60.035 \pm 7.031$	
	99Q003D	9/11	300-550	$-1.522 \pm 0.084$	0.722	0.838	10.94	$45.654 \pm 2.526$	
	99Q003E	9/11	200-525	$-1.468 \pm 0.120$	0.798	0.836	8.18	$44.030 \pm 3.589$	
					<b>media =</b>	0.73	0.84	10.1	48.81
					<b>d.e. =</b>	0.11	0.02	5.6	7.52
Q2D	99Q004A	0/12	Rechazada						
	99Q004B	0/12	Rechazada						
	99Q004C	0/12	Rechazada						
	99Q004D	0/12	Rechazada						
	99Q004E	0/12	Rechazada						
					<b>media =</b>				
				<b>d.e. =</b>					
Q2E	99Q005A	10/12	300-575	$-1.793 \pm 0.075$	0.948	0.785	17.91	$53.792 \pm 2.237$	
	99Q005B	10/12	300-575	$-1.816 \pm 0.078$	0.929	0.780	16.82	$54.489 \pm 2.349$	
	99Q005C	10/12	300-575	$-1.771 \pm 0.080$	0.918	0.766	15.47	$53.120 \pm 2.415$	
	99Q005D	10/12	200-575	$-1.782 \pm 0.055$	0.953	0.715	21.95	$53.457 \pm 1.661$	
	99Q005E	10/12	200-575	$-1.822 \pm 0.092$	0.967	0.683	13.02	$54.654 \pm 2.772$	
					<b>media =</b>	0.94	0.75	17.0	53.90
					<b>d.e. =</b>	0.02	0.04	3.3	0.66
Q2H	99Q006A	10/11	200-550	$-1.253 \pm 0.108$	0.730	0.816	6.89	$37.581 \pm 3.249$	
	99Q006B	8/11	300-550	$-1.267 \pm 0.042$	0.683	0.832	17.16	$38.003 \pm 1.259$	
	99Q006C	9/11	300-550	$-1.259 \pm 0.048$	0.711	0.856	16.00	$37.764 \pm 1.437$	
	99Q006D	9/11	200-575	$-1.231 \pm 0.087$	0.751	0.829	8.79	$36.928 \pm 2.613$	
	99Q006E	9/11	200-525	$-1.304 \pm 0.080$	0.718	0.829	9.75	$39.111 \pm 2.390$	
					<b>media =</b>	0.72	0.83	11.7	37.88
					<b>d.e. =</b>	0.02	0.01	4.6	0.80
Q3A	99Q007A	9/11	200-525	$-1.457 \pm 0.116$	0.689	0.811	7.04	$43.706 \pm 3.473$	
	99Q007B	10/11	200-550	$-1.619 \pm 0.152$	0.808	0.806	6.95	$48.555 \pm 4.548$	
	99Q007C	8/11	350-550	$-1.592 \pm 0.363$	0.514	0.779	1.76	$47.763 \pm 10.88$	
	99Q007D	8/11	200-500	$-1.525 \pm 0.106$	0.581	0.823	6.86	$45.741 \pm 3.189$	
	99Q007E	0/11	Desechada						
					<b>media =</b>	0.65	0.80	5.7	46.44
				<b>d.e. =</b>	0.13	0.02	2.6	2.17	
Q1A	99Q008A	10/12	200-575	$-1.579 \pm 0.182$	0.679	0.828	4.87	$47.358 \pm 5.461$	
	99Q008B	11/12	200-575	$-1.596 \pm 0.110$	0.806	0.877	10.26	$47.874 \pm 3.297$	
	99Q008C	11/12	200-575	$-1.580 \pm 0.109$	0.860	0.835	10.43	$47.400 \pm 3.264$	
	99Q008D	10/12	200-575	$-1.448 \pm 0.098$	0.864	0.812	10.35	$43.446 \pm 2.946$	
	99Q008E	5/12	200-575	$-1.770 \pm 0.110$	0.523	0.673	5.68	$53.100 \pm 3.285$	
					<b>media =</b>	0.75	0.80	8.3	47.84
				<b>d.e. =</b>	0.15	0.08	2.8	3.44	
Q1C	99Q009A	9/12	200-525	$-1.238 \pm 0.078$	0.673	0.857	9.12	$37.136 \pm 2.349$	
	99Q009B	10/12	200-550	$-1.298 \pm 0.113$	0.741	0.861	7.34	$38.937 \pm 3.388$	
	99Q009C	10/12	200-550	$-1.242 \pm 0.092$	0.760	0.845	8.71	$37.260 \pm 2.747$	
	99Q009D	10/12	300-575	$-1.278 \pm 0.116$	0.787	0.872	7.58	$38.331 \pm 3.470$	
	99Q009E	10/12	200-550	$-1.137 \pm 0.128$	0.741	0.871	5.73	$34.123 \pm 3.842$	
					<b>media =</b>	0.74	0.86	7.7	37.16
				<b>d.e. =</b>	0.04	0.01	1.3	1.85	

Cuadro 3.9: Resultados correspondientes a la Serie 2.

$H_{Lab}$  es el campo magnético aplicado en el laboratorio,  $N$  es el numero de fases de calentamiento durante todo el proceso,  $n$  es la cantidad de puntos utilizados para determinar  $H_{Ant}$ ,  $T_{min}$ -  $T_{max}$  son las temperaturas máximas y mínimas involucradas en la determinación de  $H_{Ant}$ ,  $m$  es la pendiente de la recta en el diagrama de Arai, finalmente  $f$ ,  $g$  y  $q$  son los parámetros de calidad de Coe.

$H_{Lab} [\mu T] = 30$								
Espécimen	Clave AI	n/N	$T_{min}$ - $T_{max}$ [°C]	$m \pm \delta m$	f	g	q	$H_{Ant} \text{ NC} \pm$ $\delta H, [\mu T]$
Q1D	99Q001A	10/12	200-575	$-1.481 \pm 0.032$	0.730	0.847	28.83	$44.418 \pm 0.953$
	99Q001B	7/12	425-575	$-1.564 \pm 0.058$	0.578	0.865	13.39	$46.917 \pm 1.750$
	99Q001C	9/12	350-575	$-1.616 \pm 0.045$	0.683	0.846	20.58	$48.486 \pm 1.361$
	99Q001D	9/12	350-575	$-1.583 \pm 0.051$	0.707	0.842	18.66	$47.489 \pm 1.516$
	99Q001E	9/12	350-575	$-1.516 \pm 0.053$	0.737	0.845	17.86	$45.487 \pm 1.586$
	<b>media</b> =				0.69	0.85	19.9	46.56
	<b>d.e.</b> =				0.06	0.01	5.7	1.62
Q1H	99Q002A	9/12	200-525	$-1.747 \pm 0.053$	0.677	0.856	19.13	$52.422 \pm 1.589$
	99Q002B	9/12	200-525	$-1.820 \pm 0.036$	0.781	0.860	33.86	$54.588 \pm 1.083$
	99Q002C	9/12	200-525	$-1.613 \pm 0.031$	0.698	0.856	30.87	$48.380 \pm 0.936$
	99Q002D	9/12	200-525	$-1.806 \pm 0.051$	0.692	0.862	21.01	$54.169 \pm 1.537$
	99Q002E	9/12	200-525	$-1.649 \pm 0.052$	0.703	0.858	18.96	$49.457 \pm 1.573$
	<b>media</b> =				0.71	0.86	24.8	51.80
	<b>d.e.</b> =				0.04	0.00	7.1	2.78
Q1I	99Q003A	9/12	200-550	$-1.896 \pm 0.037$	0.836	0.861	36.51	$56.876 \pm 1.122$
	99Q003B	8/12	300-550	$-1.931 \pm 0.076$	0.735	0.824	15.34	$57.929 \pm 2.286$
	99Q003C	9/12	200-525	$-1.802 \pm 0.070$	0.660	0.870	14.70	$54.052 \pm 2.110$
	99Q003D	10/12	200-550	$-1.767 \pm 0.034$	0.799	0.885	36.75	$53.015 \pm 1.020$
	99Q003E	10/12	200-550	$-1.850 \pm 0.055$	0.747	0.886	22.25	$55.488 \pm 1.651$
	<b>media</b> =				0.76	0.87	25.1	55.47
	<b>d.e.</b> =				0.07	0.03	10.9	2.00
Q1J	99Q004A	9/12	350-575	$-1.525 \pm 0.047$	0.667	0.847	18.48	$45.764 \pm 1.399$
	99Q004B	10/12	300-575	$-1.659 \pm 0.061$	0.730	0.869	17.35	$49.759 \pm 1.819$
	99Q004C	10/12	200-550	$-1.660 \pm 0.056$	0.590	0.858	15.10	$49.808 \pm 1.667$
	99Q004D	10/12	200-575	$-1.573 \pm 0.052$	0.719	0.870	19.08	$47.185 \pm 1.547$
	99Q004E	10/12	200-575	$-1.577 \pm 0.040$	0.719	0.867	24.73	$47.312 \pm 1.193$
	<b>media</b> =				0.69	0.86	18.9	47.97
	<b>d.e.</b> =				0.06	0.01	3.6	1.77
Q1K	99Q005A	9/12	200-550	$-2.265 \pm 0.159$	0.728	0.858	8.91	$67.937 \pm 4.759$
	99Q005B	0/12	Desechada					
	99Q005C	8/12	300-550	$-2.121 \pm 0.263$	0.513	0.792	3.28	$63.633 \pm 7.881$
	99Q005D	0/12	Desechada					
	99Q005E	8/12	250-550	$-2.284 \pm 0.197$	0.554	0.847	5.45	$68.508 \pm 5.901$
	<b>media</b> =				0.60	0.83	5.9	66.69
	<b>d.e.</b> =				0.11	0.04	2.8	2.67
Q1M	99Q006A	9/12	200-525	$-1.813 \pm 0.081$	0.853	0.865	16.62	$54.396 \pm 2.415$
	99Q006B	8/12	300-525	$-1.832 \pm 0.120$	0.759	0.855	9.92	$54.951 \pm 3.591$
	99Q006C	9/12	200-525	$-1.750 \pm 0.102$	0.825	0.867	12.24	$52.489 \pm 3.066$
	99Q006D	9/12	200-525	$-1.774 \pm 0.101$	0.861	0.861	13.08	$53.225 \pm 3.017$
	99Q006E	10/12	200-550	$-1.906 \pm 0.070$	0.874	0.878	20.98	$57.165 \pm 2.091$
	<b>media</b> =				0.83	0.87	14.6	54.45
	<b>d.e.</b> =				0.05	0.01	4.3	1.80

Cuadro 3.9: (Continuación).

Espécimen	Clave AI	n/N	$T_{\min}-T_{\max}$ [°C]	$m \pm \delta m$	f	g	q	$H_{\text{Ant}} \text{ NC} \pm$ $\delta H, [\mu\text{T}]$
Q1N	99Q007A	9/12	350-575	$-1.795 \pm 0.068$	0.680	0.856	15.37	$53.835 \pm 2.040$
	99Q007B	10/12	300-575	$-1.859 \pm 0.056$	0.727	0.880	21.26	$55.761 \pm 1.677$
	99Q007C	9/12	300-550	$-1.690 \pm 0.064$	0.563	0.859	12.83	$50.691 \pm 1.911$
	99Q007D	9/12	300-550	$-1.695 \pm 0.077$	0.622	0.858	11.74	$50.835 \pm 2.310$
	99Q007E	10/12	300-575	$-1.800 \pm 0.044$	0.737	0.874	26.64	$53.991 \pm 1.305$
				<b>media =</b>	0.67	0.87	17.6	53.02
				<b>d.e. =</b>	0.07	0.01	6.3	2.20
Q1L	99Q008A	9/12	300-550	$-1.133 \pm 0.056$	0.689	0.790	11.00	$34.001 \pm 1.681$
	99Q008B	10/12	300-575	$-1.441 \pm 0.047$	0.782	0.816	19.61	$43.229 \pm 1.405$
	99Q008C	10/12	300-575	$-1.264 \pm 0.044$	0.757	0.831	17.98	$37.924 \pm 1.328$
	99Q008D	10/12	300-575	$-1.139 \pm 0.061$	0.787	0.841	12.40	$34.172 \pm 1.824$
	99Q008E	7/12	350-525	$-1.331 \pm 0.082$	0.501	0.718	5.85	$39.923 \pm 2.456$
				<b>media =</b>	0.70	0.80	13.4	37.85
				<b>d.e. =</b>	0.12	0.05	5.6	3.92
Q1P	99Q009A	9/12	300-550	$-1.613 \pm 0.088$	0.516	0.815	7.74	$48.390 \pm 2.628$
	99Q009B	10/12	300-575	$-1.546 \pm 0.090$	0.554	0.832	7.93	$46.368 \pm 2.691$
	99Q009C	10/12	300-575	$-1.413 \pm 0.125$	0.564	0.858	5.49	$42.391 \pm 3.740$
	99Q009D	11/12	200-575	$-1.307 \pm 0.071$	0.676	0.864	10.78	$39.199 \pm 2.125$
	99Q009E	9/12	350-575	$-1.388 \pm 0.083$	0.543	0.831	7.53	$41.641 \pm 2.497$
				<b>media =</b>	0.57	0.84	7.9	43.60
				<b>d.e. =</b>	0.06	0.02	1.9	3.72

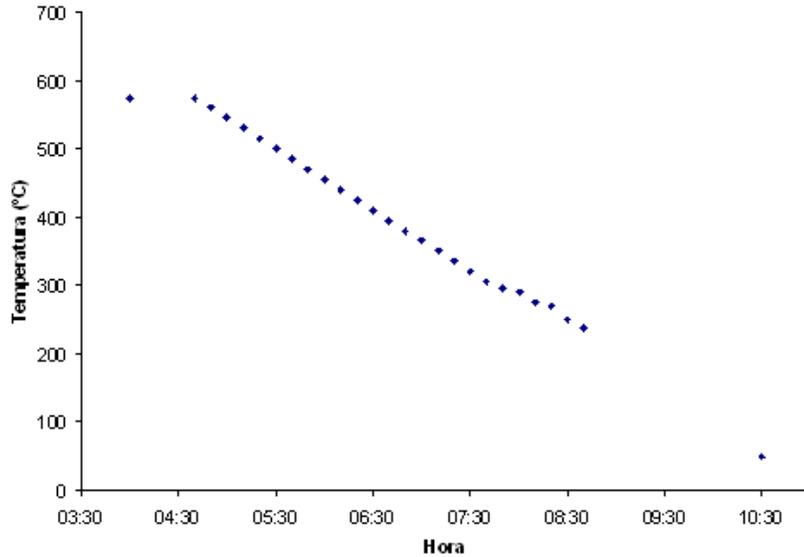
### 3.3.5. Corrección de Resultados Por Efectos de Ritmo de Enfriamiento

La magnetización de las muestras también está relacionada con el ritmo de enfriamiento al que son sometidas en presencia de un campo magnético. En el laboratorio, durante los experimentos de arqueointensidades el tiempo que les tomó a las muestras alcanzar la temperatura ambiente desde la temperatura máxima de calentamiento ( $575^{\circ}\text{C}$ ) fue de 20 minutos aproximadamente. El tiempo que les tomó enfriarse cuando estos materiales fueron fabricados, y por consiguiente cuando fueron magnetizadas por primera vez, fue mucho mayor. La cantidad de tiempo que le toma a una cerámica enfriarse cuando ésta es fabricada depende de diversos factores, entre los que se cuenta: el tipo de material utilizado en su fabricación, la técnica de fabricación, el tipo de horno en el que fueron cocidas, la forma y las dimensiones que se les dio a los objetos cerámicos, etc. En la mayoría de estudios arqueomagnéticos se practica una corrección de resultados arqueomagnéticos por efectos de ritmo de enfriamiento a las muestras que fueron sometidas al método de Thellier. La corrección consiste en practicar un calentamiento posterior al tratamiento de Thellier a la máxima temperatura alcanzada durante ese tratamiento dejando enfriar a las muestras en presencia del campo magnético de laboratorio utilizado durante dicho tratamiento, pero con un ritmo de enfriamiento mucho más lento. Posteriormente se mide la magnetización adquirida por cada una de las muestras en el enfriamiento lento y se compara con la magnetización adquirida con los ritmos de enfriamiento rápidos con la misma temperatura. Estos últimos se corrigen mediante un factor de corrección por efectos de ritmo de enfriamiento cuyos detalles de obtención se explican mas adelante.

En este estudio se utilizó como tiempo de enfriamiento con ritmo lento el que se usa en la mayoría de los estudios arqueomagnéticos, el cual es de  $\approx 6$  horas [Genevey & Gallet *et al.*, 2003]. Algunas veces suele practicarse el enfriamiento natural de las muestras exponiéndolas a la temperatura ambiente como

ritmo de enfriamiento lento. En este caso las muestras enfriadas a ritmo natural sólo tardaron 2 horas en alcanzar la temperatura ambiente por lo que el enfriamiento lento tuvo que ser de forma *inducida*, controlando manualmente la temperatura del horno haciéndola descender linealmente durante 6 horas y 30 minutos desde la temperatura máxima 575 °C hasta la temperatura ambiente (Cuadro 3.10).

Ritmo de enfriamiento	
Hora (PM)	Temperatura (°C)
4:00	575
4:40	575
4:50	560
5:00	545
5:10	530
5:20	515
5:30	500
5:40	485
5:50	470
6:00	455
6:10	440
6:20	425
6:30	410
6:40	395
6:50	380
7:00	365
7:10	350
7:20	335
7:30	320
7:40	305
7:50	295
8:00	290
8:10	275
8:20	270
8:30	250
8:40	239
10:30	50



Cuadro 3.10: Ritmo de enfriamiento al que fueron sometidas todas las muestras de estudio. La columna de la izquierda muestra los tiempos en los que se registraron los cambios de temperatura partiendo de una hora dada. Se procuró que la variación manual de temperatura fuera a ritmo constante. A la derecha del cuadro se muestra la curva empírica de variación de temperatura hecha con los datos del cuadro. Las temperaturas fueron medidas utilizando el termo-par del mismo equipo *ASC TD-48*.

Las muestras que fueron sometidas a la corrección de ritmo de enfriamiento fueron sólo aquellas que obtuvieron un factor de calidad  $q \geq 5$  y también  $f \geq 0.3$  pues son valores aceptados ampliamente [Coe *et al.*, 1978; Goguichashvili *et al.*, 2004].

### 3.3.5.1. Procedimiento Experimental

La corrección de resultados se realizó siguiendo los siguientes pasos:

1. Se calientan las muestras hasta la temperatura máxima que se usó durante la última fase del procedimiento en el método de Thellier modificado por Coe (en este caso 575 °C) y se enfrían en presencia del campo magnético artificial usado en el laboratorio (30  $\mu$ T), de esta forma se induce una TRM artificial en las muestras. El tiempo de enfriamiento usado en este punto fue el que normalmente se les dio durante el procedimiento de Thellier (típicamente 20 minutos). Posteriormente se mide la magnetización remanente adquirida por las muestras utilizando el magnetómetro. A esta magnetización adquirida se le denomina  $TRM_{R,1}$ , donde  $R$  denota el tiempo de enfriamiento *Rápido* usado en las muestras y el

número 1 indica que se trata del primer calentamiento de el procedimiento de corrección por efectos de ritmo de enfriamiento.

2. Nuevamente se calientan las muestras a la misma temperatura que el paso anterior y en presencia del mismo campo magnético se dejan enfriar a ritmo muy lento. El tiempo que se llevó en enfriar las muestras en este caso fueron 6 horas con 30 minutos (Fig. ??), el enfriamiento se realizó artificialmente bajando manualmente la temperatura del horno. Posteriormente se mide la magnetización remanente adquirida por las muestras. A esta segunda magnetización se le denomina  $TRM_{L,2}$ , donde  $L$  denota el tiempo de enfriamiento *Lento* utilizado y el número 2 indica que se trata del segundo calentamiento de este procedimiento.
3. Después del paso anterior se repite íntegramente el paso numero uno. Al final midiendo de nueva cuenta la magnetización remanente de las muestras de estudio. A esta tercera magnetización se le denomina  $TRM_{R,3}$ .
4. Con los datos obtenidos de las mediciones de la magnetización de las muestras se elabora un cuadro donde se calculan las diferencias porcentuales de magnetización adquirida por cada muestra entre el 1<sup>o</sup> y 3<sup>o</sup> enfriamiento utilizando la formula  $\frac{TRM_{R,3}-TRM_{R,1}}{TRM_{R,1}} \times 100$  (Cuadros 3.11 y 3.12). Mediante este factor se detectan los cambios en la capacidad de adquisición de la TRM en cada muestra.
5. Las muestras que entre el 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> enfriamiento experimentan una variación porcentual de más del 15 % en su magnitud de magnetización remanente son rechazadas y no se les practica la corrección debido a que las variaciones de esta magnitud son tomadas como alteraciones en la composición de minerales en las muestras provocadas por la prolongada exposición de estas a las altas temperaturas.
6. Las muestras que entre el 1<sup>er</sup> y 3<sup>er</sup> enfriamiento obtienen menos de 15 % de variación en su magnetización adquirida son corregidas en su estimacion de intensidad de campo antiguo  $H_{Ant}$  multiplicando el dato del campo antiguo *crudo* obtenido con el método de Thellier modificado por Coe  $H_{Ant} NC$  (cuadros 3.8 y 3.9) por el factor de corrección por efectos de ritmo de enfriamiento, el cual esta definido mediante la formula  $\frac{TRM_{L,2}-TRM_{R,1}}{TRM_{R,1}}$  (cuadros 3.13 y 3.14). Este factor representa la diferencia numérica que existe entre la magnitud de magnetización que adquiere una muestra cuando se enfría a ritmo lento y la magnitud de magnetización que adquiere cuando se enfría a ritmo acelerado. El factor de corrección ajusta la magnitud del campo antiguo *crudo* estimado a un valor que se obtendría en el caso de que los enfriamientos practicados en el método de Thellier se hubieran practicado a ritmo lento. De esta forma se busca hacer una mejor estimación de intensidad de campo antiguo mediante la corrección de posibles errores en los procesos experimentales para dicha estimación.

### 3.3.5.2. Resultados

Los resultados de la corrección de resultados por este método son los siguientes:

Cuadro 3.11: Diferencias porcentuales entre calentamientos para la corrección de ritmo de enfriamiento de la Serie 1.

Espécimen	Clave AI	Diferencias porcentuales entre 1 <sup>er</sup> y 3 <sup>er</sup> [%]	Factor de corrección	Espécimen	Clave AI	Diferencias porcentuales entre 1 <sup>er</sup> y 3 <sup>er</sup> [%]	Factor de corrección
Q2A	99Q001A	0.5	0.003	Q2H	99Q006A	67.8	0,237
	99Q001B	1.9	0.000		99Q006B	14.9	0,090
	99Q001C	3.3	0.020		99Q006C	64.4	0,140
	99Q001D	2.8	-0.003		99Q006D	84.4	0,234
	99Q001E	1.2	-0.020		99Q006E	53.9	0,236
Q2B	99Q002A	19.2	0.052	Q3A	99Q007A	6.4	-0,016
	99Q002B	39.5	0,050		99Q007B	0.4	-0,016
	99Q002C	49.1	0,054		99Q007C	3.7	-0,018
	99Q002D	2.7	-0,007		99Q007D	9.4	0,056
	99Q002E	29.9	0,041		99Q007E	56.8	0,037
Q2C	99Q003A	Rechazada		Q1A	99Q008A	73.3	0,053
	99Q003B	6.1	0,068		99Q008B	70.0	0,071
	99Q003C	14.3	0,077		99Q008C	80.5	0,048
	99Q003D	4.3	0,099		99Q008D	79.0	0,099
	99Q003E	0.9	0,146		99Q008E	38.1	0,062
Q2D	99Q004A	9.9	0,030	Q1C	99Q009A	11.1	0,060
	99Q004B	5.0	0,015		99Q009B	8.8	0,104
	99Q004C	40.7	0,070		99Q009C	4.7	0,059
	99Q004D	8.5	0,062		99Q009D	4.7	0,074
	99Q004E	5.4	0,043		99Q009E	10.0	0,132
Q2E	99Q005A	4.4	-0,012				
	99Q005B	1.7	-0,028				
	99Q005C	3.8	-0,036				
	99Q005D	4.9	-0,015				
	99Q005E	2.8	-0,028				

Cuadro 3.12: Diferencias porcentuales entre calentamientos para la corrección de ritmo de enfriamiento de la Serie 2.

Espécimen	Clave AI	Diferencias porcentuales entre 1 <sup>er</sup> y 3 <sup>er</sup> [%]	Factor de corrección	Espécimen	Clave AI	Diferencias porcentuales entre 1 <sup>er</sup> y 3 <sup>er</sup> [%]	Factor de corrección
Q1D	99Q001A	0.1	0,021	Q1M	99Q006A	1.2	0,068
	99Q001B	0.6	0,015		99Q006B	0.8	0,076
	99Q001C	0.8	0,024		99Q006C	1.3	0,027
	99Q001D	0.5	0,027		99Q006D	0.7	0,106
	99Q001E	0.4	0,021		99Q006E	1.1	0,125
Q1H	99Q002A	1.4	0,028	Q1N	99Q007A	1.2	-0,004
	99Q002B	1.4	0,017		99Q007B	1.1	0,007
	99Q002C	1.5	0,031		99Q007C	4.3	0,038
	99Q002D	34.4	0,374		99Q007D	1.4	0,024
	99Q002E	65.2	0,549		99Q007E	2.0	0,029
Q1I	99Q003A	0.6	0,034	Q1L	99Q008A	1.2	0,039
	99Q003B	9.4	0,059		99Q008B	67.1	0,051
	99Q003C	29.9	0,263		99Q008C	59.7	0,041
	99Q003D	45.7	0,009		99Q008D	5.4	0,092
	99Q003E	16.2	0,108		99Q008E	2.5	0,012
Q1J	99Q004A	1.0	-0,0004	Q1P	99Q009A	7.4	-0,025
	99Q004B	3.4	0,011		99Q009B	26.3	0,333
	99Q004C	0.7	-0,010		99Q009C	12.7	0,107
	99Q004D	2.8	0,024		99Q009D	12.1	0,086
	99Q004E	1.1	0,000		99Q009E	10.9	0,317
Q1K	99Q005A	2.6	0,050				
	99Q005B	5.0	0,084				
	99Q005C	4.8	0,049				
	99Q005D	7.6	0,155				
	99Q005E	1.8	0,069				

Cuadro 3.13: Resultados de la estimación del campo antiguo de la Serie 1.

Espécimen	Clave AI	H <sub>Ant</sub> NC (q>5)	H <sub>Ant</sub> CRE, [ $\mu$ T]	H <sub>Ant</sub> e $\pm$ d.e., [ $\mu$ T]
Q2A	99Q001A	53.405	53.25	54.5 $\pm$ 1.1
	99Q001B	52.196	52.20	
	99Q001C	56.968	55.84	
	99Q001D	56.667	56.81	
	99Q001E	Rechazada	—	
Q2B	99Q002A	40.371	Rechazada	42.0
	99Q002B	40.074	Rechazada	
	99Q002C	42.012	Rechazada	
	99Q002D	41.679	41.99	
	99Q002E	45.604	Rechazada	

Cuadro 3.13: (Continuación)

Espécimen	Clave AI	H <sub>Ant</sub> NC (q>5)	H <sub>Ant</sub> CRE, [ $\mu$ T]	H <sub>Ant</sub> e $\pm$ d.e., [ $\mu$ T]
Q2C	99Q003A	Rechazada	—	$40.4 \pm 1.2$
	99Q003B	45.513	42.40	
	99Q003C	Rechazada	—	
	99Q003D	45.654	41.13	
	99Q003E	44.030	37.62	
Q2D	99Q004A	Rechazada	—	—
	99Q004B	Rechazada	—	
	99Q004C	Rechazada	—	
	99Q004D	Rechazada	—	
	99Q004E	Rechazada	—	
Q2E	99Q005A	53.792	54.43	$55.2 \pm 0.4$
	99Q005B	54.489	56.01	
	99Q005C	53.120	55.05	
	99Q005D	53.457	54.27	
	99Q005E	54.654	56.17	
Q2H	99Q006A	37.581	Rechazada	34.6
	99Q006B	38.003	34.59	
	99Q006C	37.764	Rechazada	
	99Q006D	36.928	Rechazada	
	99Q006E	39.111	Rechazada	
Q3A	99Q007A	43.706	44.41	$45.6 \pm 1.6$
	99Q007B	48.555	49.32	
	99Q007C	Rechazada	—	
	99Q007D	45.741	43.16	
	99Q007E	Rechazada	—	
Q1A	99Q008A	Rechazada	—	—
	99Q008B	47.874	Rechazada	
	99Q008C	47.400	Rechazada	
	99Q008D	43.446	Rechazada	
	99Q008E	53.100	Rechazada	
Q1C	99Q009A	37.136	34.92	$34.0 \pm 1.2$
	99Q009B	38.937	34.90	
	99Q009C	37.260	35.07	
	99Q009D	38.331	35.50	
	99Q009E	34.123	29.63	

Cuadro 3.14: Resultados de la estimación del campo antiguo de la Serie 2.

Espécimen	Clave AI	H <sub>Ant</sub> NC (q>5)	H <sub>Ant</sub> CRE, [ $\mu$ T]	H <sub>Ant</sub> e $\pm$ d.e., [ $\mu$ T]
Q1D	99Q001A	44.418	43.50	$45.5 \pm 0.7$
	99Q001B	46.917	46.20	
	99Q001C	48.486	47.33	
	99Q001D	47.489	46.19	
	99Q001E	45.487	44.52	
Q1H	99Q002A	52.422	50.93	$50.5 \pm 1.7$
	99Q002B	54.588	53.69	
	99Q002C	48.380	46.86	
	99Q002D	54.169	Rechazada	
	99Q002E	49.457	Rechazada	
Q1I	99Q003A	56.876	54.97	$54.7 \pm 0.1$
	99Q003B	57.929	54.50	
	99Q003C	54.052	Rechazada	
	99Q003D	53.015	Rechazada	
	99Q003E	55.488	Rechazada	
Q1J	99Q004A	45.764	45.78	$47.7 \pm 1.0$
	99Q004B	49.759	49.19	
	99Q004C	49.808	50.28	
	99Q004D	47.185	46.03	
	99Q004E	47.312	47.30	
Q1K	99Q005A	67.937	64.56	$64.2 \pm 0.2$
	99Q005B	Rechazada	—	
	99Q005C	Rechazada	—	
	99Q005D	Rechazada	—	
	99Q005E	68.508	63.81	
Q1M	99Q006A	54.396	50.72	$50.0 \pm 0.7$
	99Q006B	54.951	50.78	
	99Q006C	52.489	51.09	
	99Q006D	53.225	47.60	
	99Q006E	57.165	50.04	
Q1N	99Q007A	53.835	54.06	$52.0 \pm 1.4$
	99Q007B	55.761	55.38	
	99Q007C	50.691	48.75	
	99Q007D	50.835	49.62	
	99Q007E	53.991	52.40	

Cuadro 3.14: (Continuación)

Espécimen	Clave AI	$H_{Ant}$ NC ( $q > 5$ )	$H_{Ant}$ CRE, [ $\mu$ T]	$H_{Ant}$ e $\pm$ d.e., [ $\mu$ T]
Q1L	99Q008A	34.001	32.66	$34.4 \pm 2.2$
	99Q008B	43.229	Rechazada	
	99Q008C	37.924	Rechazada	
	99Q008D	34.172	31.02	
	99Q008E	39.923	39.44	
Q1P	99Q009A	48.390	49.6	$37.9 \pm 4.4$
	99Q009B	46.368	Rechazada	
	99Q009C	42.391	37.8	
	99Q009D	39.199	35.8	
	99Q009E	41.641	28.5	

El valor de  $H_{Ant}$  e  $\pm$  d.e. es el campo magnético antiguo estimado para cada espécimen con este método utilizando la desviación estándar (d.e.) como factor de error de la estimación.

## Capítulo 4

# Análisis e Interpretación de Datos

### 4.1. Discusión de Resultados Experimentales

Durante el experimento de histéresis magnética a temperatura ambiente se observó que la mayoría de los materiales presentan ciclos de histéresis muy parecidos entre sí. En su mayoría fueron simétricos y no se presentaron casos en los que hubiera un tipo de comportamiento cerca del origen (campo aplicado y momento magnético iguales a cero) que se conoce como “cintura de avispa” [Tauxe *et al.*, 1996] ni algún otro tipo de comportamiento “especial”. Esto refleja rangos de coercitividades muy restringidas.

De igual forma, las curvas de adquisición de MRI presenta comportamientos similares entre si. En los ejemplos mostrados en la figura 3.5 la saturación se alcanzó con campos moderados del orden de 150 - 250 mT, lo cual indica que son minerales ferrimagnéticos los portadores de remanencia, muy probablemente titanomagnetita [Goguichaishvili *et al.*, 2004].

El diagrama de Day hecho a partir de los cocientes de los parámetros de histéresis de cada muestra (figura 3.6) exhibe que prácticamente todas las muestras caen en la región del tamaño de grano con dominio pseudo-sencillo (PSD) [Day *et al.*, 1977]. Aunque esto también podría indicar una mezcla de granos multidominio (MD) y una cantidad significativa de granos con dominio sencillo (SD) [Parry *et al.*, 1982; Dunlop & Özdemir *et al.*, 1997; Dunlop *et al.*, 2002]. Sin embargo, no es posible marcar diferencias entre las muestras a través de este estudio. De hecho, los parámetros de histéresis magnética a temperatura ambiente poseen una resolución limitada para la estimación de estados de dominio magnético [Goguichaishvili *et al.*, 2001]. En este estudio se considera que todas las muestras que caen en la región PSD y SD podrían ser aptas para el estudio de arqueointensidades. Por lo que con este criterio no se desecho ninguna muestra.

Por medio de la desmagnetización por campos alternos se hizo una pre-selección de 18 muestras para el experimento de arqueointensidades de las 26 que fueron originalmente al comenzar el estudio. Basándose principalmente en la estabilidad magnética las muestras ante el tratamiento de desmagnetización por campos alternos. Los campos medios destructivos obtenidos mediante esta misma técnica de desmagnetización (cuadro 3.4) sugirieron que los portadores de la magnetización remanente en las muestras son granos con dominio pseudo-sencillo (PSD). Lo cual concuerda con el resultado obtenido mediante el diagrama de Day.

La selección final de muestras para el experimento de arqueointensidades quedo establecida después del *experimento previo* de arqueointensidades (subsección 3.3.3) induciendo artificialmente a las muestras una magnetización termoremanente (TRM) en el laboratorio someténdolas a una temperatura de 600<sup>0</sup>C y se sometieron al tratamiento experimental del método de Thellier modificado por Coe durante solamente 5 fases de temperatura. De esta forma se pudo determinar concretamente mediante los resultados arrojados cuales muestras eran realmente aptas para el verdadero experimento de arqueointensidades. Con este experimento

se pudo comprobar tanto la estabilidad magnética de las muestras ante el tratamiento de Thellier modificado por Coe como la precisión de resultados que se obtienen con las muestras para la determinación de una magnetización termoremanente (cuadro 3.7) que en este caso fue inducida artificialmente. Los resultados de este experimento fueron exitosos por lo que se usaron también los resultados obtenidos del tratamiento de desmagnetización por campos alternos (estabilidad magnética y campos medios destructivos altos) para definir cuales eran finalmente las muestras que se escogerían para el experimento de arqueointensidades.

Sin embargo, después de la realización del experimento de arqueointensidades se observó que no todas las muestras fueron exitosas al ser sometidas al método de Thellier con 11 ó 12 fases de temperatura usando esta vez 5 muestras por cada espécimen. Al revisar las curvas de susceptibilidad en función de temperatura de las muestras usadas durante el experimento de arqueointensidades se observó que las muestras que tenían una baja señal magnética en el susceptibilidómetro  $X-T$  caracterizada por la obtención de una curva muy dispersa, por ejemplo Q1A (figura 3.21-F) y Q3A, y las que experimentaron una fuerte alteración en su composición de minerales, por ejemplo Q2B (figura 3.21-H) y Q2H, obtuvieron bajos factores de calidad y no pasaron las verificaciones que se realizaron entre los calentamientos del experimento de arqueointensidades. Por lo que este tipo de muestras deben de ser rechazadas previamente para evitar malos resultados. Todas las muestras estudiadas durante el experimento de arqueointensidades poseían titanomagnetita como principal mineral magnético portador de remanencia.

La corrección por efectos de ritmo de enfriamiento disminuyó la dispersión de resultados experimentales de arqueointensidades en los especímenes corrigiendo el resultado experimental de cada una de las muestras entre 0 y 31.7% cuando estas no sobrepasaron el 15% de variación entre el 1<sup>er</sup> y el 3<sup>er</sup> calentamiento establecido como prueba de calidad para la corrección por ritmo de enfriamiento (cuadros 3.11 y 3.12).

## 4.2. Determinación del Momento Dipolar Magnético

Para describir la intensidad de campo geomagnético estimado en términos absolutos es necesario calcular el momento dipolar magnético. Este cálculo se basa en las coordenadas geomagnéticas (inclinación y colatitud magnética) del lugar de donde provinieron las muestras con las que se estimó la intensidad de campo geomagnético antiguo.

Suponiendo un dipolo magnético geocéntrico de momento  $P$  la intensidad de campo magnético  $F$  observado en la superficie de la Tierra, radio  $R$ , a una colatitud magnética  $\theta$  esta dado como:

$$F = \frac{\mu_0 P}{4\pi R^3} (1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}, \quad (4.1)$$

donde  $F$  esta expresado en *teslas*. La misma ecuación puede ser expresada en términos de la inclinación magnética  $I$  como:

$$F = \frac{\mu_0 P}{4\pi R^3} (1 + 3 \cos^2 I)^{-1/2}. \quad (4.2)$$

Así, bajo la suposición de un campo dipolar axial geocéntrico, las mediciones de paleointensidad ó arqueointensidad quedan en función de latitud ó inclinación. Por lo que los resultados obtenidos de muestras de distintas localidades pueden ser comparados, Thellier arbitrariamente relacionó a todos los valores con una paleoisoclina de 65<sup>0</sup> usando (4.2). Eso es aceptable para resultados arqueológicos de un área limitada, pero no es aplicable para comparaciones globales. Para comparación de resultados de muestras de distintas localidades, es conveniente calcular un momento dipolar equivalente  $P$  a partir de (4.1) ó (4.2). Tal momento dipolar es llamado *momento dipolar virtual* (VDM, por sus siglas en inglés) [Smith et al., 1967a] por analogía con el cálculo de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) a partir de datos paleodireccionales.

Las paleointensidades son determinadas en muchos estudios arqueomagnéticos a partir de piezas rotas de cerámica ó algún otro tipo de barro cocido, cuya posición exacta donde originalmente fueron horneadas no se sabe. En consecuencia, la inclinación magnética del sitio en el momento del horneado podría no saberse. En tales casos (4.1) ó (4.2) son frecuentemente usadas con la colatitud magnética  $\theta$  ó el valor actual de la inclinación magnética,  $I$ . El momento dipolar calculado de esta manera es referido como *momento dipolar reducido* (RDM) [Smith et al., 1967b]. Sin embargo, incluso en escalas de tiempo arqueológico el campo magnético en ningún lugar tiene variaciones muy amplias, por lo que es más apropiado usar la suposición del dipolo axial geocéntrico e insertar la colatitud geográfica en (4.1) ó el cálculo de la inclinación magnética a partir de datos geográficos en (4.2) para calcular un *momento dipolar axial virtual* (VADM, por sus siglas en inglés) [Barbetti et al., 1977].

En este estudio se determinó el VADM a partir de la estimación de arqueointensidades hecha con las muestras arqueológicas de Quiahuiztlán. Tomando en cuenta las coordenadas geográficas del sitio para calcular la inclinación magnética.

Las coordenadas geográficas de la zona arqueológica de Quiahuiztlán Villa Rica en el estado de Veracruz son:  $19^{\circ} 40' 11''$  Latitud Norte y  $96^{\circ} 24' 54''$  Longitud Oeste. El cálculo de la inclinación magnética se realizó a través del “Sistema de estimación de valores de propiedades de campo magnético” del *National Environmental Satellite, Data, and information Service* del *National Geophysical Data Center* de los Estados Unidos a través de su página de Internet (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/geomag/jsp/IGRF.js>). El calculo de la inclinación magnética por este método dio como resultado  $I = 48.199^{\circ}$ .

A partir de la ecuación 4.2 el cálculo del momento dipolar magnético  $P$  se realizó con la siguiente ecuación:

$$P = \frac{F4\pi R^3}{2\mu_0}(1 + 3 \cos^2 I)^{1/2} \quad (4.3)$$

donde  $F$  es la estimación del campo antiguo terrestre  $H_{Ant}$  hecha en el presente trabajo,  $I$  es la inclinación magnética calculada y  $R$  es el radio medio de la Tierra tomado en 6371000 mts.

El calculo del VADM se realizó con los resultados de la estimación de  $H_{Ant}$  de cada una de las 5 muestras de cada espécimen estudiado y que se encuentran reportados en los cuadros 3.13 y 3.14 del capítulo anterior.

Los resultados de VADM son los siguientes:

Cuadro 4.1: Resultados del calculo de VADM con los datos de la Serie 1.

Espécimen	Clave AI	$H_{Ant}$ , [ $\mu T$ ]	VADM, [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]	VADMe $\pm$ d.e., [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]
Q2A	99Q001A	53.25	8.9	$9.1 \pm 0.2$
	99Q001B	52.20	8.7	
	99Q001C	55.84	9.3	
	99Q001D	56.81	9.5	
	99Q001E	Rechazada	—	
Q2B	99Q002A	Rechazada	—	7.0
	99Q002B	Rechazada	—	
	99Q002C	Rechazada	—	
	99Q002D	41.99	7.0	
	99Q002E	Rechazada	—	
Q2C	99Q003A	Rechazada	—	$6.7 \pm 0.2$
	99Q003B	42.40	7.1	
	99Q003C	Rechazada	—	
	99Q003D	41.13	6.9	
	99Q003E	37.62	6.3	
Q2D	99Q004A	Rechazada	—	—
	99Q004B	Rechazada	—	
	99Q004C	Rechazada	—	
	99Q004D	Rechazada	—	
	99Q004E	Rechazada	—	
Q2E	99Q005A	54.43	9.1	$9.2 \pm 0.1$
	99Q005B	56.01	9.4	
	99Q005C	55.05	9.2	
	99Q005D	54.27	9.1	
	99Q005E	56.17	9.4	
Q2H	99Q006A	Rechazada	—	5.8
	99Q006B	34.59	5.8	
	99Q006C	Rechazada	—	
	99Q006D	Rechazada	—	
	99Q006E	Rechazada	—	
Q3A	99Q007A	44.41	7.4	$7.6 \pm 0.3$
	99Q007B	49.32	8.2	
	99Q007C	Rechazada	—	
	99Q007D	43.16	7.2	
	99Q007E	Rechazada	—	

Cuadro 4.1: (Continuación)

Espécimen	Clave AI	$H_{\text{Ant.}}$ , [ $\mu\text{T}$ ]	VADM, [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]	VADMe $\pm$ d.e., [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]
Q1A	99Q008A	Rechazada	—	—
	99Q008B	Rechazada	—	—
	99Q008C	Rechazada	—	—
	99Q008D	Rechazada	—	—
	99Q008E	Rechazada	—	—
Q1C	99Q009A	34.92	5.8	$5.7 \pm 0.2$
	99Q009B	34.90	5.8	
	99Q009C	35.07	5.9	
	99Q009D	35.50	5.9	
	99Q009E	29.63	5.0	

Cuadro 4.2: Resultados del calculo de VADM con los datos de la Serie 2.

Espécimen	Clave AI	$H_{\text{Ant.}}$ , [ $\mu\text{T}$ ]	VADM, [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]	VADMe $\pm$ d.e., [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]
Q1D	99Q001A	43.50	7.3	$7.6 \pm 0.1$
	99Q001B	46.20	7.7	
	99Q001C	47.33	7.9	
	99Q001D	46.19	7.7	
	99Q001E	44.52	7.4	
Q1H	99Q002A	50.93	8.5	$8.4 \pm 0.3$
	99Q002B	53.69	9.0	
	99Q002C	46.86	7.8	
	99Q002D	Rechazada	—	
	99Q002E	Rechazada	—	
Q1I	99Q003A	54.97	9.2	$9.1 \pm 0.1$
	99Q003B	54.50	9.1	
	99Q003C	Rechazada	—	
	99Q003D	Rechazada	—	
	99Q003E	Rechazada	—	
Q1J	99Q004A	45.78	7.6	$8.0 \pm 0.2$
	99Q004B	49.19	8.2	
	99Q004C	50.28	8.4	
	99Q004D	46.03	7.7	
	99Q004E	47.30	7.9	
Q1K	99Q005A	64.56	10.1	$10.7 \pm 0.1$
	99Q005B	Rechazada	—	
	99Q005C	Rechazada	—	
	99Q005D	Rechazada	—	
	99Q005E	63.81	10.1	
Q1M	99Q006A	50.72	8.5	$8.4 \pm 0.1$
	99Q006B	50.78	8.5	
	99Q006C	51.09	8.5	
	99Q006D	47.60	8.0	
	99Q006E	50.04	8.4	

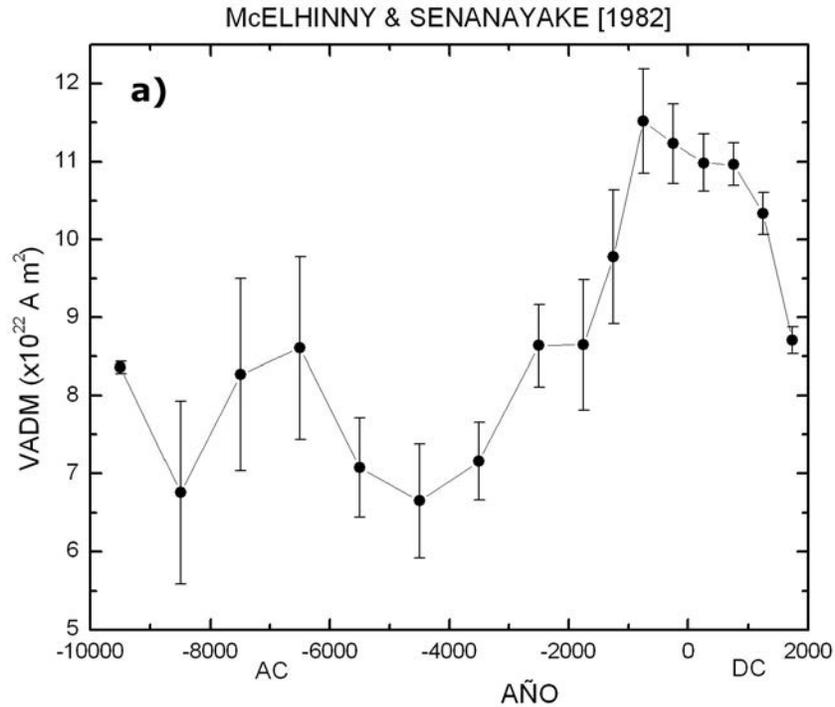
Cuadro 4.2. (Continuación)

Espécimen	Clave AI	$H_{Ant.}$ [ $\mu T$ ]	VADM, [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]	VADMe $\pm$ d.e., [ $\times 10^{22}$ A m <sup>2</sup> ]
Q1N	99Q007A	54.06	9.0	$8.7 \pm 0.2$
	99Q007B	55.38	9.3	
	99Q007C	48.75	8.1	
	99Q007D	49.62	8.3	
	99Q007E	52.40	8.8	
Q1L	99Q008A	32.66	5.5	$5.7 \pm 0.4$
	99Q008B	Rechazada	—	
	99Q008C	Rechazada	—	
	99Q008D	31.02	5.2	
	99Q008E	39.44	6.6	
Q1P	99Q009A	49.6	8.3	$6.3 \pm 0.7$
	99Q009B	Rechazada	—	
	99Q009C	37.8	6.3	
	99Q009D	35.8	6.0	
	99Q009E	28.5	4.8	

### 4.3. Intento de Fechamiento de Muestras

Teóricamente, a partir de la estimación del VADMe en todos los especímenes es posible realizar un fechamiento de estos materiales a través de la comparación de sus VADMe con las curvas de variación secular del momento dipolar geomagnético.

Las curvas globales de variación secular geomagnética usadas para la estimación de fechas de elaboración de los materiales fueron las siguientes:



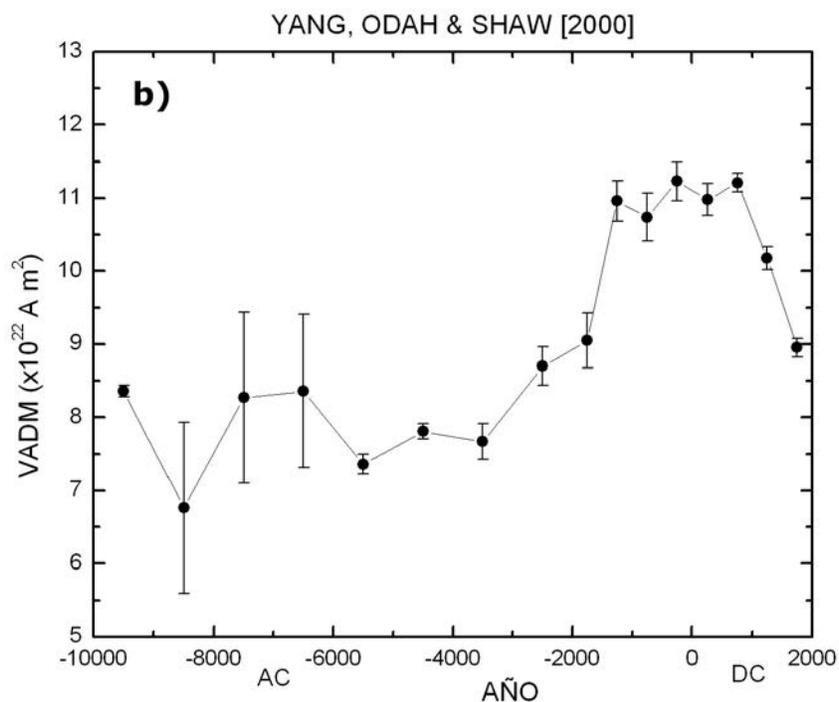
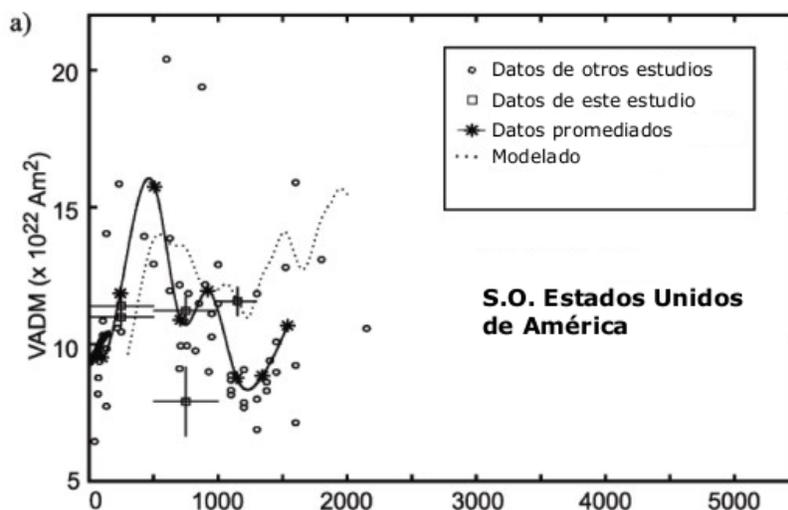


Figura 4.1: Curvas globales de variación secular geomagnética. A partir de interpolación de datos globales de diversos estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos. a) [McElhinny and Senanayake et al., 1982] y b) [Yang, ODAH and Shaw et al., 2000].

También se utilizaron curvas locales de variación secular geomagnética hechas a partir de datos arqueomagnéticos. Tales fueron los casos de la curva de Agnès Genevey e Yves Gallet a partir de datos de un extenso estudio arqueomagnético sobre cerámicas de Siria [Genevey and Gallet et al., 2003] y las curvas de variación geomagnética de Norteamérica y Sudamérica [Bowles et al., 2002] (figura 4.2).



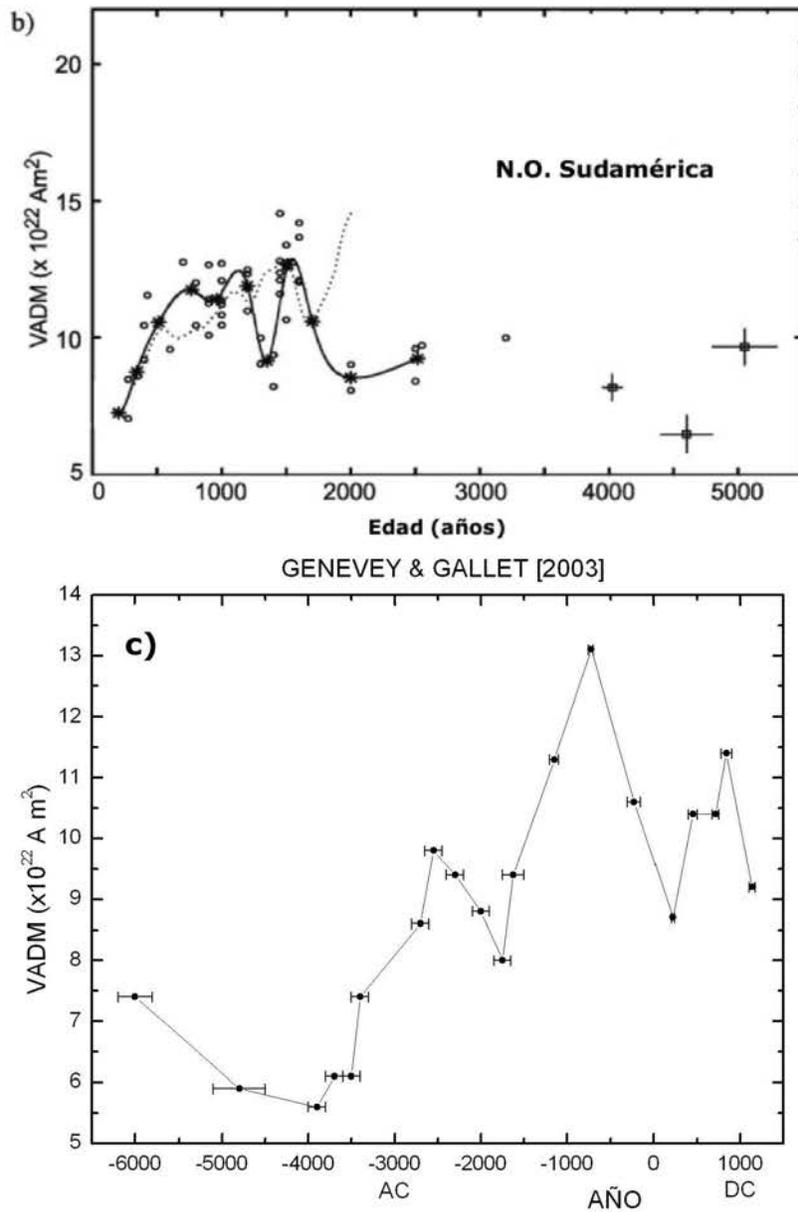


Figura 4.2: Curvas locales de variación secular geomagnética. A partir de datos arqueomagnéticos en a) Norteamérica, b) Sudamérica [Bowles et al., 2002] y c) Siria [Genevey and Gallet et al., 2003].

Las curvas globales de *McElhinny & Senanayake* y *Yang, Odah & Shaw* (figura 4.1, a y b) se parecen mucho entre sí aunque hay 18 años de diferencia entre ambas. La curva de Yang, Odah & Shaw es mucho más reciente y el número de datos analizados en ese estudio es tres veces mayor al número de datos analizados en el estudio de McElhinny por lo que se puede suponer que representa a una curva de ajuste más preciso, pero como ya se mencionó, ambas son bastante parecidas por lo que los fechamientos que se realicen con ambas serán muy parecidos entre sí.

Las curvas locales de variación secular geomagnética presentadas anteriormente son poco parecidas entre sí y no poseen gran parecido con las curvas globales por lo que los fechamientos hechos con estas curvas pueden presentar más diferencias entre sí que los hechos con las curvas globales.

Los resultados del fechamiento tentativo de las muestras se exhiben a continuación.

ESPÉCIMEN	VADM	McElhinny & Senanayake [1982]	Yang, Odah & Shaw [2000]	Genevey & Gallet [2003]	SW United States	NW South America
Q1K	$10.7 \pm 0.1$	250 - 1250 DC 1250 - 750 AC	750 - 1250 DC 1500 - 500 AC	900 - 1100 DC 400 - 775 DC 300 - 150 AC 1750 - 1100 AC	1500 - 2000 DC 750 - 1250 DC	250 - 1500 DC
Q1I	$9.2 \pm 0.1$	1500 - 1980 DC	1500 - 1995 DC	1100 - 1175 DC	1500 - 2000 DC	1500 - 2000 DC
Q2A	$9.1 \pm 0.1$	2500 - 1250 AC	2000 - 1500 AC	150 - 400 DC	500 - 1000 DC	500 - 1000 DC
Q2E	$9.1 \pm 0.2$	7500 - 6500 AC	7500 - 6500 AC	1750 - 1500 AC 2800 - 2200 AC		
Q1N	$8.7 \pm 0.2$	1500 - 1980 DC	1500 - 1995 DC	205 - 235 DC	1500 - 2000 DC	1500 - 2000 DC
Q1M	$8.4 \pm 0.1$	2500 - 1750 AC	3000 - 2000 AC	2100 - 1650 AC	500 - 1000 DC	0 - 1000 DC
Q1H	$8.4 \pm 0.3$	7500 - 6000 AC	7500 - 6500 AC	2800 - 2600 AC		
Q1J	$8.0 \pm 0.2$	1500 - 1980 DC 3500 - 1750 AC 8500 - 6000 AC	3500 - 2500 AC 5000 - 3000 AC 8000 - 6000 AC	1850 - 1650 AC 3500 - 2600 AC	1500 - 2000 DC 500 - 1000 DC	1500 - 2000 DC 0 - 1000 DC
Q1D	$7.6 \pm 0.1$	4000 - 3000 AC	4000 - 3000 AC	1850 - 1650 AC	1500 - 2000 DC	1500 - 2000 DC
Q3A	$7.6 \pm 0.3$	6000 - 5000 AC 9000 - 8000 AC	6000 - 5000 AC	3500 - 3300 AC 6200 - 5800 AC	500 - 1000 DC	
Q1P	7.0	5500 - 3500 AC	9000 - 8000 AC	3800 - 3300 AC	—————	1500 - 2000 DC
Q2C	$6.7 \pm 0.2$	9000 - 8000 AC		6200 - 5100 AC		
Q2B	$6.3 \pm 0.7$					
Q2H	5.8	9000 - 8000 AC	9000 - 8000 AC	4000 - 3500 AC	—————	—————
Q1C	$5.7 \pm 0.2$			5100 - 4500 AC		
Q1L	$5.7 \pm 0.4$					

Cuadro 4.3: Fechamiento tentativo de muestras realizado con todas las curvas de variación secular expuestas anteriormente.

En el cuadro anterior se aprecia que hay más de un fechamiento por cada curva de variación secular geomagnética. Esto es debido a que en ocasiones un sólo valor de VADM se puede repetir varias veces a lo largo de la escala de tiempo que presentan las curvas como de hecho se puede apreciar en ellas a simple vista. Por lo que primero hay que resolver cual de los fechamientos que se presentan a lo largo de la escala de tiempo en cada curva es el más apropiado para las muestras estudiadas.

Sin duda hay similitudes entre los fechamientos hechos con las distintas curvas de variación secular pero a pesar de ello no se puede establecer un fechamiento definitivo acerca de las muestras de estudio debido a que los fechamientos hechos con las todas las curvas no siempre son cercanos entre si para poder establecer un fechamiento único, por lo que es necesario descartar algunos de ellos y tomar sólo los mas cercanos entre si, y por supuesto, los que pertenecen a las escalas de tiempo estimados previamente por las investigaciones arqueológicas.

## Capítulo 5

# Resultados y Conclusiones

Las muestras arqueológicas de Quiahuiztlán fueron examinadas por la Dra. Anick Daneels (comunicación personal) experta en la arqueología de la zona y en cerámica antigua en el Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM. Se concluyó que las muestras arqueológicas en su mayoría pertenecen a utensilios básicos que usaron en su vida diaria los antiguos pobladores de esa zona, tales como ollas, cajetes y comales, entre otros utensilios. La mayoría de los materiales son de fabricación “burda”, no pertenecen a piezas de vasijas “finas”. Es muy difícil que estos materiales hayan sido importados desde sitios lejanos y la época de fabricación de estos materiales debe estar comprendida dentro del rango de tiempo en la que el sitio estuvo habitado (900 - 1521 d.C.) siendo muy poco probable que estos materiales daten de épocas más antiguas. En opinión de la Dra. Daneels las técnicas utilizadas para la fabricación de estos materiales sugiere que alcanzaron temperaturas por arriba de  $500^{\circ}\text{C}$ , lo cual asegura la adquisición de una TRM en todos los materiales a excepción de la muestra Q3A que en opinión de los expertos en cerámica de ese instituto no se trata de un material cerámico sino de un *mortero* que no fue calentado para su fabricación. Ignorando este hecho, la muestra fue tratada como cualquier otro material cerámico dentro de este estudio arqueomagnético. Sin embargo, como se puede apreciar en el cuadro 4.3 (capítulo anterior) en dicha muestra se obtuvo un VADM que casi concuerda con la algunas muestras cerámicas e inclusive las curvas de variación secular de Norteamérica y Sudamérica la fechan en épocas que corresponden al momento en el que estuvo habitado el sitio arqueológico.

Con el fin de apoyar los datos arqueológicos obtenidos de las cerámicas con más recursos de fechamiento, se practicó una prueba de autenticidad de cerámicas con el método de termoluminiscencia a tres muestras utilizadas para el fechamiento arqueomagnético. Estas muestras fueron Q1L, Q2C y Q2E las cuales obtuvieron una estimación de edad absoluta mediante dicho método de  $535 \pm 70$ ,  $770 \pm 150$  y  $500 \pm 230$  años respectivamente (ver apéndice), lo cual indica que las muestras estudiadas con este procedimiento son de fabricación precolombina. Este resultado refuerza la opinión de los arqueólogos con respecto a la edad de las muestras. Las pruebas de autenticidad fueron realizadas por el M. en C. Ángel Ramírez en el Laboratorio Universitario de Termoluminiscencia del Instituto de Geofísica de la UNAM.

A partir de todos los datos obtenidos se establece que los únicos fechamientos que se pueden considerar son aquellos que corresponden a la época comprendida entre los años 900 y 1521 d.C., eliminando los fechamientos de épocas anteriores en el cuadro 4.3. Llevando acabo esa discriminación en los resultados del cuadro 4.3 se realizó el cuadro 5.1.

ESPÉCIMEN	VADM	McElhinny & Senanayake [1982]	Yang, Odah & Shaw [2000]	Genevey & Gallet [2003]	SW United States	NW South America
Q1K	10.7 ± 0.1	250 - 1250 DC	750 - 1250 DC	900 - 1100 DC 400 - 775 DC	1500 - 2000 DC 750 - 1250 DC	250 - 1500 DC
Q1I	9.2 ± 0.1	1500 - 1980 DC	1500 - 1995 DC	1100 - 1175 DC	1500 - 2000 DC	1500 - 2000 DC
Q2A	9.1 ± 0.1				500 - 1000 DC	500 - 1000 DC
Q2E	9.1 ± 0.2					
Q1N	8.7 ± 0.2	1500 - 1980 DC	1500 - 1995 DC	205 - 235 DC	1500 - 2000 DC	1500 - 2000 DC
Q1M	8.4 ± 0.1				500 - 1000 DC	0 - 1000 DC
Q1H	8.4 ± 0.3					
Q1J	8.0 ± 0.2	1500 - 1980 DC	_____	_____	1500 - 2000 DC 500 - 1000 DC	1500 - 2000 DC 0 - 1000 DC
Q1D	7.6 ± 0.1	_____	_____	_____	1500 - 2000 DC	1500 - 2000 DC
Q3A	7.6 ± 0.3				500 - 1000 DC	
Q1P	7.0	_____	_____	_____	_____	1500 - 2000 DC
Q2C	6.7 ± 0.2					
Q2B	6.3 ± 0.7					
Q2H	5.8	_____	_____	_____	_____	_____
Q1C	5.7 ± 0.2					
Q1L	5.7 ± 0.4					

Cuadro 5.1: Fechamientos de muestras que tienen coincidencias con la época que los datos arqueológicos hacen suponer como correcta.

Como se puede observar en el cuadro 5.1 no todas las curvas fechan a la totalidad de muestras dentro de la época establecida como correcta e incluso existen muestras que no tienen fechamiento dentro de esa época con ninguna de las curvas. De hecho, según las referencias sobre arqueología mexicana la cerámica precolombina en México no puede tener una antigüedad mayor a 2000 a.C. Por lo que todo fechamiento más antiguo está fuera de toda posibilidad de ser acertado. Observando el cuadro 4.3 se pueden encontrar especímenes cuyo VADM calculado es tan bajo que dichos valores no están registrados en el rango de tiempo 2000 a.C. - 2000 d.C. en ninguna de las cinco curvas utilizadas. Esto quizás pone de manifiesto la necesidad de una curva local de variación secular geomagnética para México.

El campo geomagnético real observado en la superficie de la Tierra está compuesto principalmente de una componente dipolar de campo magnético terrestre y otra componente no-dipolar. En opinión de algunos paleomagnetistas como el Dr. Robert Coe (comunicación personal) de la Universidad de California, EE.UU., la componente no-dipolar podría contribuir al valor de la intensidad de campo magnético observado en un sitio en particular de tal forma que su magnitud no se aproxime al valor promedio del campo magnético terrestre global, ni al de algún otro sitio diferente pues dicha componente toma valores distintos en cada punto sobre la Tierra y en la opinión personal del Dr. Coe, esta componente magnética puede variar significativamente en un lapso de 500 años. Por esa razón las curvas globales de variación secular no se parecen mucho a las curvas locales, tal y como se observa en las figuras 4.1 y 4.2 del capítulo anterior. Por lo tanto es posible que las curvas globales no sean el mejor recurso para el fechamiento de materiales arqueológicos. En este contexto

la elaboración de la curva maestra de variación secular para Mesoamerica es primordial para intentar un fechamiento mas fino.

Las curvas que mejor sitúan a las muestras en fechas dentro de épocas en las que antiguamente estuvo habitado el sitio son las curvas locales de Norteamérica y Sudamérica. Probablemente porque son lo más parecido a lo que sería una curva de variación local apropiada para la realización de estos fechamientos. Aunque en el caso de estas dos curvas hay que tomar en cuenta que son las de mayor dispersión y por tanto el fechamiento realizado puede ser impreciso.

A partir de los resultados finales obtenidos en este estudio se puede establecer que en tanto no se cuente con una curva maestra de variación secular local para México los fechamientos arqueomagnéticos necesitan ser corroborados por otros métodos de fechamiento alternativos y datos arqueológicos confiables que complementen la información.

## 5.1. Conclusiones

1. Se realizo el primer intento en Mesoamerica de fechamiento de materiales cerámicos precolombinos a través de la determinación de arqueointensidades magnéticas por el método de Thellier modificado por Coe. Se usaron las curvas globales de variación secular geomagnética y las curvas locales de Siria, Norteamérica y Sudamérica como patrones de comparación para establecer fechamientos.
2. Se encontró que el método de Thellier modificado por Coe es apropiado para la determinación de arqueointensidades en materiales cerámicos arqueológicos debido a los buenos resultados experimentales obtenidos con los materiales utilizados en este estudio. Prueba de ello son los resultados del experimento *previo* realizado a manera de prueba antes de hacer la determinación de arqueointensidades (capitulo 4, subsección 4.3.3).
3. Se practicó un estudio de caracterización magnética sobre estos materiales y se estableció que las cerámicas arqueológicas son viables para la realización de estudios arqueomagnéticos que ayuden a estimar sus fechas de elaboración y hagan posible la aportación de información valiosa dentro del campo de la arqueología a través de un método de fechamiento que puede llegar a ser confiable, sencillo y de bajo costo.
4. Mediante los estudios de histéresis magnética y la determinación de campos destructivos medios a través de la desmagnetización con campos alternos, se determinó que el estado de dominio magnético que predomina en estos materiales es el dominio pseudo-sencillo (PSD). Lo cual, valida el uso del método de Thellier sobre estos materiales cerámicos.
5. No se encontró que exista una relación entre el estado de dominio magnético estimado a través de los métodos empleados en este estudio y los resultados arqueomagnéticos obtenidos, por lo que no se considera un buen criterio de selección de muestras para un experimento de determinación de arqueointensidades.
6. El estudio de susceptibilidad magnética en función de la temperatura mostró que el principal mineral magnético portador de remanencia en los materiales estudiados es la titanomagnetita.
7. Se observó que existe relación entre el comportamiento de la curva de susceptibilidad magnética en función de la temperatura de cada espécimen y los resultados que se obtienen en el experimento de arqueointensidades. Los mejores resultados arqueomagnéticos se obtuvieron con materiales que mostraron curvas de susceptibilidad magnética con baja dispersión (señal magnética alta) y que presentaron poca alteración en su composición de minerales.

8. Además del experimento *previo* de arqueointensidades, se utilizó un estudio de estabilidad magnética en los materiales a través de la desmagnetización por el método de campos alternos para hacer una selección de muestras con características de estabilidad térmicas y magnéticas apropiadas para llevar a cabo en ellas el experimento de determinación de arqueointensidades.
9. No se encontró ninguna relación entre la apariencia y color de las muestras estudiadas y la calidad de los resultados obtenidos por lo que la selección de muestras para la determinación de arqueointensidades queda centrada exclusivamente en el estudio de sus propiedades magnéticas.
10. Los diagramas tridimensionales de componentes (figura 3.18, capítulo 3) usados para exhibir las gráficas de desmagnetización por campos alternos y estudiar la estabilidad magnética de las muestras resultaron ser tan útiles como los tradicionales diagramas de Zijderveld usados en la mayoría de estudios arqueo y paleomagnéticos. Por lo que es posible usarlos como herramienta de análisis en futuros proyectos de este tipo.
11. El análisis de estabilidad magnética reveló que los especímenes que muestran alta estabilidad ante la desmagnetización por campos alternos no poseían componentes de magnetización secundarias importantes, lo cual valida los resultados que se obtuvieron en la determinación de campos destructivos medios.
12. Se usó la corrección de resultados por efectos de ritmo de enfriamiento con la cual se ajustaron los resultados arqueomagnéticos experimentales de cada muestra entre 0 y 31.7 % reduciendo de esta manera la desviación estándar en los resultados de cada espécimen y por consiguiente, reduciendo el error experimental en la estimación del campo geomagnético antiguo.
13. En la opinión de los arqueólogos, el proceso de fabricación de las cerámicas varía dependiendo de su tipo, si es “fina” o “burda”, su técnica prácticamente no varió con el paso de los siglos hasta los tiempos de la conquista española. En el caso de los materiales usados en este estudio se tratan en su mayoría del tipo de cerámica que se le puede llamar “burda” que fueron calentadas en un horno abierto donde alcanzaron temperaturas de más de 500<sup>0</sup>C lo cual asegura la adquisición de una TRM y el tiempo de enfriamiento fue de unas pocas horas (5 - 7 horas) por lo que la corrección de resultados arqueomagnéticos por efectos de ritmo de enfriamiento usando 6 horas y media como tiempo de enfriamiento lento se considera adecuada.
14. El encapsulamiento de las muestras de estudio en pastillas de sal (NaCl) resultó ser un recurso muy útil que facilitó el trabajo con las muestras en los distintos experimentos donde fue necesario que tuvieran esa presentación. No se encontró que este procedimiento afectara de alguna forma el resultado de los experimentos.
15. Se realizó una prueba de autenticidad de cerámicas arqueológicas por el método de termoluminiscencia a tres muestras de este estudio arqueomagnético, los resultados de la prueba indican que dichas muestras son de fabricación precolombina al obtener cada una de ellas una estimación de edad absoluta mayor a los 500 años de antigüedad (ver apéndice). Dicho resultado refuerza los datos arqueológicos obtenidos con respecto a la edad de las muestras.
16. Los datos arqueológicos obtenidos a partir de la revisión de las muestras por arqueólogos expertos indican que el intervalo de elaboración de estos materiales están entre los años 900 y 1521 DC. Sin embargo, los fechamientos arqueomagnéticos practicados en este trabajo sitúan a algunas de las muestras en épocas muy distintas a la que indica la arqueología. Probablemente debido a que las curvas de variación secular geomagnética utilizadas no son las adecuadas para estos fines.

17. La falta de coincidencias entre los fechamientos arqueomagnéticos y los datos arqueológicos e igualmente con los resultados de las pruebas de autenticación de cerámicas por el método de termoluminiscencia pone de manifiesto la necesidad de una curva local de variación secular geomagnética para México.
18. A partir de los resultados obtenidos en este estudio se concluye que las curvas de variación global y las curvas de variación local de sitios diferentes al lugar de donde provienen las muestras no demuestran ser un buen recurso para el fechamiento de materiales arqueológicos.
19. El hecho de que las curvas globales de variación secular no muestran ser un buen recurso para el fechamiento de los materiales arqueológicos podría deberse a que al realizar la comparación del VADM de un sitio en particular con estas curvas no se toma en consideración los efectos de la componente del campo magnético no-dipolar sobre el valor de la intensidad de campo geomagnético del sitio, lo cual podría provocar disparidad con los datos globales interpolados de los que están hechas las curvas.
20. Las curvas locales de variación secular más cercanas al sitio, las de Norteamérica y Sudamérica, dieron buenos resultados en los fechamientos. Pero la calidad de ajuste de éstas es deficiente por lo que se reitera la necesidad de una curva local de variación secular geomagnética de calidad entre los periodos que comprende a las épocas de interés arqueológico.
21. En tanto no se cuente con una curva maestra de variación secular geomagnética local, en futuros trabajos de fechamiento arqueomagnético será necesario corroborar resultados con métodos de fechamiento alternativos y datos arqueológicos confiables.

## 5.2. Trabajo Futuro

Este trabajo demostró que las cerámicas precolombinas mesoamericanas son aptas para los estudios arqueomagnéticos. De esta forma se abre el camino para empezar a construir una curva de variación secular regional que en el futuro servirá para realizar fechamientos arqueológicos confiables y precisos.

Ahora que se sabe que este método de determinación de arqueointensidades funciona en este tipo de materiales, la segunda etapa para este tipo de proyectos es empezar a trabajar con las cerámicas fechadas de Mesoamérica para elaborar la curva maestra de variación secular regional.

En trabajos futuros se pretende estudiar cerámica variada proveniente de más sitios arqueológicos.

# Bibliografía

- [1] Alfvén H. (1942 a), *Remarks on the rotation of a magnetized sphere with application to solar rotation*, Arkiv. f. Mat. Astrom. Fysic, 28A, No. 9, pp. 2 - 9.
- [2] Alfvén H. (1942 b), *On the existence of electromagnetic-hydrodynamic waves*, Arkiv. f. Mat. Astrom. Fysic, 29B, No. 2, pp. 7.
- [3] Alfvén H. (1950), *Cosmical electrodynamics*, Oxford University Press, New York, pp. 237.
- [4] Arellanos M. Ramón (1997), *La arquitectura monumental postclásica de Quiahuiztlan*, *Estudio monográfico*, Universidad Veracruzana, pp. 15 - 49.
- [5] Arellanos M. Ramón, Beauregard G. Lourdes (1999), *Quiahuiztlan, su espacio interno y materiales culturales*, Antropología e Historia en Veracruz, Gobierno del Edo. de Veracruz-Llave, Instituto de Antropología e Historia de la Universidad Veracruzana, pp. 261 - 276.
- [6] ASC Scientific, JR-5/JR-5A Spinner Magnetometer, *Instruction Manual*, Ver. 1.0, AGICO, Czech Republic.
- [7] ASC Scientific, Thermal Specimen Demagnetizer Model TD48, *Instruction Manual*, Carlsbad, CA. USA.
- [8] ASC Scientific, Molspin Shielded Alternating Field Demagnetizer, *Instruction Manual*, Carlsbad, CA. USA.
- [9] Barbetti M. (1977), *Measurements of recent geomagnetic secular variation in southeast Australia and the question of dipole wobble*, Earth Planet. Sci. Lett., 36, pp. 207 - 218.
- [10] Bizette H. & Tsai B.C. (1956), *r. acad. sci. Paris*, 242, pp. 2124 - 2127.
- [11] Blakett P.M.S. (1947), *The Magnetic Field of Massive Rotating Bodies*, Nature, 159, pp. 658 - 666.
- [12] Blakett P.M.S. (1952), *A Negative Experiment Relating to Magnetism and The Earth's Rotation*, Phil. Trans. Roy. Soc., London, A245, 309 - 370.
- [13] Böhnell H. & Molina-Garza R. (2002), *Secular variation in Mexico during the last 40,000 years*, Phys. Earth Planet. Inter., 4150, pp. 1 - 11.
- [14] Bowles, J., Gee, J., Hildebrand, J., Tauxe, L. (2002), *Archeomagnetic intensity results from California and Ecuador: evaluation of regional data*, Earth Planet. Sci. Lett., 203, pp. 967 - 981.
- [15] Bullard E.C. (1949 a), *The Magnetic Field Within the Earth*, Proc. Roy. Soc. London, A197, pp. 433 - 453.
- [16] Bullard E.C. (1949 b), *Electromagnetic Induction in a Rotating Sphere*, Proc. Roy. Soc. London, A199, pp. 413 - 443.

- [17] Bullard E.C., Freedman C., Gellman H. & Mixon J. (1950), *The westard drift of the Earth's magnetic field*, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A243, pp. 67 - 92.
- [18] Butler R.F. (1998), *PALEOMAGNETISM: Magnetic domains to Geologic Terranes*, Electronic Edition, Departamen of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona.
- [19] Cejudo R. F. R. (2006), *Paleomagnetismo y Paleointensidad de formaciones Volcánicas Miocénicas de Baja California, México*, Tesis de Maestría en Ciencias, Instituto de Geofísica, UNAM.
- [20] Childress S. (1970), *New Solutions of the Kinematic Dinamo Problem*, J. Math. Phys., 11, pp. 3063 - 3076.
- [21] Coe R. S. (1967), *Paleo-Intensities of the Earth's magnetic field determined form tertiary and quaternary rocks*, J. Geophys. Res., 72, No. 12, pp. 3247 - 3262.
- [22] 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.
- [23] Cottrell R. D., and Tarduno J. A., (2000). *In search of high-fidelity geomagnetic palaeointensities: A comparison of the single plagioclase crystal and whole rock Thellier-Thellier analyses*, Journal of Geophys. R. 105, B10, pp. 23579 - 23594.
- [24] Cowling T.G. (1934), *The Magnetic Field of Sunspots*, Mon. Not. Roy. Astron. Soc., 94, pp. 39 - 48.
- [25] Day R., Fuller M. & Schmidt V. A. (1977), *Hysteresis Properties of Titanomagnetites: Grain-Size and Compositional Dependence*, Phys. Earth Planet. Inter., 13, pp. 206 - 267.
- [26] Díaz del Castillo B., *Historia verdadera de la conquista de la Nueva España*, Editores Mexicanos Unidos S.A., México, 1992.
- [27] Dunlop D.J. & Özdemir Ö. (1997), *Rock magnetism: Fundamentals and frontiers*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 573.
- [28] Dunlop (2002), *Theory and Applications of the Day Plot (Mra/Mr versus Hcr/Hc). Theoretical Curves and Test Using Titanomagnetite Data*, J. Geophys Res., 107, b3, pp.1029 - 2001.
- [29] Dzyaloshinsky I, (1958), *J. Phys. Chem. Solid.*, 4, pp. 241 - 255.
- [30] Eisberg R. & Resnick R. (1979), *Física Cuántica - Átomos, moléculas, sólidos, núcleos y partículas*, Limusa, México, pp. 713.
- [31] Elsasser W.M. (1946 a), *Induction Effects in Terrestrial Magnetism 1, Theory*, Phys. Rev., 69, pp. 106 - 116.
- [32] Elsasser W.M. (1946 b), *Induction Effects in Terrestrial Magnetism 2, The secular Variations*, Phys. Rev., 70, pp. 202 - 212.
- [33] Elsasser W.M. (1947), *Induction Effects in Terrestrial Magnetism 3, Electric Modes*, Phys. Rev., 72, pp. 821 - 833.
- [34] Genevey A. & Gallet Y. (2003), *Eight thousand years of geomagnetic field intensity variations in the eastern Mediterranean*, J. Geophys. Res., 108(B5), 2228, pp. 1 - 18.

- [35] Gogitchaichvili A., Prévot M., Thompson J. & Roberts N. (1999), *An attempt to determine the absolute geomagnetic field intensity in Southwestern Iceland during the Gauss-Matuyama reversal*, Phys. Earth Planet. Inter., 115, pp. 53 - 66.
- [36] Gogitchaichvili A. T., Prévot M. & Camps P. (1999), *No evidence for strong fields during the R3-N3 Icelandic geomagnetic reversal*, Earth Planet. Sci. Lett., 167, pp. 15 - 34.
- [37] Gogitchaichvili A., Alva-valdivia L., Morales J., Caballero C. & Gonzales J.A. (2000), *New contributions to the Early Pliocene geomagnetic field strength: Case study of southern Caucasus volcanics*, Geof. Int., Vol. 39, No. 3, pp. 277 - 284.
- [38] Gogichaishvili A., Morales J.J. & Urrutia-Fucugauchi J. (2001), *On the use of thermomagnetic curves in paleomagnetism*, C. R. Acad. Sci. Ser., IIa, 333, pp. 699 - 704.
- [39] Gogitchaichvili A., Alva-Valdivia L.M., Rosas E.J., Urrutia F.J., Cervantes M.A. & Morales J. (2002), *Paleosecular variation record of geomagnetic full vector during late Miocene, from the Nayarit area, Mexico*, Phys. Earth Planet. Inter., 134, pp. 71 - 88.
- [40] Gogitchaichvili A., Alva-Valdivia L.M., Urrutia F.J. & Morales J. (2002), *On the reliability of Mesozoic Dipole Low: New absolute paleointensity results from Paraná Flood Basalt (Brazil)*, Geophys. Res. Lett., Vol. 29, No. 13.
- [41] Gogichaishvili A., Alva-Valdivia L. M., Rosas-Elgera J., Urrutia-Fucugauchi J. & Solé J. (2004), *Absolute geomagnetic paleointensity after the cretaceous normal superchron and just prior to the cretaceous-tertiary transition*. J. Geophys. Res., Vol. 109, B01105.
- [42] Inglis D.R. (1955), *Theories of the Earth's Magnetism*. Rev. Mod. Phys., 27, pp. 212 - 248.
- [43] Ishikawa Y. & Akimoto S. (1957), *J. Phys. Soc. Japan*, 12, pp. 1083 - 1098.
- [44] Jackson, *Classical Electrodynamics*, John Wiley & Sons, Second Edition, pp. 45.
- [45] Jacobs J.A. (1994), *Reversals of the Earth's Magnetic Field*, Second Edition, Cambridge University Press, pp. 35 - 165.
- [46] Koenisberger, J. G. (1938). *Natural residual magnetism of eruptive rocks*, Terr. Magn. Atmos. Electr., 43, pp. 299 - 320.
- [47] Kono, M. and Ueno, N. (1977), *Paleointensity determination by a modified Thellier Method*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 13, pp. 305 - 314.
- [48] Kono M. (1978), *Reliability of paleointensity methods using alternating field demagnetization and anhysteretic remanence*, Geophys. J. R. astr. Soc., 54, pp. 267 - 284.
- [49] Kono M. & Tanaka H. (1984), *Analysis of the Thelliers' method of paleointensity determination 1: Estimation of statistical errors*, J. Geomag. Geoelectr., 36, pp. 267 - 284.
- [50] Kosterov A. A. & Prévot M. (1998), *Possible mechanisms causing failure of Thellier paleointensity experiments in some basalts*, Geophys. J. Int., 134, pp. 554 - 572.
- [51] Lawrence, K. P., C. G. Constable, & C. L. Johnson (2006), *Paleosecular variation and the average geomagnetic field at 620 latitude*, Geochem. Geophys. Geosyst., 7, Q07007.
- [52] Li Y. Y. (1956), *Phys. Rev.*, 101, 1450.

- [53] Martin D. H. (1967), *International Dictionary Geophysics*, Editor S.K. Runcorn, Pergamon Press, pp. 257 - 260.
- [54] Mattis D. G. (1965), *Theory of Magnetism*, Harper & Row, New York.
- [55] McElhinny M.W. & Senanayake W.E. (1982), *Variations in the geomagnetic dipole 1: the past 50,000 years*, J. Geomag. Geoelectr., 34, pp. 39 - 51.
- [56] Medellín Z. A. (1955), *Exploraciones en la isla de sacrificios*, Inf, gov, del Edo. de Veracruz, Dir. Gral. Educ., Depto. de Antropología, Xalapa, Ver.
- [57] Merrill R.T., McElhinny M.W. & McFadden P.L. (1996), *The Magnetic Field of the Earth*, International Geophysics Series AP, San Diego, pp. 5 - 336.
- [58] Merrill R.T. & McFadden P.L. (2003), *The geomagnetic axial dipole field assumption*, Phys. Earth Planet. Inter., 139, pp. 171 - 185.
- [59] Morales C. J. J. (1993), *Sistema Automatizado para la Determinación de Propiedades Magnéticas en Función de la Temperatura*, Tesis de Licenciatura en Física, Facultad de Ciencias, UNAM, pp. 9 - 10.
- [60] Morales C. J. 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.
- [61] Nagata T. (1943), *The natural remanent magnetism of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena*, Bull. Earthquake. Res. Ins. Univ. Tokyo, 21, pp. 225.
- [62] Nagata T. (1961), *Rock Magnetism*, Maruzen Co., Tokyo.
- [63] Néel L. (1949), *Ann. Physique*, 4, pp. 249.
- [64] Néel L. & Pauthenet R. (1952), *C. r. Acad. Sci. Paris*, 234, pp. 2172 - 2174.
- [65] Néel L. (1953), *Rev. Mod. Phys.*, 25, pp. 58.
- [66] O'Reilly W. (1984), *Rock and Mineral Magnetism*, Chapman & Hall, Londres, pp. 220.
- [67] Parry L.G. (1982), *Magnetizations of immobilized particle dispersion with two distinct particle size*, Phys. Earth Planet. Inter., 28, pp. 230 - 241.
- [68] Prévot M., Maininen R.S., Coe R. & Grommé S. (1985), *The steens mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models*, J. Geophys. Res., 90, pp. 417 - 448.
- [69] Princeton Measurements Corporation, MicroMag<sup>TM</sup> Alternating Gradient Magnetometer Model 2900, *Instruction Manual*.
- [70] Reitz J.R., Milford F.S. & Christy R.W. (1986), *Fundamentos de la Teoría Electromagnética*, Addison-Wesley, Iberoamericana, pp. 641.
- [71] Resnick R., Halliday D. & Krane K.S. (2003), *Physics*, Vol. 2, 5th Edition, John Wiley & Sons, pp. 801 - 808.
- [72] Rikitake Y. (1966), *Electromagnetism and the Earth's interior*, Elsevier, Amsterdam.

- [73] Roberts G.O. (1970), *Spatially Periodic Dynamos*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A266, pp. 535 - 538.
- [74] Rodríguez C. M. G. (2005), *Estudio Paleomagnético de los Campos Volcánicos Ceboruco- San Pedro y Tequila (Faja Volcánica Mexicana)*, Tesis de Maestría en Ciencias, Instituto de Geofísica, UNAM.
- [75] Rolph, T. C., & Shaw, J., (1984), *A new method of palaeofield magnitud correction for thermally altered samples and its application to Lower Carboniferous lavas*, Geophys. J. Int., 80, pp. 773 - 781.
- [76] Shaw, J., (1974), *A new method of determining the magnitud of the paleomagnetic field. Application to five historical lavas and five archaeological asmples*, Geophys. J. R. astr. Soc., 76, pp. 637 - 651.
- [77] Shaw, J., Walton D., Yang S., Rolph C. And Share J. A., (1996), *Microwave archaeointensities from Peruvian ceramics*,
- [78] Selkin, P.A. and L. Tauxe, (2000). *Long-term variations in palaeointensity*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 358, pp. 1065 - 1088.
- [79] Smith P.J. (1967 a), *The intensity of the tertiary geomagnetic field*, Geophys. J. Roy. Astrom. Soc., 12, pp. 239 - 258.
- [80] Smith P.J. (1967 b), *The intensity of the ancient geomagnetic field: A review and analysis*, Geophys. J. Roy. Astrom. Soc., 12, pp. 321 - 362.
- [81] Tanaka, H. and Kono, M., (1984). *Analysis of the Thelliers' Method of Paleointensity Determination 2: Applicability to High and Low Magnetic Fields*, J. Geomag. Geoelectr., 36, pp. 285 - 297.
- [82] Tauxe L., Mullender A. & Pick T. (1996), *Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis*, J. Geophys. Res., 101, pp. 571 - 583.
- [83] Tauxe L. (2005), *Lectures in Paleomagnetism*, Internet Course: <http://magician.ucsd.edu/sio247>.
- [84] Thellier, E. and Thellier, O. (1959). *Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique*. Ann. Géophysique. 15, pp. 285 - 376.
- [85] Tipler E. (1976), *Física Moderna*, Bilbao, Urmo, pp. 533.
- [86] Tsunakawa H. and Shaw J., (1994). *The Shaw method of palaeointensity determinations and its application to recent volcanic rocks*, Geopys. J. Int., 118, pp. 781 - 787.
- [87] Valencio D.A. (1980), *El magnetismo de las rocas*, Ed. Universitaria de Buenos Aires, pp. 61 - 229.
- [88] Van Vleck I. (1945), *Rev. Mod. Phys.*, 17, pp. 27.
- [89] Van Zijl, J. S. V., K. W. T. Graham, and A. I. Hales (1962), *The paleomagnetis of the Stromberg lavas of South Africa, 1 and 2*, Geophys. J, 7, pp. 23 - 39 and 169 - 182.
- [90] Wilson, R.L. (1961). *Palaeomagnetism in Norther Ireland, Part I. The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks*. Geophy., J. Roy. Astron. Soc., 5, pp. 45 - 58.
- [91] Yang S., Odah H. & Shaw J. (2000), *Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12 000 years*, Geophys. J. Int., 140, pp. 158 - 162.
- [92] Yukutake T. (1967), *The westard drift of the Earth's magnetic field in historic times*, J. Geomag. Geoelec., 17, pp. 287 - 309.

## Apéndice A

# Autenticación de Cerámicas Arqueológicas por el Método de Termoluminiscencia

### A.1. Introducción

La gran demanda en el fechamiento de materiales geológicos y de piezas arqueológicas requiere de un método práctico y confiable. La termoluminiscencia es una herramienta promisoría para este propósito. Así, aporta ayuda al extenso campo de la geofísica, la geología, la arqueología y de muchas otras ciencias en el establecimiento de inferencias sobre condiciones y características sufridas por la Tierra en el pasado. El rango de edad para el fechamiento por TL es de aproximadamente 100 hasta 800 000 años. Una de las características que hacen al método TL atractivo es el rango de edad, ya que cubre un periodo en la escala de tiempo el cual queda fuera del alcance de otros sistemas conocidos como el de radiocarbono ( $^{14}C$ ). En algunos casos la insuficiencia o total ausencia de material orgánico fechable imposibilita la aplicación de este último, dando espacio al fechamiento por TL. Además, esta técnica puede funcionar a manera de argumento, corroborando y apoyando los resultados obtenidos por otros métodos.

### A.2. El Fenómeno Termoluminiscente

Ciertos cristales al ser irradiados tienen la propiedad de emitir luz si se eleva su temperatura a un valor suficiente por debajo de su temperatura de incandescencia. A este fenómeno se le conoce como radioluminiscencia térmicamente estimulada, sin embargo, por razones históricas se le llama radiotermoluminiscencia o simplemente *termoluminiscencia*. La importancia de este fenómeno radica en el hecho de que la cantidad de luz emitida es proporcional a la dosis absorbida por el material irradiado. Este principio se aprovecha en arqueología ya que la mayoría de las cerámicas contienen cristales en su composición y éstos presentan el fenómeno termoluminiscente, punto de partida del fechamiento radica en determinar cuándo fue cocida esta cerámica (borrado de la señal TL) y a partir de este momento comienza nuevamente a interactuar la radiación proveniente tanto de sus componentes como de su entorno sobre sus cristales.

El mecanismo general para explicar el fenómeno TL es el siguiente: al irradiar el cristal, su estructura sufre alteraciones por la ionización, en éste proceso se liberan electrones de la red y se generan dos tipos de entes móviles: electrones y *agujeros*, portadores de carga negativa y positiva respectivamente, que pueden

viajar por el cristal hasta quedar atrapados en defectos de la red (conocidos como *trampas*), generando *centros luminiscentes* (también conocidos como *centros de color*). Los electrones y los agujeros permanecen atrapados hasta que se proporciona al cristal la energía térmica o luminosa suficiente para liberarlos, volviéndolos a su estado natural que tenían antes de la irradiación. Cuando esto ocurre, se desprende del exceso de energía que adquirieron, emitiendo fotones. El proceso de emisión luminosa durante el calentamiento de cristal implica la desocupación de las trampas en el cristal. Se puede explicar este fenómeno usando un modelo teórico de bandas del sólido (figura A.1) el cual es una forma alternativa de ilustrar el proceso.

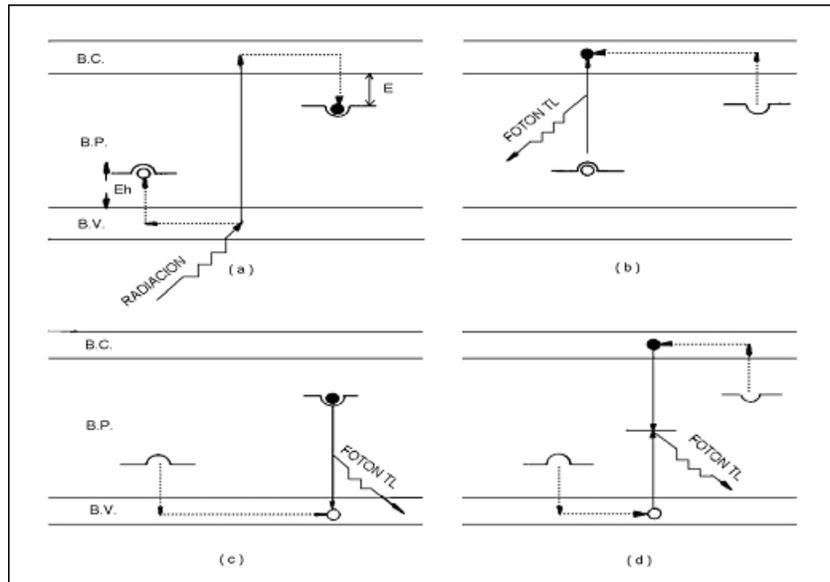


Figura A.1: Diagrama de bandas de energía del fenómeno de termoluminiscencia, en el inciso a) un electrón es excitado por efecto de la radiación dejando la banda de valencia y pasando a la banda de conducción hasta que finalmente queda atrapado en la banda prohibida (estado metaestable), los incisos b), c) y d) representan la emisión de fotones al regreso de los electrones a su estado base o a un estado intermedio a causa de una desexcitación provocada por un agente como la temperatura ó luz. Las notaciones B.C, B.P. y B.V. significa banda de conducción, banda prohibida y banda de valencia respectivamente.

Los fotones emitidos durante el fenómeno TL corresponden a diferentes energías lo que se traduce en términos de longitud de onda, de manera tal del espectro TL está delimitado por tres dimensiones las cuales son mostradas en la figura A.2, es ésta en realidad la imagen de un espectro termoluminiscente, sin embargo, para fines de aplicación el espectro es “cortado” mediante el uso de un filtro el cual permite sólo los fotones de cierta longitud de onda previamente seleccionada, el espectro entonces se transforma en dos dimensiones haciendo de esta manera más práctico y fácil su análisis para su aplicación el la dosimetría y fechamiento.

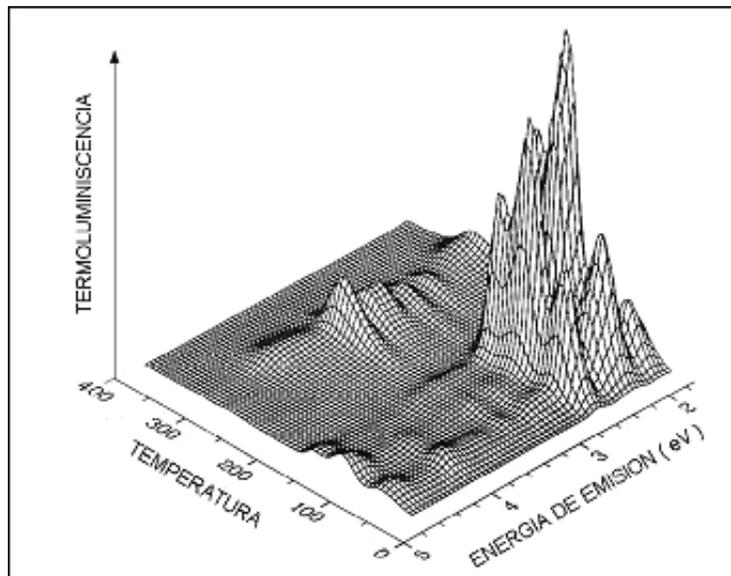


Figura A.2: Curva típica termoluminiscente tridimensional la cual proporciona información de cada pico TL tal como la energía de emisión a la que se forma.

Se debe seleccionar un filtro que proporcione una curva de brillo con picos TL lo más definidos posibles. Usualmente se trabaja con la sección del espectro electromagnético comprendida entre 400 y 700 nm.

Cuando la muestra de cerámica es calentada rápidamente a  $500^{\circ}\text{C}$  hay una pequeña emisión de luz, medible por medio de un tubo fotomultiplicador [Ver Figura A.3, curva (a)]. Durante un segundo calentamiento de la misma muestra la emisión [curva (b)] es producida solamente por efecto de emisión infrarroja por incandescencia. La emisión extra que es emitida durante el primer calentamiento es TL, la cual proviene de los minerales presentes en la muestra.

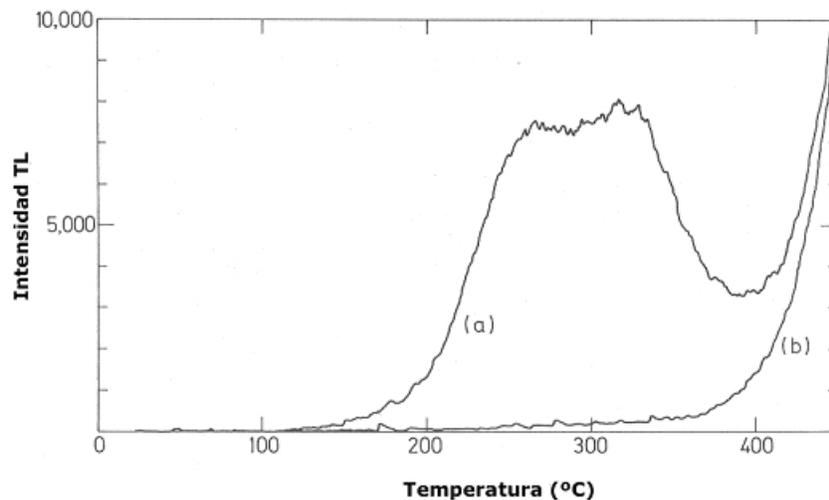


Figura A.3: Curva de termoluminiscencia observada en una muestra de cerámica. La curva (a) muestran la emisión de luz observada durante el primer calentamiento, y la curva (b) la luz observada durante el segundo calentamiento. La última es producida solamente por efecto de emisión infrarroja, o incandescencia, que ocurre cuando la muestra es calentada, pero durante el primer calentamiento hay una substancial emisión adicional de TL (resultado de la exposición durante su antigüedad al flujo de radiación ionizante emitida por la radioactividad natural de la cerámica y el suelo).

Finalmente el espectro TL es el resultado de la resta de la segunda curva a la primera (figura A.4).

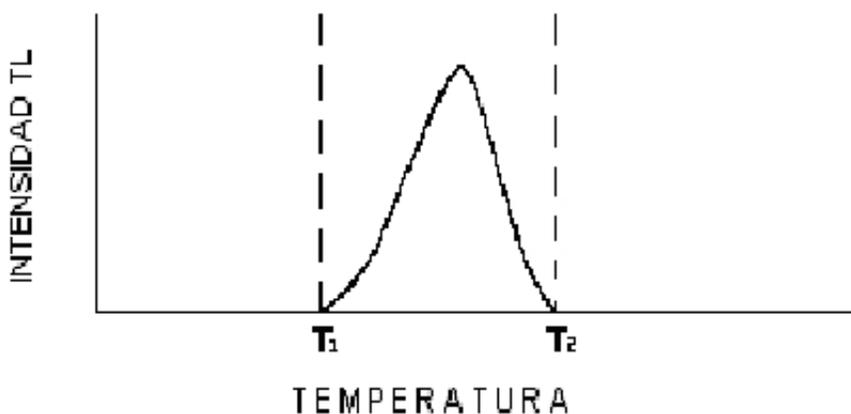


Figura A.4: Espectro TL típico de una muestra de cerámica.

### A.3. Fechamiento TL

La dosis que ha recibido la muestra en su entorno natural a través del paso del tiempo denominada *paleodosis* está representada en la figura A.5, esta paleodosis está compuesta por las dosis de radiación alfa, beta, gamma y cósmica, a excepción de la dosis cósmica, los demás provienen de la desintegración radiactiva de los elementos naturales  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$  principalmente, ya que son los de mayor abundancia en la naturaleza, los cuales tienen vidas medias de varios miles de millones de años por lo que se les puede considerar como una fuente constante de irradiación para las edades estimadas por el método TL. Estos elementos están presentes también dentro de la misma composición de la muestra por lo que además se debe considerar la autoirradiación que se genera.

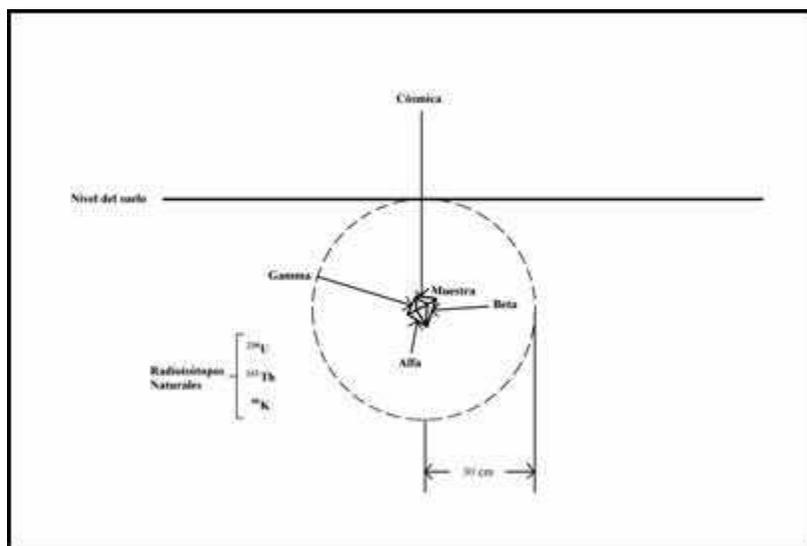


Figura A.5: Principio de adquisición de la paleodosis.

La intensidad TL natural es proporcional a la dosis que han recibido los minerales presentes en la muestra de interés (geológica o arqueológica) a lo largo de los años, por lo que la edad se puede expresar como:

$$Edad(aos) = \frac{Paleodosis}{Tasa\_de\_Dosis\_Anual} \quad (A.1)$$

Donde la paleodosis es conocida como la TL natural la cual está compuesta por la dosis equivalente (Q) y el factor de supralinealidad (I). La tasa de dosis anual esta compuesta por la contribución de las dosis alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ), gamma ( $\gamma$ ) y radiación cósmica (c) a lo largo de un año, por lo que la ecuación anterior toma la siguiente forma:

$$Edad(aos) = \frac{Q + I}{D_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_c} \quad (A.2)$$

Donde:

$Q$  = Dosis equivalente

$I$  = Factor de supralinealidad

$D_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_c$  = Tasa de dosis anual de la radiación alfa, beta, gamma y cósmica.

En la figura A.6 está representado gráficamente el factor por supralinealidad (I) y su estimación. Partiendo de la regresión lineal durante el método aditivo para calcular la paleodosis (P) podemos apreciar que existe una dosis que denominaremos  $I^*$  por efectos inherentes al fenómeno de termoluminiscencia y que escapa a los cálculos, una segunda irradiación es necesaria para estimar esta dosis no contemplada, teniendo como resultado el factor  $I'$ , considerando la equivalencia de  $I^* = I'$  es posible estimar este factor de supralinealidad, de manera tal que la paleodosis la podemos conformar por la dosis equivalente Q el factor de supralinealidad I.

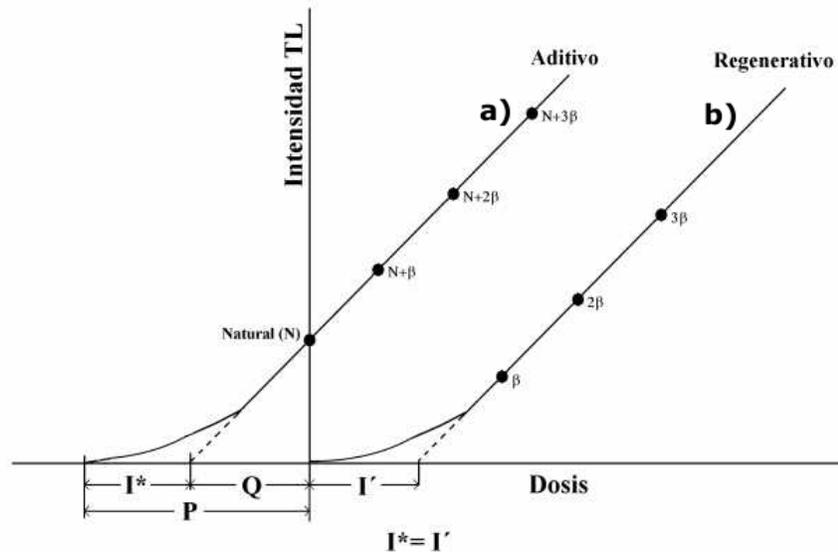


Figura A.6: a) Método aditivo, donde N: TL natural. b) Método regenerativo, donde  $\beta$ : TL artificial.

Existen básicamente dos técnicas para fechar: la técnica de grano grueso con un tamaño de grano entre 105 y 125  $\mu\text{m}$  la cual es usada generalmente para muestras geológicas y la técnica de grano fino con un tamaño de grano entre 4 y 11  $\mu\text{m}$  usada para muestras arqueológicas, en esta técnica se emplea la muestra total sin separar, esto obedece a que la cantidad de muestra arqueológica es comúnmente poca, así como con

tamaño de granos muy pequeños (arcilla o barro).

### A.3.1. Prueba de Autenticidad

Para una cerámica de dudosa autenticidad se desconoce su origen y las condiciones a las cuales la pieza estuvo sometida. Por lo que una prueba de autenticidad no es propiamente un fechamiento debido a la escasa cantidad de material y a la falta de otros elementos. Sin embargo, es posible diferenciar una cerámica de fabricación antigua de una de fabricación reciente. En el caso de las muestras de estudio en el presente trabajo se determinó únicamente la autenticidad de las mismas.

## A.4. Procedimientos de Laboratorio

### A.4.1. Descripción del Equipo Utilizado

La figura A.7 muestra un equipo lector de termoluminiscencia convencional, el cual define la curva termoluminiscente como el registro de la emisión luminosa de material TL previamente expuesto a la radiación, en función de la temperatura de calentamiento.

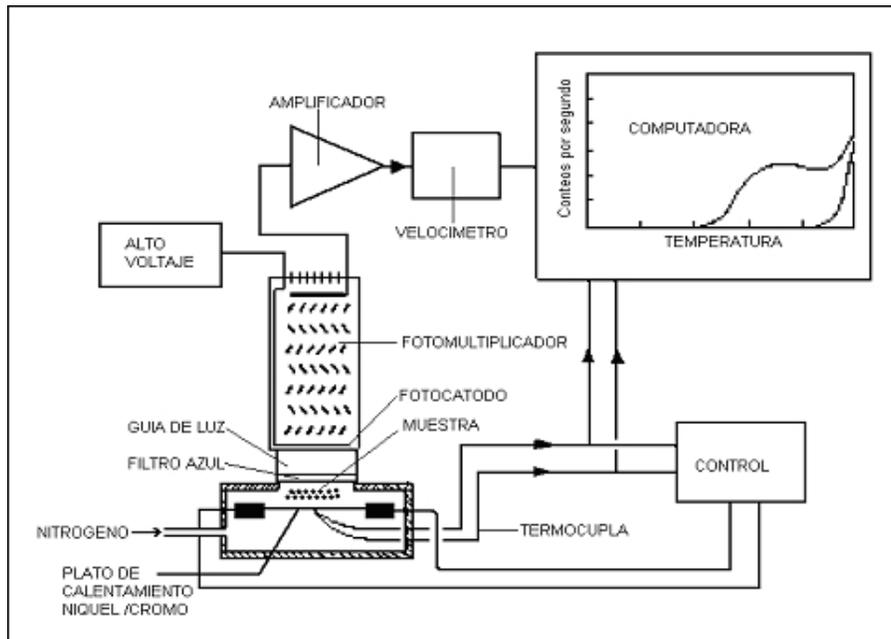


Figura A.7: Diagrama esquemático de un aparato lector de termoluminiscencia convencional.

El equipo que se utilizó en esta prueba de autenticación fue el siguiente:

- Lector de termoluminiscencia DAYBREAK 1100 AUTOMATED TL SYSTEM (figura A.8), con un sistema adicional de pruebas por Optical Simulated Luminiscence (OSL), controlado desde una PC y con una capacidad de lectura para 20 muestras, las condiciones de operación son al vacío ( $20\mu\text{mHg}$ ), atmósfera de nitrógeno de alta pureza (99.995%) y un voltaje en el tubo fotomultiplicador de 894V.
- Irradiador DAYBREAK MULTIPLE SAMPLE IRRADIATOR (figura A.8), con carrusel para irradiado consecutivo de 20 muestras, a su vez, cuenta con la siguiente fuente:

Estroncio 90 ( $^{90}\text{Sr}$ )

Actividad: 100mCi

Número atómico: 38

Peso atómico: 87. 62 (promedio)

Vida media: 28. 6 años

Decaimiento a: Itrio 90 ( $^{90}\text{Y}$ )

Emisiones: beta ( $\beta$ ) 1-energía máxima: 0.546000 MeV, energía promedio: 0.195800 Mev.



Figura A.8: Vista general del laboratorio de termoluminiscencia. De izquierda a derecha: cilindro de nitrógeno, Irradiador DAYBREAK MULTIPLE SAMPLE IRRADIATOR cubierto por un blindaje de plomo, aparato contador de partículas alfa, lector de termoluminiscencia DAYBREAK 1100 AUTOMATED TL SYSTEM, computadora y graficadora acoplada a lector (derecha).

#### A.4.2. Preparación de Muestras

Debido a que las muestras de estudio son cerámicas, se utilizó la técnica de Grano Fino (4 - 11  $\mu\text{m}$ ). La cual consiste en lo siguiente:

El primer paso que se sigue es remover una capa de 2 mm de cada superficie del fragmento utilizando un esmeril.

Ésta capa externa se descarta para las mediciones de TL debido a:

(a) La dosificación beta en esta capa es transitoria entre la que corresponde a la radioactividad de la muestra y la que corresponde a la radioactividad del suelo.

(b) Podría haber una reducción en el nivel de señal TL en la superficie externa debido a los efectos de la luz del sol.

(c) La contaminación del suelo debe ser rigurosamente evitada debido a que esta contiene un alto nivel de TL geológica.

Todas las operaciones se realizan dentro de un cuarto oscuro con la ayuda de una tenue luz roja para evitar un efecto de “borrado de señal” en la muestra. Los fragmentos son entonces pulverizados con la ayuda de un mortero y al polvo que se produce se le da un tratamiento químico con peróxido de hidrógeno ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) y ácido clorhídrico (HCl) para eliminar materia orgánica y neutralizar carbonatos respectivamente. Posteriormente la muestra es depositada en discos de aluminio de 1 centímetro de diámetro que aproximadamente contiene 2 miligramos de muestra. De esta forma quedan listos para ser llevados al equipo lector.

### A.4.3. Procedimiento Experimental

#### A.4.3.1. Evaluación de la Paleodosis Radiológica

Como ya se explico anteriormente, La dosis equivalente (Q) se calcula a partir del método aditivo en base a la extrapolación de una regresión lineal [figura A.6 a)]. La respuesta TL en función de la dosis no es lineal por lo que se nos escapa una pequeña parte de la dosis denominada factor por supralinealidad (I). Este factor puede ser calculado a partir de una segunda irradiación (método regenerativo) en la cual la señal de la muestra ha sido borrada previamente e irradiada artificialmente a las mismas dosis que en el método aditivo [ver figura A.6 b)]. Al sumar los dos valores (Q) e (I) se obtiene el valor de la paleodosis (P).

Un grupo de discos se usa para la medición de la TL natural, de tal manera de obtener un promedio de estas; la TL de otro grupo se mide después de su exposición a la radiación de partículas beta. La determinación de la paleodosis a partir de esas mediciones se ilustra en las figura A.10.

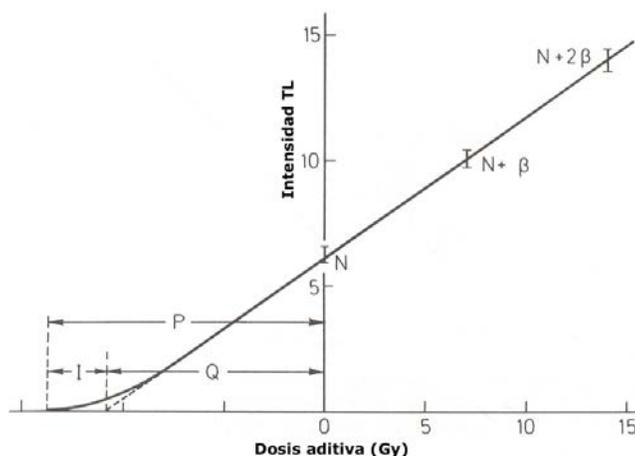


Figura A.9: Método aditivo para la determinación de la dosis equivalente, Q. Donde N: TL natural y  $\beta$ : TL artificial. Al menos dos niveles de dosis (que puede ser administrada tanto con radiación beta como con gamma) deben ser usados de modo de comprobar la linealidad de respuesta sobre el nivel de la TL natural. La paleodosis, P, que la muestra recibió durante su antigüedad es usualmente mayor que Q debido a la supralinealidad inicial de respuesta.

#### A.4.3.2. Evaluación de la Tasa de Dosis Anual (TDA)

La TDA es calculada a partir de la concentración de los radioisótopos  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{40}\text{K}$  presentes en la muestra y en el suelo más una contribución por radiación cósmica. En este en caso particular como prueba de autenticidad se tomaron los valores de concentración de  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{40}\text{K}$  de la cerámica y un valor promedio de  $0.15 \times 10^{-3}$  Gy/año para la dosis cósmica ya que se desconoce la procedencia de las muestras.

Las determinaciones de  $^{232}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$  fueron hechas por el Dr. Juan Pablo Bernal y la M. en C. Elena Lounejeva del Laboratorio de Espectrometría de Masas (ICPMS) del Instituto de Geología de la UNAM., y la determinación de  $^{40}\text{K}$  mediante análisis químico (flamometría) por la M. en C. Kumiko Shimada del Departamento de Edafología en el Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM.

## A.5. Resultados

En este trabajo se realizó la prueba de autenticidad a tres muestras que en el estudio de arqueointensidades fueron denominadas como: Q1L, Q2C y Q2E. Estas muestras fueron seleccionadas en primer lugar por la disposición en ellas de material suficiente para llevar a cabo este experimento de autenticación y por el interés que se tiene por verificar la autenticidad de estas muestras para fines de respaldo de conclusiones en el estudio arqueomagnético.

A continuación se pone como ejemplo del procedimiento que se siguió para la estimación de la edad al caso de la muestra Q1L. En este caso la temperatura de evaluación estuvo centrada entre 280 y 300°C. El cálculo de Q por el método aditivo antes descrito (figura A.10) arrojó un resultado de

$$Q_{\text{promedio}} = 3.11 \pm 0.11.$$

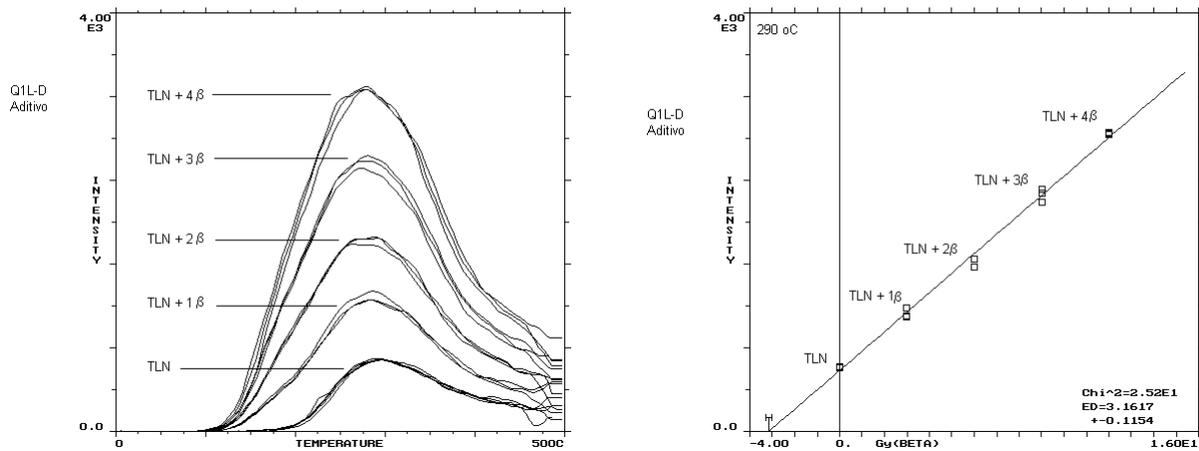


Figura A.10: Método aditivo para el cálculo de Q en la muestra Q1L.

Y el cálculo de I por el método regenerativo (figura A.11) con el mismo rango de temperaturas dio:

$$I_{\text{promedio}} = 0.26 \pm 0.42.$$

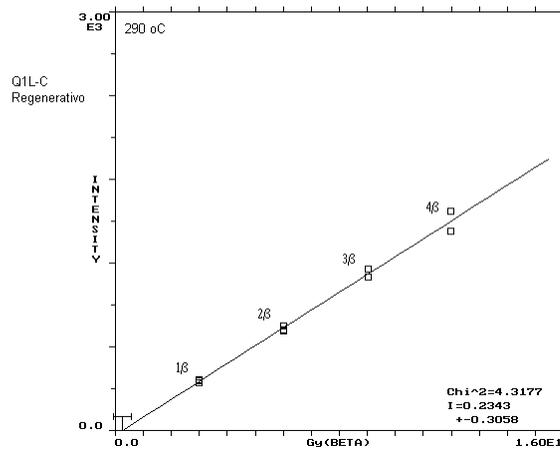


Figura A.11: Método regenerativo para el cálculo de I en la muestra Q1L.

Por lo que el cálculo de la paleodosis fue: Paleodosis = Q + I = 3.370 ± 0.45

Las determinaciones de  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{40}\text{K}$  en esta muestra fueron de  $18.29 \pm 0.54$  ppm,  $3.88 \pm 0.11$  ppm y  $1.772 \pm 0.08$  % respectivamente y tomando en cuenta la contribución cósmica promedio al año de  $0.15 \times 10^{-3}$  Gy/año, tenemos: T.D.A. =  $6.299 \times 10^{-3} \pm 0.07$  Gy /año.

Sustituyendo estos valores en la ecuación de la edad tenemos una estimación de:

$$\text{Edad} = 3.370 / 6.299 \times 10^{-3} = 535 \pm 70$$

La estimación de la incertidumbre en la edad de cada muestra fue calculada a partir de las incertidumbres en las mediciones de  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  y  $^{40}\text{K}$  y en la incertidumbre de los cálculos de Q e I promedio para calcular P, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\delta \text{Edad} = \text{Edad} \sqrt{\frac{(\delta P)^2}{P^2} + \frac{(\delta TDA)^2}{(TDA)^2}} \quad (\text{A.3})$$

A las muestras Q2C y Q2E se les aplicó el mismo procedimiento descrito.

A continuación se presenta un cuadro con los resultados globales de este estudio.

Muestra	Uranio (ppm)	Torio (ppm)	Potasio (%)	Q (Gy)	I (Gy)	Paleodosis (Gy)	TDA ( $\times 10^{-3}$ Gy/año)	Edad absoluta (años)
Q1L	$3.88 \pm 0.11$	$18.29 \pm 0.54$	$1.772 \pm 0.08$	$3.11 \pm 0.18$	$0.26 \pm 0.42$	$3.370 \pm 0.45$	$6.299 \pm 0.07$	$535 \pm 70$
Q2C	$2.02 \pm 0.06$	$5.76 \pm 0.17$	$0.815 \pm 0.04$	$1.19 \pm 0.09$	$0.91 \pm 0.42$	$2.100 \pm 0.42$	$2.729 \pm 0.04$	$770 \pm 150$
Q2E	$1.42 \pm 0.04$	$3.88 \pm 0.11$	$1.012 \pm 0.05$	$1.18 \pm 0.07$	$0.02 \pm 0.54$	$1.190 \pm 0.54$	$2.388 \pm 0.04$	$500 \pm 230$

Cuadro A.1: Resultados globales del estudio de autenticación de cerámicas por el método de termoluminiscencia.

## A.6. Conclusiones

Se realizó una prueba de autenticidad de cerámicas arqueológicas por el método de termoluminiscencia a tres muestras utilizadas en el estudio de determinación de arqueointensidades, las tres muestras obtuvieron una estimación de edad absoluta muy cercana entre si con un promedio de 601.6 años de antigüedad. A partir de este resultado se establece que las tres muestras estudiadas con este procedimiento son de fabricación precolombina.

# Bibliografía

- [1] Aitken M.J (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press, London, Florida. pp.359.
- [2] Aitken M.J. *Science-Based Dating in Archaeology*. Academic Press, London, pp. 141-184.
- [3] Ramírez Ángel (2001), *El Laboratorio de Fechamiento por Termoluminiscencia del Instituto de Geofísica de la UNAM (Aplicación y Desarrollo de Metodologías y Técnicas)*. Informe de trabajo, capítulos 2 y 3.
- [4] Schaaf Peter y Ramírez Ángel (2004), *Laboratorio Universitario de Termoluminiscencia*. Folleto interno de divulgación del laboratorio de termoluminiscencia del Instituto de Geofísica de la UNAM, pp. 1-4.