



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO PALEOMAGNETICO INTEGRADO DE  
FORMACIONES VOLCÁNICAS MIOCENICAS  
EN EL ÁREA DEL LAGO DE CHAPALA  
(ESTADOS DE JALISCO Y MICHOACÁN,  
FAJA VOLCÁNICA MEXICANA)

T E S I S  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
F I S I C O  
P R E S E N T A

FREDY RUBEN CEJUDO RUIZ



FACULTAD DE CIENCIAS  
UNAM

DIRECTOR DE ESTUDIOS PROFESIONALES GOGICHAISVILI



FACULTAD DE CIENCIAS  
SECCION ESCOLAR



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.



LIBERTAD NACIONAL  
JUSTITIA ET  
MEXICO

**DRA. MARÍA DE LOURDES ESTEVA PERALTA**

Jefa de la División de Estudios Profesionales de la  
Facultad de Ciencias  
Presente

Comunicamos a Usted que hemos revisado el trabajo escrito:

"Estudio paleomagnético integrado de formaciones volcánicas miocénicas en el área del lago de Chapala (Estados de Jalisco y Michoacán, Faja Volcánica Mexicana)".

realizado por Cejudo Ruíz Fredy Rubén

con número de cuenta 094207369

quién cubrió los créditos de la carrera de Física.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis  
Propietario

Propietario Dr. Avto Gogichaishvili

Propietario Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda

Propietario Dr. David Salas de León

Suplente Dra. Ana María Soler Arechalde

Súplente M. en C. Mirna Villavicencio Torres

*A. Gogichaishvili*  
*V. O. Magaña Rueda*  
*David Salas de León*  
*Ana María Soler Arechalde*  
*Mirna Villavicencio Torres*

**Consejo Departamental de Física**

*Patricia Goldstein Menachencías*

DRA. PATRICIA GOLDSTEIN MENACHENCÍAS  
Coordinadora de Licenciatura de Física

## **Agradecimientos.**

Agradezco a mis padres, mi hermana y mi familia por el apoyo incondicional que me han brindado.

Al Dr. Avto Goguichaishvili, por su ayuda, dedicación y paciencia para la realización de este trabajo, y sobre todo por su amistad.

A la Dr. Ana María Soler, por haberme encaminado en el estudio del paleomagnetismo, por su ayuda, crítica y consejo.

Al personal del departamento Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica.

A todos los compañeros de la Facultad de Ciencias.

Gracias.

El presente trabajo fue realizado en el Instituto de Geofísica de la UNAM con el apoyo financiero del proyecto DGAPA IN116201.

**ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO INTEGRADO DE FORMACIONES VOLCÁNICAS  
MIOCENICAS EN EL ÁREA DEL LAGO DE CHAPALA (ESTADOS DE JALISCO  
Y MICHOACÁN, FAJA VOLCÁNICA MEXICANA)**

**INDICE**

**RESUMEN**

	Pag.
<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN</b>	
1.1 PALEOMAGNETISMO.....	4
1.2 FAJA VOLCÁNICA MEXICANA.....	6
1.3 LOCALIZACION Y GENERALIDADES DEL AREA DE ESTUDIO.....	8
1.4 PRINCIPALES OBJETIVOS DEL TRABAJO.....	10
<b>CAPÍTULO 2. GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO</b>	
2.1 VARIACIÓN SECULAR DEL CAMPO MAGNETICO DE LA TIERRA (CMT).....	11
2.2 ORIGEN DEL CMT.....	12
2.3 ELEMENTOS DE CMT.....	14
2.4 HIPOTESIS DEL PALEOMAGNETISMO.....	15
2.5 PARAMETROS MAGNÉTICOS.....	16
<b>CAPÍTULO 3. MINERALOGÍA MAGNÉTICA</b>	
3.1 PROPIEDADES MAGNÉTICAS.....	19
3.2 MAGNETIZACIÓN DESDE EL PUNTO DE VISTA ATÓMICO.....	23
3.3 MINERALOGÍA MAGNÉTICA.....	24
<b>CAPÍTULO 4. PRESENTACION DE DATOS, ESTADÍSTICA Y MEDICIONES MAGNÉTICAS.</b>	
4.1 DIAGRAMA DE ZIJDERVELD.....	26
4.2 ESTADÍSTICA EN PALEOMAGNETISMO.....	29
4.3 EL MAGNETÓMETRO JR5A .....	33
<b>CAPÍTULO 5. EXPERIMENTOS EN EL LABORATORIO</b>	
5.1 INDICE DE VISCOSIDAD.....	45
5.2 TRATAMIENTOS MAGNÉTICOS.....	45
5.3 HISTÉRESIS MAGNÉTICA.....	51
<b>CAPÍTULO 6. INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS</b>	
6.1 CONTRIBUCIÓN A LA MINEROLOGÍA MAGNÉTICA.....	54
6.2 CONTRIBUCIÓN A LA ESTATIGRAFÍA MAGNÉTICA DE ALTA RESOLUCIÓN.....	54
6.3 CONTRIBUCIÓN A LA PALEOTECTÓNICA.....	56
6.4 RESULTADOS GENERALES.....	58

## **Resumen**

En este trabajo se realizó un estudio paleomagnético y de mineralogía magnética de rocas volcánicas del Mioceno Tardío del campo volcánico Sahuayo-Manzanilla, estados de Jalisco y Michoacán. Con el objetivo principal de determinar la rotación del bloque Michoacán, para ello se recolectaron un total de 250 núcleos pertenecientes a los 31 flujos volcánicos independientes.

Se realizaron varios experimentos petromagnéticos para identificar a los principales portadores de la magnetización y estimar la estabilidad termomagnética de las muestras de roca. Mediciones de susceptibilidad magnética en función de temperatura se realizaron en una muestra por cada flujo de lava. Más de la mitad de estas curvas muestran la presencia de una sola fase ferromagnética, con un punto de Curie compatible con titanomagnetitas pobres en Ti (casi magnetitas). Sin embargo, las curvas de enfriamiento y de calentamiento no son perfectamente reversibles. En algunos casos se observaron dos fases termomagnéticas diferentes durante el calentamiento. El punto de Curie de la primera fase fluctúa entre 320 y 480°C, mientras que la segunda fase parece ser la magnetita ya que tiene un punto de Curie de 580°C. Tal comportamiento de las curvas puede ser explicado por la presencia de las titanomaghemitas, que muy probablemente se transformaron en magnetitas durante el calentamiento.

Las curvas de histéresis y de IRM (Magnetización Remanente Isotermal) presentaban simetría en su mayoría. La saturación se alcanzó en campos moderados del orden de 100-200 miliTeslas, que revela una fase cúbica más probable de titanomagnetitas pobres en Ti, como el principal portador de la remanencia magnética.

La magnetización remanente primaria (característica) ha sido separada por campos alternos (AF) y/o por la desmagnetización térmica para todas las muestras. Una magnetización característica fue determinada

por el método de mínimos cuadrados, utilizando 4 a 9 puntos para esta determinación. Las paleodirecciones fueron promediadas por flujo, por medio de estadística Fisher. Las paleodirecciones medias presentan valores de  $\alpha_{95}$  menores a  $12^\circ$  lo que indica buena precisión.

Los resultados indican que las unidades volcánicas estudiadas han sido emplazadas durante un lapso relativamente corto de tiempo de 1 Ma; (Ma= $10^6$  años). Además, los resultados claramente revelan una rotación significativa del bloque de Michoacán en sentido contrario a las manecillas del reloj, sustentando la convergencia oblicua de la placa tectónica de Cocos con respecto a la placa Norteamericana para el Mioceno Tardío.

## CAPITULO 1

### INTRODUCCIÓN

#### 1.1. Paleomagnetismo

Las rocas contienen un monto relativamente pequeño de minerales ferromagnéticos, aproximadamente 1-10% del volumen de la roca (O'Reilly, 1983). 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, estos nos permiten obtener 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 algunos miles de años (Butler, 1992). Así, las desviaciones de las direcciones paleomagnéticas con respecto a la dirección esperada, da información acerca de los movimientos de las unidades geológicas 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 (van der Voo, 1983).

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 toma como 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 (Fig.1.1), las que como una huella digital, puede ser correlacionada con la escala de polaridad geomagnética existente (Cande y Kent, 1992).

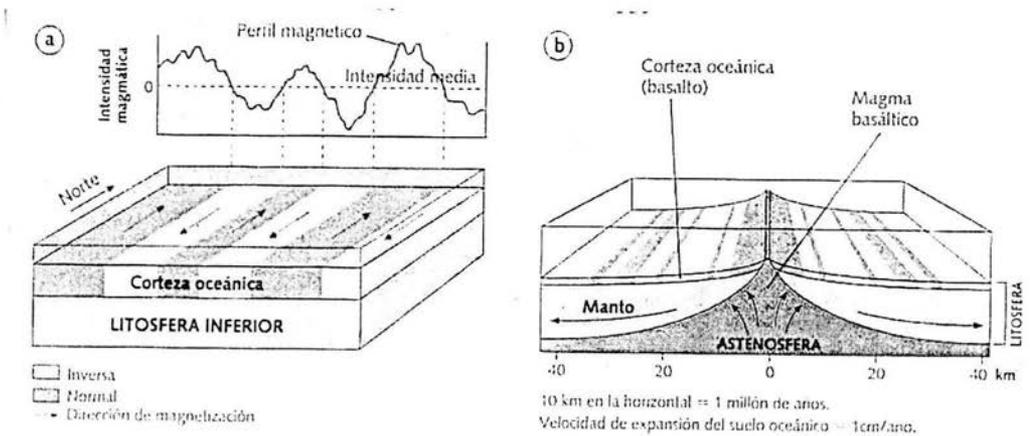


Fig. 1.1 Patrón de polaridades normales y reversas en una sección geológica

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 (Tarling, 1983). 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.

En conclusión, el paleomagnetismo y el arqueomagnetismo son probablemente una de las ramas más importantes de las Ciencias de la Tierra, ya que son aplicables a un muy amplio rango de problemas en Geología, Geofísica y Arqueología.

## **1.2. Faja Volcánica Mexicana**

La Faja Volcánica Mexicana (FVM), es uno de los más grandes arcos volcánicos continentales sobre la placa Norteamericana, con una longitud cercana a los 1000 Km, cruza México central desde la costa de Pacífico hasta la del Atlántico (Fig. 1.2). El vulcanismo relacionado con la subducción durante el Eoceno, después de la orogenia Laramide, formó la provincia volcánica silícica de la Sierra Madre Occidental. Posteriormente, durante el Mioceno temprano-medio, el arco volcánico giro en sentido contrario a las manecillas del reloj y para el Mioceno tardío, se empezó a formar la FVM como resultado de la subducción de la placa de Cocos y Rivera (Ferrari et al., 1999). Inicialmente, la FVM está marcada por un extenso vulcanismo basáltico, emplazado desde la costa del Pacífico hasta la longitud de la Cd. de México, al norte del arco volcánico actual (Fig. 1.2). Este vulcanismo se caracteriza por estructuras en forma de plateau resultado de la coalescencia de volcanes escudo y flujos de lava por fisura que tienen un volumen agregado

estimado que varía entre 3,200 y 6,800 km<sup>3</sup> (Ferrari et al., 2000). Estudios geológicos y estratigráficos han mostrado que estas lavas basálticas fueron emplazadas en un período bien definido entre 11 y 8 Ma (Ferrari et al., 1994, 1999; Moore et al., 1994; Riglitter et al., 1995), lo que también coincide con la apertura inicial del Golfo de California.

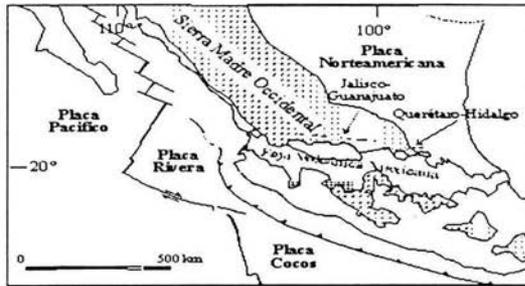


Fig.1.2 Esquema tectónico del centro de México, muestra las provincias volcánicas Cenozoicas y los afloramientos actuales de lavas máficas del Mioceno tardío

El mayor afloramiento de basaltos miocénicos está a lo largo del cañón del Río Grande de Santiago, al norte de Guadalajara (Jalisco), llamados informalmente Basaltos San Cristóbal por Moore et al. (1994). La secuencia expuesta es mayor a los 700 m de espesor, llenando una depresión preexistente que corta flujos de caída del Mioceno temprano pertenecientes a la Sierra Madre Occidental. Al este de Guadalajara, en la región de Los Altos, los basaltos expuestos forman un plateau de 130 por 60 Km, con una elevación media de 1900 m. En esta área los basaltos están en forma de bloques basculados parcialmente cubiertos por rocas volcánicas más jóvenes (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Otro de los grandes afloramientos de lavas del Mioceno tardío está alrededor de la Cd. de Querétaro, donde varias estructuras volcánicas tabulares aisladas representan probablemente remanentes de una estructura antigua como plateau con una elevación media de 1950 m. Los flujos de lava se encuentran coronando una sucesión fluvio-lacustrina y muestran un espesor total de 80 m. La ocurrencia más oriental de basaltos miocénicos es en el estado de Hidalgo, 50 Km al Este de Querétaro (Fig. 1.2). Aquí,

la secuencia de Pathé comprende de 80 a 300 m de flujos de lava subhorizontal, intercalados con varios derrames de conos de escoria que alimentaron parcialmente la sucesión basáltica.

### 1.3. Localización y Generalidades del Área de Estudio

El área de estudio que se analizó en este trabajo comprende los estados de Jalisco y Michoacán, cerca del lago de Chapala, en la Faja Volcánica Mexicana. Las principales estructuras geológicas de Jalisco son: aparatos volcánicos, coladas de lava, fracturas y fallas normales, que han dado origen a los amplios valles y fosas tectónicas como la del lago de Chapala. Los afloramientos rocosos de esta entidad están constituidos por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, con edades de formación del Triásico hasta el Cuaternario reciente. Las rocas metamórficas del Triásico y Jurásico son las más antiguas que se encuentran en el estado de Jalisco. Hay pocos afloramientos de ellas, siendo las rocas ígneas extrusivas del Terciario las que predominan en la zona. Dentro del estado de Jalisco se encuentra parte de cuatro provincias geológicas: la Sierra Madre Occidental, la Mesa del Centro, el Eje Neovolcánico y la Sierra Madre del Sur. En el estado de Michoacán, la zona del Eje Neovolcánico está constituido esencialmente por rocas volcánicas jóvenes (Cenozoico Superior). Son muy importantes las zonas lacustres que geológicamente están relacionadas con una serie de eventos tectónicos relativamente recientes asociados con los fenómenos volcánicos. Las rocas más antiguas identificadas en el área de la Faja Volcánica para este estado, corresponden a una secuencia de rocas volcánicas andesíticas, sedimentarias calcáreo-arcillosas y areniscas. Algunos depósitos lacustres del Plio-Cuaternario han sido parcialmente cubiertos por derrames de rocas basálticas, producto de la actividad volcánica reciente, aparecen en el área de Zacapu. A parte las áreas muestreadas fueron en Manzanilla (Figura 1.3) y en Michoacán, Sahuayo y Río Pasión. Las coordenadas GPS para Manzanilla son  $N = 20^{\circ} 06' \pm 01'$  y  $W = 103^{\circ} 10' \pm 01'$ ; para Sahuayo  $N = 19^{\circ} 59' \pm 15'$  y  $W = 102^{\circ} 45' \pm 03'$  y para Río Pasión  $N = 20^{\circ} 06' \pm 1'$  y  $W = 103^{\circ} 02' \pm 1'$ .

Se asignó una clave por sitio, seguida de un número, Mz para Manzanilla , SH para Sahuayo y PC para Río Pasión .

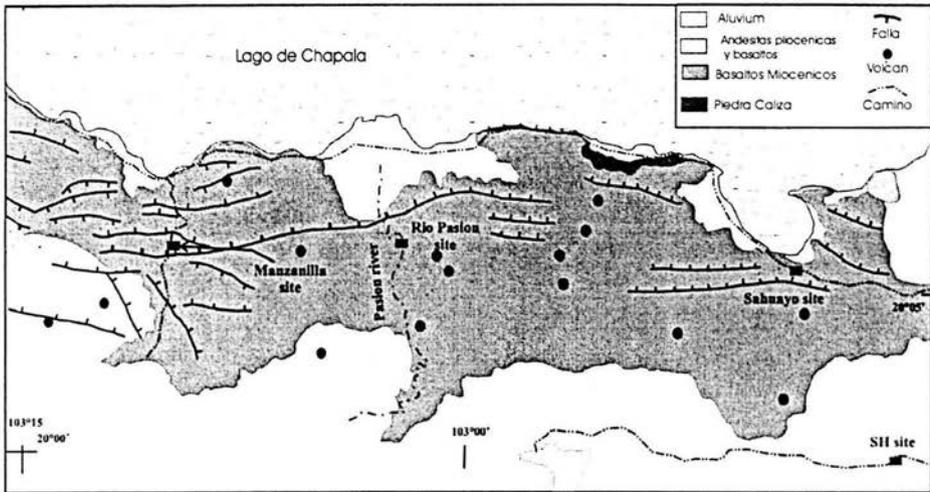


Fig.1.3 Localización de los sitios estudiados en el mapa geológico simplificado (Rosas-Elguera et al., 1992)

Se obtuvieron más de 250 núcleos\* orientados pertenecientes a 31 unidades. Como los afloramientos se extienden lateralmente por encima de unas decenas de metros, muestreamos de 8 a 10 núcleos por unidad volcánica. Las muestras estaban verticalmente y horizontalmente distribuidas a lo largo de cada flujo para minimizar los efectos de bloque inclinado y de la exposición a relámpagos. En general, se trato de perforar el fondo de los flujos, para obtener muestras con granos más finos. En algunos afloramientos pequeños sólo se reunieron de 5 a 7 muestras. Los núcleos se obtuvieron con una perforadora portátil, y se orientaron en su mayoría, con una brújula magnética, después de probar que no haya afectación por la magnetización remanente del afloramiento.

#### 1.4. Principales Objetivos del Trabajo

\* Es una muestra de roca en forma de cilindro de unos 15 cm y 1 cm de diámetro.

Se ha mostrado que las rotaciones de bloques juegan un papel importante en el acomodo de placas litosféricas (e.g. Kissel y Laj, 1997; Alva-Valdivia et al., 2000). Las declinaciones paleomagnéticas son un buen indicador de este tipo de rotaciones. El propósito principal de este estudio es aportar datos paleomagnéticos en la región, para el estudio del desarrollo tectónico del Mio-Plioceno al Cuaternario, puesto que los datos paleomagnéticos en la FVM (Faja Volcánica Mexicana) son aún escasos (Alva-Valdivia et al., 2000).

El segundo objetivo del proyecto es tratar de restringir la edad de las formaciones estudiadas, la duración de la actividad volcánica y establecer la correlación lateral por medio de estudios magnetoestratigráficos de alta resolución. Un mejor conocimiento de la duración de este evento de vulcanismo máfico restringirá los modelos en cuanto a su origen, tipo de subducción y pluma sugeridos allí (Ferrari et al., 1994, 2000; Moore et al., 1994).

## CAPITULO 2

### GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO

#### 2.1 Variación Secular del Campo Magnético de la Tierra (CMT)

Se conoce desde el siglo XVI que la dirección y magnitud del campo geomagnético cambia con el tiempo. Estos cambios, conocidos como la variación secular es unas de las principales características del Campo Magnético de la Tierra (CMT). Variaciones que comprenden períodos de 1 hasta  $10^5$  años se originan principalmente en el núcleo de la Tierra. Las fluctuaciones en tiempos relativamente pequeños se pueden observar en los observatorios geomagnéticos. La UNAM opera con un observatorio ubicado en Teoloyucan que mide las componentes de CMT de manera, continúa desde 1923. Para poder detectar variaciones en mayores períodos de tiempos, se requieren los estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos.

El registro de la variación secular más detallada con que se cuenta es la de Londres y París (Figura 2.1), el registro empieza en 1600 y los cambios en la variación secular, son del orden de  $10$  a  $15^\circ$  en dirección magnética (inclinación y declinación). De igual manera, se observa la variación de la intensidad de CMT (Tarling 1983). Al observar la curva de la variación secular se puede tender a decir que la periodicidad regular es de 400 a 500 años, sin embargo, considerando los datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos globales, nos daremos cuenta que no existe una periodicidad definida (Aitken, 1990).

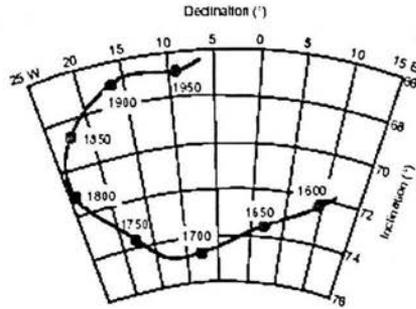


Fig 2.1 Registro de la variación secular en Londres y París

Se distinguen dos principales contribuciones para el origen de la variación secular geomagnética (Merrill et al., 2000): 1) Cambios no dipolares, dominados por períodos cortos y 2) Cambios del campo dipolar con períodos relativamente grandes. Para los cambios pequeños las direcciones de CMT fluctúan alrededor de un polo magnético definido (generalmente cerca del polo geográfico de la Tierra, tal es la configuración actual). Para períodos mayores, se pueden observar fluctuaciones más agresivas, como las inversiones geomagnéticas o cambio total de polaridad de CMT.

## 2.2 Origen del CMT

La medición y descripción del campo geomagnético, la variación espacial y temporal comprende una de las disciplinas más antiguas de la geofísica. Sin embargo aún no conocemos su origen. Se ha demostrado que el CMT se origina en el núcleo externo (líquido) de la Tierra a través de un mecanismo similar al de un dínamo magnetohidrodinámico (Merrill et al., 2000).

El modelo electromecánico simple, con un disco-dínamo, como el que se muestra en la Fig. 2.2, contiene los elementos esenciales para explicar el mecanismo de excitación del dínamo. El modelo está constituido por un disco de cobre rotando sobre un eje conductor eléctrico. Un campo de inducción

magnético, inicial  $\hat{B}$  es presentado en una dirección hacia arriba, perpendicular al disco de cobre, los electrones en el disco experimentan una fuerza de Lorentz, cuando pasan a través de este campo.

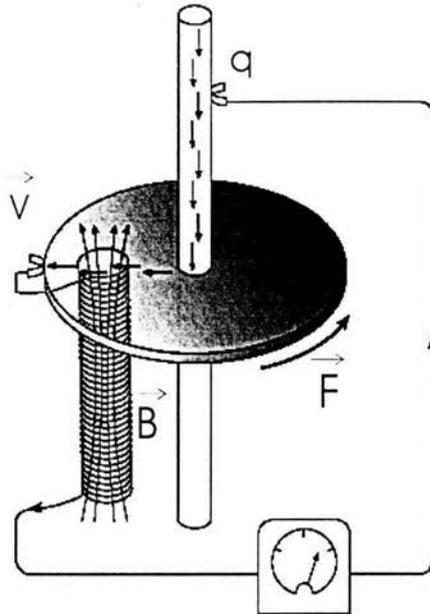


Fig. 2.2 Modelo del dinamo autoexcitado.

La fuerza  $\hat{F}$  que se ejerce sobre una carga  $q$  móvil con la velocidad  $\hat{v}$  en un campo magnético de densidad de flujo  $\hat{B}$  es:

$$\hat{F} = q\hat{v} \times \hat{B}$$

Y esta dirigida al eje del disco y es el resultado de una corriente eléctrica hacia fuera del disco. Los cepillos conectores son usados para extraer esta corriente, mismo que pasa a través de una bobina y después al disco. Las bobinas son enrolladas para que la corriente que pasa produzca un inducción magnética en la misma dirección que el campo original. Los circuitos eléctricos están en un sistema de retroalimentación positiva que refuerza el campo original de inducción magnética.

Ciertamente uno no propone que el sistema disco y bobina retroalimentada existan en el núcleo de la Tierra. Sin embargo, la interacción entre el campo magnético y la conducción eléctrica de la aleación Hierro-Níquel en el exterior del núcleo puede producir una retroalimentación positiva permitiendo al núcleo terrestre una autoexcitación del dínamo magnetohidrodinámico. Aparentemente, los movimientos de los fluidos en el núcleo de la Tierra son suficientes para regenerar y conservar el campo de una manera simple y regular (Tarling, 1983).

### 2.3 Elementos de CMT

El campo magnético terrestre puede suponerse, en primera aproximación, como el campo de un enorme dipolo magnético situado en el núcleo de la Tierra, aunque no exactamente en su centro.

En cada punto de la superficie terrestre el campo magnético puede definirse indicando su intensidad y dirección, expresada por los términos de declinación e inclinación como:

- Declinación (D): Es el ángulo que se forma con el Norte geográfico; varía de  $0^{\circ} \leq D \leq 360^{\circ}$  grados (Fig. 2.3).
- Inclinación (I): Es el ángulo que se forma con el plano horizontal; varía de  $-90^{\circ} \leq I \leq 90^{\circ}$  con respecto a la superficie terrestre.
- Intensidad (J): magnitud del vector que se mide en Teslas (SI) o en Gauss (cgs).

También pueden representarse en un sistema cartesiano:

1. x: componente alineada con el norte geográfico,  $x = H \cos D \cos I$  ;
2. y: componente hacia el este,  $y = H \sin D \cos I$  ;
3. z: componente vertical,  $z = H \sin I$ .

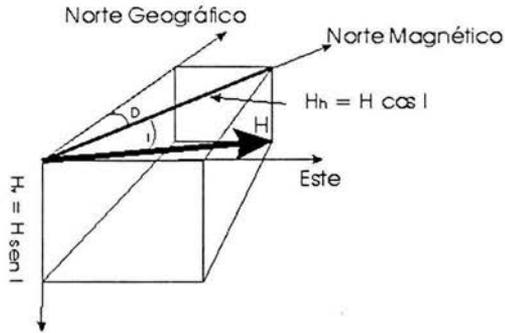


Fig. 2.3 Principales elementos de CMT

## 2.4 Hipótesis del Paleomagnetismo

El estudio del campo magnético terrestre de tiempos geológicos (paleomagnetismo) se basa en las siguientes hipótesis.

- 1) La magnetización de las rocas es paralela al campo magnético terrestre que existió en el momento de su formación.
- 2) La magnetización primaria se conserva total o parcialmente en la roca al paso del tiempo, siendo posible distinguir magnetizaciones secundarias.
- 3) El campo magnético se comporta aproximadamente como un dipolo axial central (hipótesis del dipolo axial, figura 2.4), excepto durante los períodos de inversión.

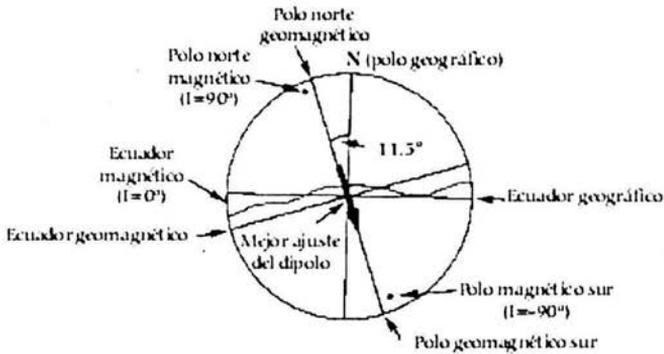


Fig. 2.4 Representación de modelo de dipolo en el centro de la Tierra

## 2.5 Parametros Magnéticos y Unidades (Definiciones Basicas)

El momento dipolar magnético o simplemente el momento magnético  $\hat{M}$ , para un par de cargas opuestas de magnitud  $m$  y separadas por una distancia  $\hat{l}$  se define

$$\hat{M} = m\hat{l} \quad \text{Fig 2.5 a}$$

Para un circuito cerrado de área  $A$  por el que circula una corriente  $I$ :

$$\hat{M} = IA\hat{n} \quad \text{fig 2.5 b}$$

Donde  $\hat{n}$  es el vector perpendicular al plano del circuito.

El campo de fuerza magnético o campo magnético  $\hat{H}$ , en una región se define como la fuerza experimentada por una carga de prueba cerca de una partícula cargada (dipolo). Se observa la alineación o torque de un momento dipolar magnético en presencia de un campo magnético. La alineación del torque  $\hat{\Gamma}$  es encontrada por el producto cruz

$$\hat{\Gamma} = \hat{M} \times \hat{H} = MH \text{ sen } \theta \hat{\Gamma}$$

Donde  $\theta$  es el ángulo entre  $\hat{M}$  y  $\hat{H}$  en la Fig. 2.5 c y  $\hat{\Gamma}$  es el vector unitario paralelo a  $\hat{\Gamma}$ .

Un momento magnético es libre de rotar para alinearse al campo magnético.

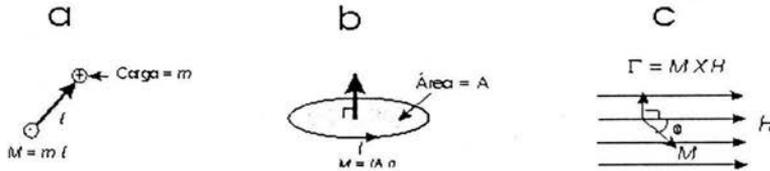


Fig. 2.5 Momento magnético

La energía de alineación del momento magnético con el campo magnético se expresa por el producto punto.

$$E = - \hat{M} \cdot \hat{H} = - \hat{M} |\hat{H}| \cos \theta$$

El signo negativo en la expresión se requiere para la configuración de la energía mínima que adquiere cuando  $\hat{M}$  es paralelo a  $\hat{H}$ .

La intensidad magnética o magnetización  $\hat{J}$ , de un material, es el momento magnético dipolar neto por unidad de volumen. El momento magnético total es la suma de cada uno de los momentos magnéticos divididos en el volumen dando así la intensidad magnética.

$$\hat{J} = \sum_i \hat{M}_i / \text{volumen}$$

Donde  $\hat{M}_i$  es la contribución de cada momento magnético.

Cuando un material es expuesto a un campo magnético  $\hat{H}$ , éste adquiere una magnetización inducida  $\hat{J}_i$ . La relación entre ambas es la susceptibilidad magnética  $\chi_m$ ,

$$\hat{J}_i = \chi_m \hat{H}$$

La susceptibilidad magnética  $\chi_m$ , es uno de los parámetros magnéticos importantes para el paleomagnetismo ya que permite la identificación de ciertos materiales.

Para una gran cantidad de materiales se cumple una relación lineal

- El material se denomina paramagnético si  $\chi_m > 0$ .
- El material se denomina diamagnético si  $\chi_m < 0$ .

Para el caso de los ferromagnéticos, la relación lineal no se cumple, por lo que la susceptibilidad no es una constante. La susceptibilidad  $\chi_m$  mide la capacidad de los momentos magnéticos microscópicos para alinearse con el campo externo. Se define también la 'permeabilidad magnética' del medio  $\mu$ , que establece una relación de proporcionalidad entre  $\hat{B}$  y  $\hat{H}$ , como:

$$\hat{B} = \mu_o(\hat{H} + \hat{M}) = \mu_o(1 + \chi_m)\hat{H} = \mu H$$

entonces  $\mu = \mu_0 (1 + \chi_m)$  donde  $\mu$  es la permeabilidad del espacio libre. Para los materiales no ferromagnéticos se puede decir que  $\mu \approx \mu_0$ , en cambio, los ferromagnéticos tienen permeabilidades muy altas,  $\mu / \mu_0 \gg 1$ .

La intensidad magnética se representa por  $\hat{H}$  y la inducción magnética con  $\hat{B}$ . En el sistema MKS,  $\hat{H}$  esta dada en Amper  $m^{-1}$  y  $\hat{B}$  Newton Amper $^{-1} m^{-1}$ , weber  $m^{-2}$  o Teslas. En el sistema *cgs*,  $H$  y  $\hat{B}$  tienen unidades dimensionalmente equivalente, que son expresadas en  $esu m^{-2}$  o Orste para  $\hat{H}$  y para  $\hat{B}$  dinas  $esu^{-1}$  o gauss. La amplitud del campo magnético terrestre está expresado tradicionalmente en Gauss, las anomalías magnéticas son expresadas en gammas ( $10^{-9}$  Teslas o  $10^{-5}$  gauss).

La ecuación que relaciona a  $\hat{B}$  y  $\hat{H}$  en unidades MKS es

$$\hat{B} = \mu \hat{H}$$

Donde  $\mu$  es la permeabilidad magnética del espacio libre, cuyo valor es  $4\pi \times 10^{-7}$  weber Amper $^{-1} m^{-1}$ .

En unidades *cgs*, la relación simplemente es  $\hat{B} = \hat{H}$  (Reitz et al., 1999).

## CAPITULO 3

### MINERALOGÍA MAGNÉTICA

#### 3.1 Propiedades magnéticas

Si se considera un circuito cerrado de alambre por el que pasa corriente eléctrica, éste genera un campo magnético en la región vacía que rodea al alambre, este campo puede calcularse con ayuda de la ley de Biot Savat. Si se tomase de nueva cuenta el alambre y se le llena de materia, se afectará a la inducción magnética, ya que la materia está constituida de átomos y consecuentemente de electrones en movimiento. Estos por sí solos generan una corriente en el átomo, la cual se le conoce como corriente atómica, por lo que se puede decir entonces que hay dos clases de corrientes, una debida al transporte de carga, electrones libres o iones y la otra debido a los electrones de los átomos que están en movimiento, por lo que generan campos magnéticos.

Si tomamos los momentos magnéticos ( $m_i$ ) de un volumen pequeño, los sumamos y los dividimos en el pequeño volumen para obtener así la razón del momento magnético por unidad de volumen  $\Delta v$  obtenemos la magnetización

$$\hat{M} = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta V} \sum m_i$$

Recuérdese que el momento magnético es una cantidad vectorial.

Si tomamos el límite de esta expresión, pero manteniendo siempre el punto de vista macroscópico, se puede hacer que  $\hat{M}$  se vuelva una función vectorial puntual. La materia para que presente un estado de

desmagnetización es que  $\sum m_i = 0$ , ya que la orientación de todos los  $m_i$  estarán al azar, pero si se presenta que  $\sum m_i \neq 0$  implica que existe un campo dentro o fuera de la materia, que hace que se orienten los pequeños momentos magnéticos dando así una resultante.

### Campo magnético que produce un material magnetizado

Un elemento de volumen de material magnetizado se caracteriza por su momento magnético:

$$\Delta m = M(x, y, z)\Delta v$$

Si se quiere encontrar el campo magnético de un volumen dado en un punto, se debe encontrar la contribución de todos los  $\Delta m$ . Para ello se utiliza una manera indirecta, que es calculando el potencial vectorial  $U(r)$  y obtener es  $\hat{B}$  por medio del rotacional.

El potencial vectorial magnético debido a un pequeño circuito a gran distancia se calcula como

$$A(r_2) = \frac{\mu_0 I}{4\pi} \oint \frac{dr_{12}}{|r_2 - r_1|}$$

entonces

$$A(x, y, z) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{v_0} \frac{M(x', y', z') \mathbf{X}(r - r') dv'}{|r - r'|^3}$$

pero

$$\frac{r - r'}{|r - r'|^3} = \text{grad} \frac{1}{|r - r'|} dv'$$

Por lo que entonces tenemos que

$$A(x, y, z) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V_0} M(x', y', z') \nabla' \frac{1}{|r - r'|} dv'$$

Mediante unas identidades vectoriales se obtiene

$$A(x, y, z) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V_0} \frac{\nabla' \times \hat{M}}{|r - r'|} dv' + \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{S_0} \frac{\hat{M} \times \hat{n}}{|r - r'|} da'$$

y donde  $S_0$  es la superficie de  $V_0$ . La densidad de corriente superficial será

$$J_m = \hat{M} \times \hat{n}$$

y por lo tanto A es:

$$A(r) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{V_0} \frac{J_m(r')}{|r - r'|} dv' + \frac{\mu_0}{4\pi} \int_{S_0} \frac{J_m}{|r - r'|} da'$$

### Fuentes del campo magnético

Como se ha visto, el magnetismo y el desplazamiento de una carga eléctrica se hayan relacionadas entre sí, una corriente eléctrica ( desplazamiento de electrones ) por un conductor genera una fuerza magnética o campo magnético, de igual forma, tenemos que, un campo magnético en movimiento ocasiona una corriente eléctrica, también se ha probado que las corrientes atómicas ( electrones que giran alrededor del núcleo) generan un campo magnético.

Un ejemplo de lo anterior es, el hierro que es un conductor, ya que puede transportar corriente por medio de sus electrones libres, pero los iones de hierro que se encuentran fijos en el cristal y que poseen una corriente atómica puede orientarse creando así una magnetización intensa.

Este campo se puede expresar de la siguiente forma:

$$B(r) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{J \times (r - r')}{|r - r'|^3} dv' - \mu_0 \nabla U^*(r) + \mu_0 M(r)$$

donde

$$U^*(r) = \frac{1}{4\pi} \int_V \frac{\rho_m}{|r - r'|} dv' + \frac{1}{4\pi} \int_S \frac{J_m}{|r - r'|} da'$$

V es el volumen que transporta la corriente, S es la superficie del material,  $J$  es la densidad de corriente que es transportada en el material y  $\hat{M}$  es el vector de magnetización debido a las corrientes atómicas.

La intensidad magnética es  $\hat{H}$  se define por:

$$\hat{H} = 1/\mu_0 \hat{B} - \hat{H}$$

Las ecuaciones que describen los efectos magnéticos de corrientes convencionales son

$$\text{div } \hat{B} = 0 \quad \text{y} \quad \text{rot } \hat{B} = \mu_0 \hat{J}$$

Claro que estas ecuaciones se modifican para un campo  $\hat{B}$  que incluye un material magnetizado.

### 3.2 Magnetización desde el punto de vista atómico

Un campo magnético se produce por el movimiento de cargas eléctricas - el movimiento de los electrones resulta en creación de un campo magnético, los electrones que normalmente tienen un spin y que también orbitan alrededor del núcleo produce un campo magnético elemental. En principio, con estos dos tipos de movimiento, todas las sustancias tienen un magnetismo a nivel atómico y por lo tanto esas sustancias son clasificadas como: diamagnéticas, paramagnéticas, ferromagnéticas, antiferromagnéticas y ferrimagnéticas. Estas propiedades están relacionadas con el momento magnético total de los átomos que la conforman tanto el spin como el del movimiento orbital. Antes de la aplicación de un campo magnético, la materia que no posee un momento magnético atómico, es diamagnética, para un mineral que tiene arreglos cristalinos en el cual los momentos magnéticos se alinean, se caracterizan en paramagnéticos, ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferromagnéticos. A continuación se muestra diferentes tipos de magnetismo y la configuración de sus momentos magnéticos atómicos.

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

### 3.3 Mineralogía magnética (óxidos de hierro y titanio).

Los minerales ferromagnéticos son principalmente los óxidos de hierro y de titanio y pueden representarse en un diagrama ternario como el de la Fig 3.1.

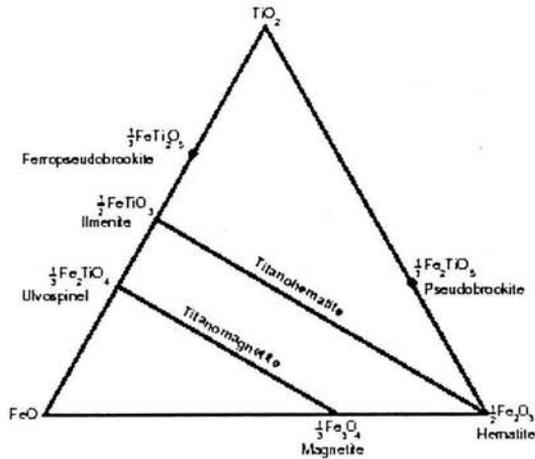


Fig. 3.1 Esquema de los portadores magnéticos en las rocas.

#### Serie Titanomagnetitas.

Las soluciones sólidas magnetita – ulvoespínela ( $Fe_3O_4 - Fe_2TiO_4$ ) son minerales ferrimagnéticos y tienen una estructura cristalina de espinela invertida muy común en las rocas de origen volcánico. El punto de Curie  $T_C$  (es la temperatura a la cual la magnetización remanente desaparece, para temperaturas mayores o iguales a  $T_C$ , el material ferrimagnético se transforma en paramagnético) de las titanomagnetitas, disminuye linealmente según su composición química, a partir de  $575^\circ C$  para la magnetita y hasta  $-153^\circ C$  para la ulvoespínela. Cabe mencionar que la ulvoespínela se comporta como material antiferromagnético a temperatura ambiente.

Serie Titano- maghemitas ( $Fe_3O_4-Fe_2TiO_4-Fe_2TiO_3-Fe_2O_3$ ). Estos minerales son similares a los de la serie titanomagnetitas en cuanto a la estructura cúbica-espinela, pero son deficientes (hay sitios

vacantes) en hierro férrico. Durante el calentamiento se transforman en titanohematita pasando de una estructura cristalina cúbica ferrimagnética a una estructura cristalina romboédrica antiferromagnética, esta transformación irreversible ocurre entre 300°C y 400°C, que está por debajo de su temperatura de Curie.

Las ilmenitas-hematitas forman una solución sólida, con estructura romboédrica y sus propiedades son variables dependiendo de su composición, algunas de estas composiciones presentan acoplamientos entre los iones de  $\text{Fe}^{3+}$ , por lo que presentan propiedades antiferromagnéticas. Sin embargo, las magnetizaciones de dos sitios no son exactamente antiparalelas, lo que da como resultado un ferromagnetismo residual débil, por lo que la hematita puede portar magnetización remanente. La temperatura de Curie  $T_c$  ,varía entre 675°C y 685°C, la ilmenita tiene temperaturas  $T_c$  del orden de – 200°C y es paramagnética a temperatura ambiente.

## CAPITULO 4

### PRESENTACION DE DATOS, ESTADÍSTICA Y MEDICIONES MAGNÉTICAS

#### 4.1 Diagrama de Zijderveld

El diagrama de Zijderveld es una proyección ortogonal que nos ayuda a visualizar la desmagnetización progresiva de una muestra que ha sido sujeta a campos alternos o por una desmagnetización térmica. Este tipo de diagrama permite observar los cambios en dirección e intensidad de la magnetización. La proyección que se realiza de la dirección magnética con respecto al plano horizontal nos representa la declinación magnética y la proyección sobre el plano vertical es la inclinación magnética, la distancia que hay del origen al punto señalado por la inclinación y la declinación, proporciona la intensidad magnética. Cuando se inicia el proceso de desmagnetización, ocurren cambios en la declinación, inclinación e intensidad magnética.

La desmagnetización mediante campos alternos, se realiza, alternado un campo magnético aplicado a una muestra, el campo máximo que se aplica es de 1000 Oe (100 mT), con una frecuencia comúnmente de 400 Hz. Los instrumentos que aplican estos campos, hacen rotar a la muestra en varios planos, esto para evitar una magnetización en una dirección particular. La magnetización se realiza progresivamente, algunos campos puede ser 10, 25, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 600, 800 y 1000 Oe.

La magnetización térmica se inicia en incrementos de temperatura ( $50^{\circ}\text{C}$ ), desde la temperatura ambiente, hasta los  $600^{\circ}\text{C}$ .

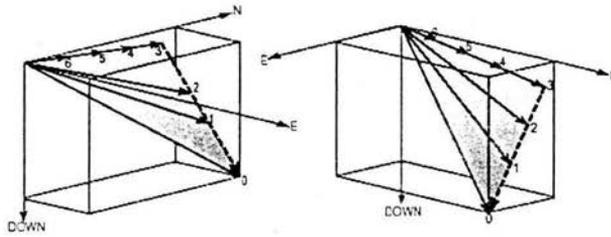


Figura 4.1 El vector esta puesto en un sistema de referencia común para el paleomagnetismo, aquí se muestra el cambio de orientación del vector NRM para cada etapa de desmagnetización (los puntos (1-6)).

Las componentes del vector son proyectadas en los planos vertical (Norte-Sur) y horizontal (Oeste-Este), dando así la información de la magnetización remanente natural (NRM). El vector NRM se descompone en las siguientes componentes, Norte (N), Este (E) y vertical (Z):

$$N_i = NRM_i \cos(I_i) \cos(D_i)$$

$$E_i = NRM_i \cos(I_i) \sin(D_i)$$

$$Z_i = NRM_i \sin(I_i)$$

Donde NRM es la intensidad de la magnetización remanente natural,  $I_i$  y  $D_i$  son la inclinación y declinación de  $NRM_i$ . La verdadera inclinación para un proyección superior e inferior contra N-S, está dada por

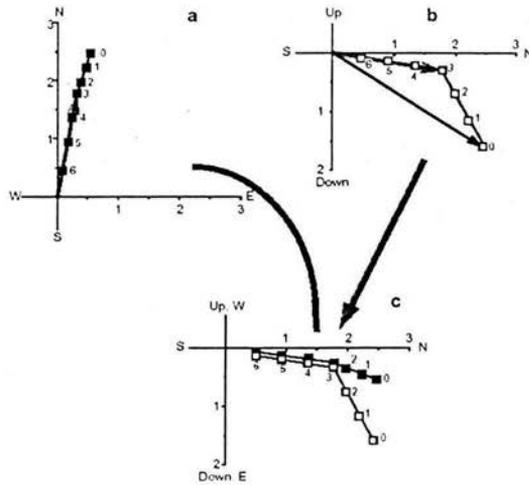
$$\tan(I) = \tan(I_{app}) | \cos(D) |$$

En el caso de la proyección superior e inferior contra E-W, está dada por ( $I_{app}$  intensidad aparente principal):

$$\tan(I) = \tan(I_{app}) | \sin(D) |$$

La utilización del diagrama de Zijdeveld permite conocer la dirección y intensidad de la muestra en el proceso de desmagnetización, así como también nos da información sobre el tipo de la magnetización (secundaria o primaria) que porta la muestra de roca observando los cambios de dirección.

El siguiente diagrama de Zijderveld representa la inclinación y declinación para una muestra en un proceso de desmagnetización.



**Figura 4.2** Diagrama de las componentes del vector. (a) proyección del vector NRM que se mostró en la figura anterior, la escala en los ejes es A/m, los puntos oscuros (1-6) que se observan, son los datos de la proyección horizontal para cada uno de los pasos de desmagnetización de vector NRM. (b) Proyección del vector NRM en el plano orientado norte sur, los puntos que están marcados son los datos que se obtuvieron para cada proceso de desmagnetización. (c) En este figura se muestran conjunto de los datos obtenidos para cada una de las proyecciones

## 4.2 Estadística en paleomagnetismo

El análisis de los datos paleomagnéticos, requiere del uso de la estadística, ya que se necesita de un método para encontrar la dirección y otros parámetros de un conjunto de muestras, así como de sus incertidumbres, que siempre estarán asociadas a cada una de las mediciones correspondientes.

### La distribución normal

Un método estadístico, que es muy utilizado en las ciencias, es el de la distribución normal o gaussiana, que principalmente, está basado, en la función de densidad probabilística, esta función describe la distribución de observaciones para una hipotética infinidad de pruebas que son aplicadas a una población.

La distribución se encuentra expresada, de la siguiente manera:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{z^2}{2}\right)$$

Con  $\sigma$  la desviación estándar, y donde  $z$  es

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma}$$

Donde  $x$  es la variable medida,  $\mu$  es la media, el parámetro  $\mu$  determina los valores de  $x$  que se encuentran en el centro,  $\sigma$  determina el ancho de la distribución alrededor de la media.

### Distribución de Fisher

Una función de densidad probabilística aplicable a las direcciones paleomagnéticas, fue desarrollada por el matemático británico R. A. Fisher. La distribución de Fisher interpreta a las direcciones de los vectores de la magnetización remanente natural, como puntos en la superficie de una esfera unitaria, con cada una de las direcciones con peso unitario. La función de distribución Fisher  $P_{dA}$ , es la probabilidad por unidad angular de área de encontrar una dirección dentro de un área  $dA$ , centrada en un ángulo  $\theta$  de la media verdadera. El área angular  $dA$ , se expresa en estereorradianes, donde el área total de una esfera es de  $4\pi$  estereorradianes.

Las direcciones se encuentran distribuidas de acuerdo a la función de densidad de probabilidad de Fisher, cumplen:

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

Donde  $\theta$  es el ángulo en la dirección de la media verdadera que es cero y  $\kappa$  es el parámetro de precisión, que aumenta cuando la distribución alrededor de la media aumenta.

Si tomamos  $\xi$  como el ángulo azimutal con respecto de la dirección de la verdadera media, la probabilidad de una dirección dentro de un área angular  $dA$ , queda expresada como:

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

El término  $\text{sen}(\theta)$  aparece, ya que el área de una banda de anchura  $d\theta$  varía sinusoidalmente. La Distribución de Fisher normalizada queda expresada como:

$$\int_{\xi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi} P_{dA}(\theta) dA = P_{dA} \text{sen}(\theta) d\theta d\xi = 1$$

Esta ecuación indica solamente la probabilidad de encontrar una dirección en alguna parte de la esfera.

La probabilidad  $P_{d\theta}$  de encontrar una dirección en una banda de anchura  $d\theta$  entre  $\theta$  y  $d\theta$  está dada por

$$\begin{aligned} P_{d\theta}(\theta) &= \int_{\xi=0}^{2\pi} P_{dA}(\theta) dA = 2\pi P_{dA}(\theta) \text{sen}(\theta) d\theta \\ &= \frac{\kappa}{2 \text{senh}(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \text{sen} \theta d\theta \end{aligned}$$

y los ángulos de porcentaje dentro del margen de la media pueden calcularse. Algunos de estos ángulos se han calculado (50 %, 63% y 95 %)

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

### Calculo de una dirección media

Para el cálculo de las direcciones medias de vectores se emplean los cosenos directores:

$$l_i = \cos I_i \cos D_i$$

$$m_i = \cos I_i \text{sen} D_i$$

$$n_i = \text{sen} I_i$$

donde  $D_i$  es la declinación del vector  $i$ ;  $I_i$  es la inclinación del vector  $i$ ;  $l_i$ ,  $m_i$  y  $n_i$  son los cosenos directores del vector  $i$ , con respecto al Norte, Este y dirección central.

Los cosenos directores  $l$ ,  $m$ , y  $n$  de la dirección media, se encuentran por mínimos cuadrados:

$$l = \frac{\sum_{i=1}^N l_i}{R}, \quad m = \frac{\sum_{i=1}^N m_i}{R} \text{ y } n = \frac{\sum_{i=1}^N n_i}{R}$$

donde  $R$  es el vector resultante con longitud  $R$ ; calculada como:

$$R^2 = \left( \sum_{i=1}^N l_i \right)^2 + \left( \sum_{i=1}^N m_i \right)^2 + \left( \sum_{i=1}^N n_i \right)^2$$

La relación de  $R$  y de los  $N$  es,  $R \leq \Sigma N$ . La dirección media se obtiene de las siguientes expresiones:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum_{i=0}^N m_i}{\sum_{i=0}^N l_i}, \quad I = \frac{\text{sen}^{-1} \sum_{i=0}^N n_i}{R}$$

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión  $\kappa$  es:

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

Cuando es conocida la dirección verdadera. o

$$k' = \frac{N}{N - R \cos \omega}$$

donde  $\omega$  es el ángulo entre la dirección verdadera y las medidas estimadas.

El límite de confianza, que en este caso es de un 95% y está dado por la expresión:

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

### 4.3 El Magnetómetro JR5A

Este magnetómetro está conectado a una computadora y a una impresora, todas las funciones se controlan mediante un microprocesador quien se encarga de medir, transformar digitalmente la señal y controlar la velocidad de rotación de los especímenes.

El magnetómetro de giro JR-5 A tiene un contenedor de especímenes automático para medir todas las componentes del vector  $RM$  (magnetización remanente). Además, tiene la ventaja de repetir cualquier medición para cada una de las posiciones del espécimen. El tiempo de medición para cada una de las muestras es relativamente corto.

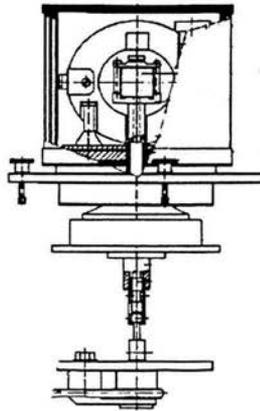


Fig. 4.3 Interior del magnetómetro JR-5<sup>a</sup>

El espécimen tiene que ser colocado en el portamuestras, justo en el centro, esto debido a las altas velocidades de revolución que se requieren para hacer la medición y evitar un cabeceo.

Estas son algunas de las especificaciones del magnetómetro:

Tamaño nominal del espécimen

Portamuestras

		Automático	Estándar
Cilindro	Diámetro	25.4 mm (+0.1, -0.5)	25.4 mm (+0.5, -1.0)
		25.0 mm (+0.1, -0.5)	
	Longitud	22.0 mm (+0.5, -1.0)	22.0 mm (+1.0, -1.0)
Cúbico		20 mm (+0.1, -0.5)	20 mm (+0.2, -1.0)

Velocidad de rotación 89.3 rev/s

Display 3.5 dígitos para cada RM componente del vector

Rango de medición 1,6 mA/m, 16 mA/m, ..., 1600 A/m,  
Selección automática o manual

Ruido 2.4  $\mu$ A/m

Sensibilidad 2.4  $\mu$ A/m

Precisión de la medición de la

Componente del vector RM 1 %,  $\pm$  2.4  $\mu$ A/m

Poder requerido 240, 230, 120, 100 V  $\pm$  10 %,  
50 - 60 Hz, 80 VA

Dimensiones, masa

-Unidad de fonocaptor 310 x 190 x 310 mm, 25 Kg.

-Unidad de medición 435 x 275 x 145 mm, 10 Kg.

Rango de temperatura operacional +15 a +40 °C



Los tres tornillos ajustables en la base plana sostienen la base circular, sobre el resorte con un bloque amortiguado por el cuerpo del sistema de giro, conectado al árbol de la maquinaria se conectan los discos con 100+1 ranuras ininterrumpidas, un haz de luz que interrumpe de dos leds infrarrojos en el fototransistor, produce la señal de referencia usada para el control de la velocidad de rotación del espécimen y para el procesamiento digital de la señal.

Cuatro columnas con resorte, soportan las placas cuadradas, sosteniendo las bobinas del fonocaptor, las bobinas del fonocaptor son protegidas con un triple escudo.

Las columnas del sistema de giro están conectadas con la columna de la polea de impulso por medio de una bisagra de unión universal, la rotación del motor es transferida por una columna conectada a una banda, la velocidad de rotación del espécimen es de 89.3 rev/s, es deducida por medio de la oscilación de un cristal.

- El portamuestras

La versión del magnetómetro JR-5 A de una unidad fonocaptor de giro, permite una instalación fácil del portamuestras dado que tiene un sujetador de fácil manipulación.

Para manipular correctamente el portamuestra en una función automática es necesario que se coloque el portamuestras de la siguiente forma (Fig. 4.4).

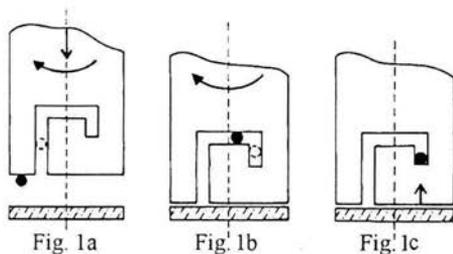


Fig. 4.4 Posición del portamuestras del JR-5<sup>a</sup>

- Unidad de medición

La unidad de medida incorpora circuitos electrónicos para el procesamiento de señales y evaluación, controla la velocidad del motor mediante un microprocesador, se comunica con la computadora mediante un canal serial.

Los controles son botones que están en la parte frontal, los botones de “on/off” y “set” están en la parte trasera.

ON/OFF	Enciende o apaga el instrumento.
SET	Selecciona el modo.
STAR/STOP	Inicia la medición, termina una operación iniciada.
CAL/CORR	Inicia la calibración y corrección del portamuestras.
AUTO	Enciende o apaga el modo de auto rango
[up], [dw]	Incrementa los valores existentes

### Display

Las unidades de medición incorporan un ‘display’ que se muestra como:

Posición: Se indica con una P y un dígito entre 1, 2, 3, 4 o 6 y representa el número de posiciones, en el ciclo de medición, en algunos casos aparece E de error, esto debido a que puede existir algún problema al tomar la medición.

Componente vectorial: Con este switch se escoge el tipo de espécimen (cubo o cilíndrico) y el valor nominal estándar de calibración. En el modo de medición, la mantisa muestra la componente del vector RM.

Exponente: Aparece el exponente de la componente del vector RM, el exponente también especifica el rango de medición.

REM: El instrumento es colocado en modo remoto

A/m Componentes del vector RM en unidades [A/m]

T Componentes del vector RM en unidades [T]

Cuando el magnetómetro es encendido se muestra en el display

P4	CYL	6.45	0	A/m
----	-----	------	---	-----

P4 Número de la posición que esta midiendo en el ciclo de medida (en modo automático)

CYL Tipo de espécimen CYL-cilíndrico o Cub-cúbico.

6.45 Valor nominal de la calibración estándar 6.45 E 00 A/m.

0 Rango de medición.

A/m Las unidades

La recomendación que se hace como en todos los equipos de medición, es de tener encendido el magnetómetro 15 min. Antes de hacer la calibración y las mediciones, esto para que tenga una estabilidad de temperatura.

- Operación del JR-5 A

Modo local (control del panel frontal)

Después de encender el instrumento, el modo local es puesto automáticamente.

STAR/STOP	Inicia o para la medición aun con el motor funcionando.
CAL/CORR	Inicia la calibración o inicia la corrección del portamuestras.
AUTO	Enciende el modo de auto rango.
[up], [dw]	Se activa solo si "AUTO" esta off, incrementa o decrece el rango del display dependiendo de los tipos de unidades de medición: A/m: -4,-3,-2,-1,0,1,2 T -10,-9,-8,-7,-6,-5,-4
NEXT	Cambia cíclicamente la posición medida.

- Modo remoto (Control mediante la computadora)

El magnetómetro se comunica con las computadoras por medio del canal serial RS-232c, los comandos que utilizan son:

Comandos	Función
R (Remote)	El magnetómetro entra en modo remoto
Q (Quit)	El magnetómetro regresa al modo local
S (STOP)	Detiene la medición, si el motor esta funcionando, el magnetómetro responde con el comando s (stop) solamente, otros comandos son ignorados.

A (Auto)

El auto rango es activado.

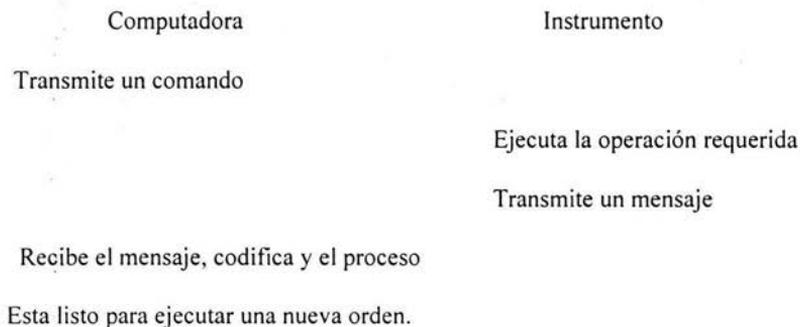
(Calibración / Corrección)

Procedimiento de calibración o corrección del portamuestras.

Del 1 al 6

Inicia la medición de la posición 1 a la 6

### Esquema general de comunicaciones.



### Modo remoto –portamuestras automático –

Comandos	Función
E (Execute)	Realiza las mediciones en tres posiciones en el portamuestras.
U (up)	Pone el perno hexagonal en la posición de trabajo.
D (down)	Pone el perno hexagonal en la posición de reposo
G (go to next)	Ordena el perno hexagonal en la nueva posición.
Y	Ordena al perno hexagonal en la posición inicial con el espécimen dentro del portamuestras.

Con los botones [up] o [dw] el tipo de espécimen cambia, para un espécimen cilíndrico, se usa el símbolo

CYL, para un espécimen cúbico el símbolo es Cub, que se muestra en el display.

Los tipos de especímenes se marcan de la siguiente manera:

CYL	Espécimen cilíndrico estándar
'CYL	Espécimen cilíndrico alternativo (espécimen con 19 mm de diámetro).
Cub	Espécimen estándar cúbico.
'Cub	Espécimen cúbico alternativo.

### **La medición**

La medición se realiza con una velocidad de rotación del espécimen a 89.3 Hz, esta es controlada por el microprocesador.

### **Calibración**

El magnetómetro es calibrado en una medición simple con una muestra de calibración estándar para el cual esta calculada el vector de remanencia.

Con la calibración el error máximo es de 1.5 % combinado con la intensidad de error de 3.5 % debido al cambio de temperatura de laboratorio, con esto la medida difiere en un 5 % del valor verdadero, en el caso de que las variaciones de temperatura vare se recomienda hacer de nuevo una calibración.

### **Proceso de calibración**

Inserte la muestra estándar de calibración en el portamuestras en la posición número 1

Cierre las bobinas y ponga el blindaje, presione "Cal/Corr".

El inicio de la medición es indicado por CL (calibración) en el display, las mediciones del vector RM se indican en el display.

### **Corrección para el portamuestras**

La corrección del portamuestras es medida removiendo la muestra estándar de calibración, con el portamuestras solo, se cierra de nuevo las bobinas y el blindaje y se presiona "Cal/Corr"

Si al medir el portamuestras se obtiene una componente de RM de más de  $100 \mu\text{A/m}$ , se recomienda remover el portamuestras, lavarlo y desmagnetizarlo.

### **Medición en modo local**

El tamaño y forma del espécimen en forma de un cubo es de 20 mm para los lados, y para un cilindro es de 25.4 mm (1 pulgada) de diámetro y 22 mm de longitud.

### **Marcado de los especímenes.**

Una cara del espécimen o la base del cubo o de un espécimen cilíndrico es marcado con una flecha que define el sistema de coordenadas en el cuál será medido el vector RM.

El sistema de posición de la medición es idéntico para los diferentes tipos de muestras, ya sea cilíndrico o cúbico.

### **Medición en las 6 posiciones.**

La medición estándar del vector RM consiste en una medición sucesiva de 6 posiciones del espécimen, estas orientaciones se muestran a continuación (Fig. 4.5.)

**Fig. 4.5a. PORTAMUESTRAS ESTÁNDAR**

POSICION NUMERO	ESPECIMEN POSICION	PORTAMUESTRAS POSICION	COMPONENTES MEDIDAS	POSICION NUMERO	POSICION ESPECIMEN	PORTA MUESTRAS POSICION
1			X Z	1		
2			Y Z	2		
3			X Z	3		
4			Y Z	4		
5			X Y	5		
6			X Y	6		

**Fig. 4.5b. PORTAMUESTRAS AUTOMATICO**

POSICION NUMERO	ESPECIMEN POSICION	COMPONENTES MEDIDAS	POSICION NUMERO	POSICION ESPECIMEN
1		X Z	1	
2		Y Z	2	
3		X Y	3	

Cuando es colocada la muestra en el portamuestra, se cierran las bobinas y se coloca su blindaje, se presiona el Núm. 1 y automáticamente mide la posición, así se realizan sucesivamente cada una de las mediciones, es importante colocar la muestra centrada en el portamuestras para obtener un mínimo de vibración.

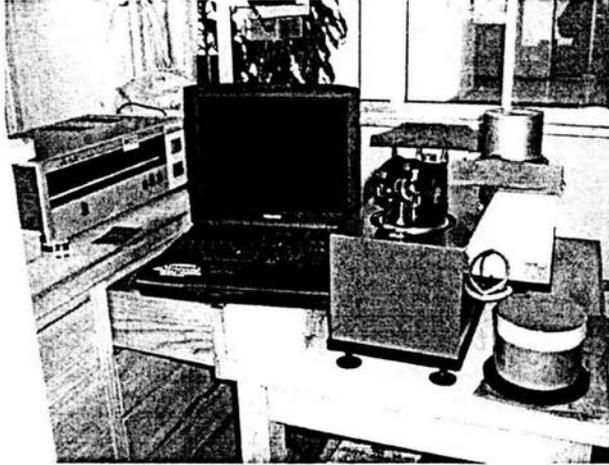


Fig. 4.6 Magnétometro JR- 5A que se encuentra en el laboratorio de paleomagnetismo de la UNAM

## CAPITULO 5

### EXPERIMENTOS EN EL LABORATORIO

#### 5.1 Indice de Viscosidad

La determinación del índice de viscosidad (Thellier y Thellier, 1944 y Prevot, 1983) es usado para obtener información acerca de la estabilidad paleomagnética de la muestra. Para este propósito se colocaron durante 15 días las muestras alineadas con uno de sus ejes con el del campo magnético terrestre. Después se midió la magnetización ( $M_d$ ). Posteriormente, las muestras se colocaron por otros 15 días en un espacio libre de campo magnético, midiendo al final la magnetización ( $M_o$ ). El índice de viscosidad es dado por la siguiente fórmula (Prevot, 1983):

$$V = [(Z_d - Z_o) : M_{nrm}] \times 100$$

donde  $Z_d$  y  $Z_o$  son respectivamente las componentes verticales de  $M_d$  y  $M_o$ .  $M_{nrm}$  es la intensidad de la magnetización remanente natural. Dos muestras de cada unidad fueron sujetas a este tipo de experimento. Los índices de viscosidad obtenidos varían entre 0.7 y 22.9, valores sumamente inferiores al 5 %.

Por tanto las muestras estudiadas no presentan una fuerte tendencia para la adquisición de una magnetización remanente viscosa.

#### 5.2 Tratamientos Magnéticos

Las mediciones de remanencia son obtenidas usando un magnetómetro de giro JR5a. La desmagnetización por campos alternos (AF) fueron realizadas utilizando un desmagnetizador de AF 'Molspin' que proporciona campos hasta 100 mT. Al mismo tiempo, también se realizaron tratamientos

térmicos por etapas, hasta 570°C, utilizando un horno tipo 'Schonstedt' con un campo magnético residual de orden de 10 a 15 nT. Los calentamientos fueron realizados al aire libre. Después de cada etapa de calentamiento, se midió la susceptibilidad a temperatura ambiente usando un instrumento Bartington MS2, para detectar posibles cambios magnéticos durante el proceso.

Todas las muestras fueron desmagnetizadas progresivamente. Normalmente de 4 a 10 muestras por unidad volcánica fueron sometidas a tratamiento térmico y/o de AF. Donde se observó que la mayoría de las muestras contienen esencialmente una componente de magnetización primaria, también se observó que en algunos tratamientos térmicos AF (Fig. 5.1 y 5.2). Se presentan alguna componente secundaria muy pequeña, probablemente de origen viscoso, la que fue fácilmente removida (Fig. 5.1).

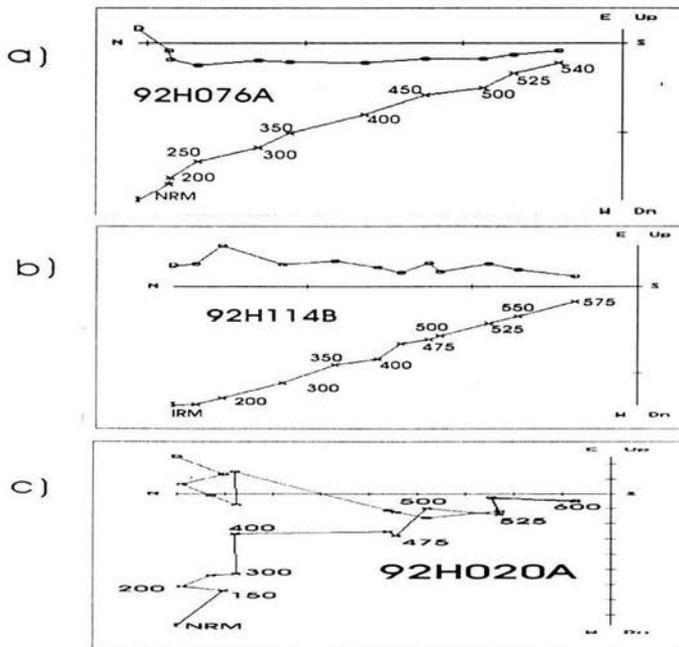


Fig 5.1 Diagrama de Ziegdel (Desmagnetización por tratamiento termico)

Para el caso de desmagnetización termica, la mayor parte de las remanencias fueron removidas en el intervalo de temperaturas de 500 a 550°C, lo cual es común para titanomagnetitas pobres en Ti.

Estas observaciones concuerdan con otros experimentos termomagnéticos. El campo medio destructivo (MDF) se encuentra en un rango de 30 a 40 mT (Fig.5.2), lo cual sugiere granos de dominio PSD como portadores de magnetización remanente (Dunlop y Özdemir, 1996).

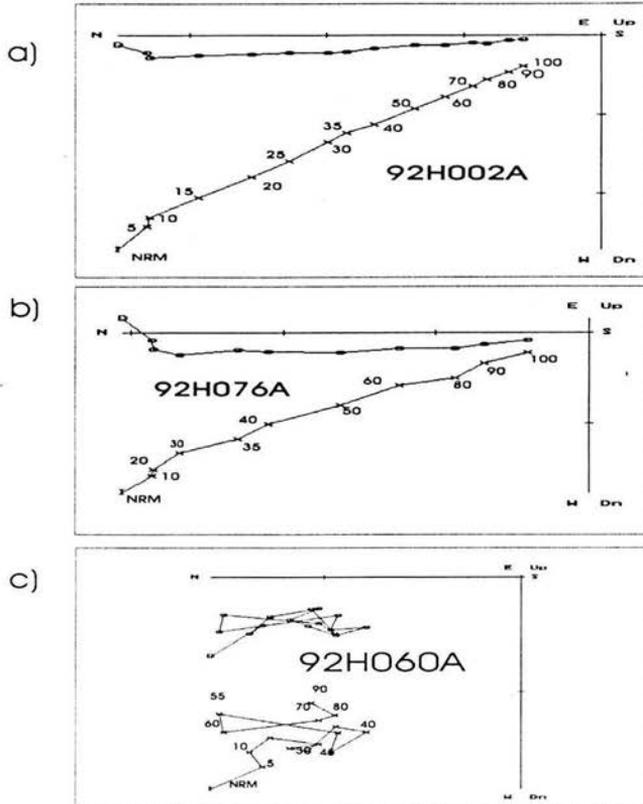


Fig 5.2 Diagrama de Zijderveld (Desmagnetización por campos alternos)

Pocas muestras presentan remanencias complejas e inestables. (Fig. 5.1c y 5.2c). Este comportamiento se debe probablemente a una gran viscosidad magnética o a relámpagos que producen fuertes magnetizaciones secundarias.

Las direcciones características de magnetización primaria fueron determinadas por el método de mínimos cuadrados (Kirschvink, 1980), de 3 a 9 etapas de desmagnetización fueron tomadas para el cálculo.

Las direcciones obtenidas fueron promediadas por unidad y los parámetros estadísticos obtenidos. La dirección media por sitio se muestra en la tabla 1. Obsérvese que la mayoría de las  $\alpha_{95}$  son menores que  $12.1^\circ$ .

Sitio	n	Dec	Inc	$\alpha_{95}$	K	Polaridad
MZ01	6	0.3	34.5	2.5	740	N
MZ02	5	20.7	31.8	9.3	68	N
MZ03	6	3.4	33.4	2.2	914	N
MZ04	6	4.7	36	3.4	388	N
MZ05	7	10.7	31.8	4.5	185	N
MZ06	6	1.8	43.8	2.9	535	N
MZ07	4	354.1	39.5	3.8	586	N
MZ08	6	359	36.9	3.2	428	N
MZ09	6	359.1	42.5	4.5	223	N
MZ10	7	10.8	32.9	3.4	311	N
MZ11	6	2.1	34.7	4	275	N
MZ12	6	357.9	40.2	5.1	172	N
MZ13	6	359.3	31.8	4.5	224	N
MZ14	7	3.7	38.2	5.7	114	N
MZ15	5	185.7	-37.1	3.9	449	R
SH01	8	350.1	34.2	5.8	92	N
SH02	6	346.9	29.5	7.7	77	N
SH03	8	347.8	25.9	7.1	62	N
SH04	3	337.6	37.7	12.1	106	N
SH05	5	326.4	14.9	8.1	91	N
SH06	8	341.6	42.4	3.3	289	N
SH07	4	298.5	43.9	12.5	55	N
SH08	4	345.3	43.5	8.5	212	N
SH09	6	352.4	24.6	7.2	89	N
SH10	6	359.2	33.8	8.3	57	N
SH11	7	350.3	23.8	7.5	66	N
SH12	7	355.6	32.1	4.4	188	N
SH13	7	355.4	20.8	5.3	127	N
SH14	8	2.6	30.6	4.6	148	N
SH15	8	0.7	27.4	5.9	88	N
SH16	6	356.4	31.8	7.1	76	N
SH17	8	10.1	30.3	4.6	170	N
PC1	4	98.4	-39.5	5.3	298	R
PC2	8	109.4	-21.8	7	76	R
PC3	7	120.2	-28.9	4.7	205	R

Tabla 1 Direcciones medias por sitios

### Curvas de susceptibilidad vs temperatura

Las mediciones de dependencia de la susceptibilidad con la temperaturas (curvas  $k - T$ ) fueron realizadas al aire libre tomando una muestra por unidad, para identificar los minerales magnéticos presentes en la roca y estimar la estabilidad térmica de las muestras colectadas. Todos los especímenes fueron calentados hasta  $600^{\circ}\text{C}$  con una razón de calentamiento de  $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ . Al mismo tiempo son enfriados con la misma tasa de calentamiento utilizando el equipo Bartington (MS-2) en el Laboratorio de propiedades magnéticas de la UNAM. Las temperaturas de Curie fueron determinadas por el método de Prevot, et al (1983).

En general se observaron dos comportamientos. Más de la mitad de las curvas tienen presencia de una fase simple magnética/ferromagnética con puntos de Curie de titanomagnetitas pobres en Ti (Fig.5.3 a y b). Sin embargo, las curvas de enfriamiento y calentamiento no son perfectamente reversibles. Algunas observaciones microscópicas sobre secciones delgadas también mostraron que el mineral principal era titanomagnetita pobre - Ti asociada con exsolución de ilmenita. Estos intercrecimientos normalmente se desarrollan a más de  $600^{\circ}\text{C}$  (Haggerty, 1976) y consecuentemente, la Magnetización Remanente Natural (Natural Remanent Magnetization NRM) generada por estas muestras podría ser una magnetización termoremanente (Thermo-Remanent Magnetization TRM) primaria.

En otros casos, se observaron dos diferentes fases ferrimagnéticas durante el calentamiento (Fig.5.3 c y d). La curva de enfriamiento muestra únicamente una fase simple, con una temperatura de Curie correspondiente a magnetita. Tales curvas  $k-T$  irreversibles puede deberse a la presencia de titanomaghemitas, que se transforman en magnetitas durante el calentamiento (Readman y O'Reilly, 1972; Özdemir, 1987). El comportamiento termal descrito puede ser causado por hidrotermalismo, el cual ocurrió en algunas áreas después del emplazamiento de las unidades volcánicas. Las muestras que

producen este patrón de comportamiento no pueden ser utilizadas para estudios de paleointensidades, pero ambos experimentos previos y estudios teóricos (Heider y Dunlop, 1987; Özdemir y Dunlop, 1989; Nishitani y Kono, 1989 y Gogichaichvili et al., 1999) indican que las magnetizaciones químicas secundarias debidas a la maghemitización son registradas en las mismas direcciones que la TRM original.

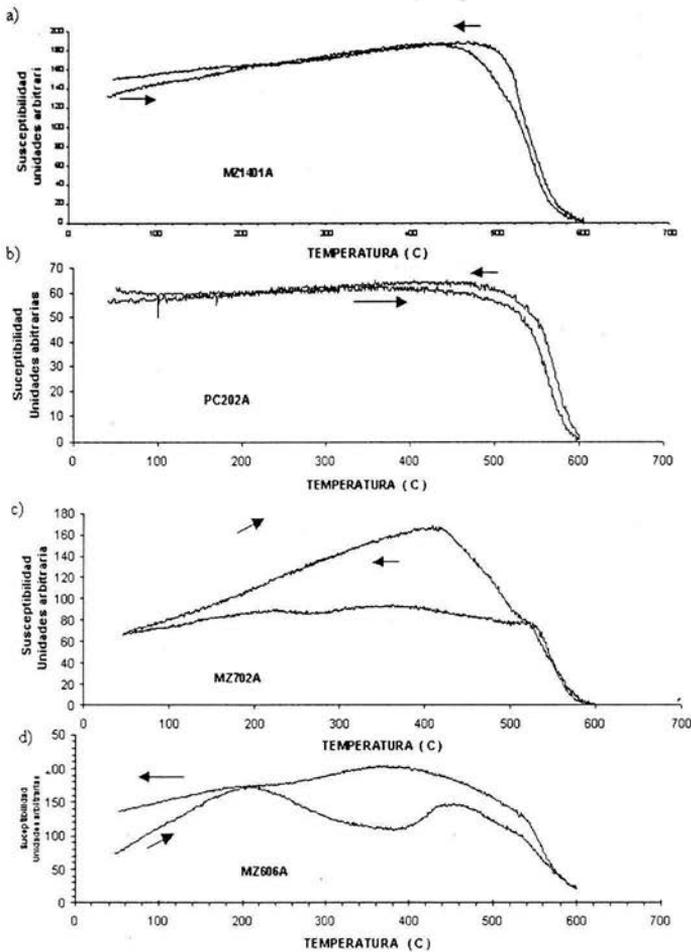


Fig 5.3 Graficas de susceptibilidad magnética en función de la temperatura

### 5.3 Histéresis Magnética

Las mediciones de histéresis, se realizaron a temperatura ambiente con un 'Micromag' AGFM del laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM que alcanza campos superiores a 1 Tesla. La saturación de magnetización remanente ( $J_{rs}$ ), la saturación de magnetización ( $J_s$ ) y la fuerza de coercitividad ( $H_c$ ) fueron calculadas después de corregirlas por las contribuciones paramagnéticas y diamagnéticas. La coercitividad de remanencia ( $H_{cr}$ ) fue determinada por la aplicación de un incrementos progresivos de campo inverso después de la saturación (Fig 5.4). Los resultados de Magnetizacion Remanente se muestran en la fig 5.5.

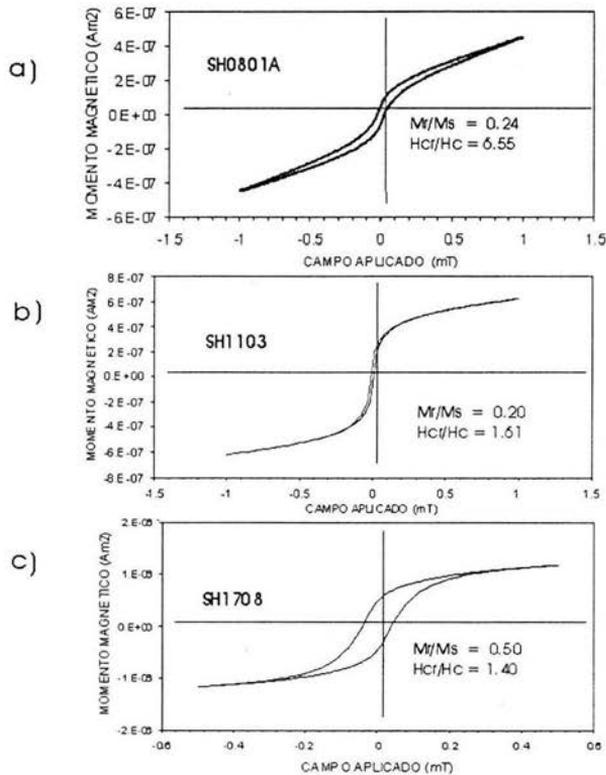


Fig. 5.4 Gráfica de los ciclos de histéresis para algunas muestras representativas.

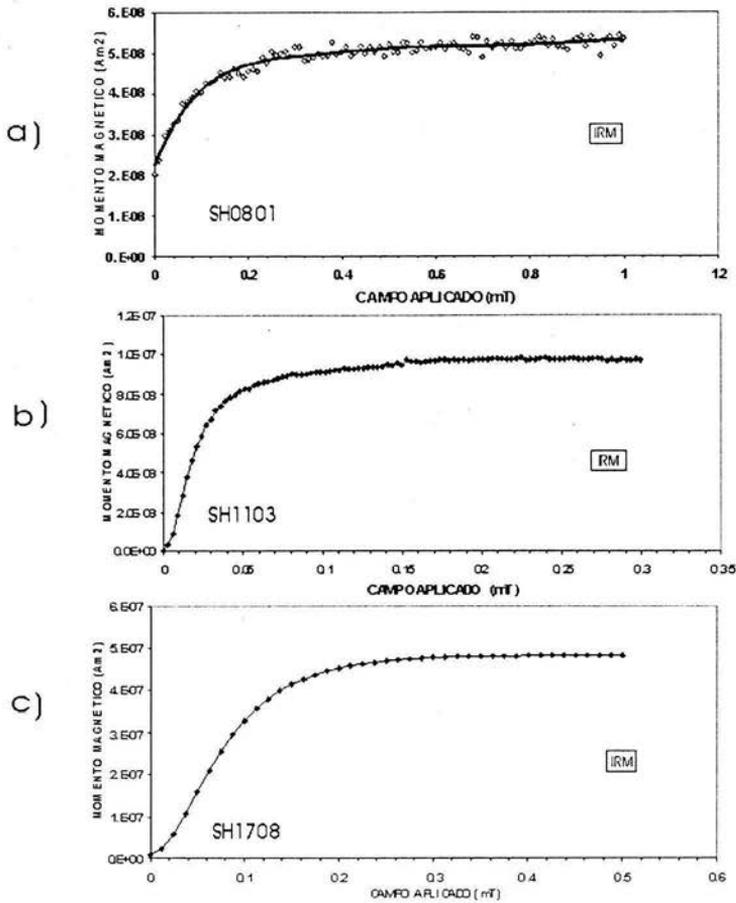


Fig 5.5 Graficas de adquisición de la magnetización remanente isotérmica (IRM) para algunas muestras representativas

Las curvas de IRM son muy similares para todas las muestras. La saturación es alcanzada en campos moderados del orden de 100 – 200 mT (Fig. 5.5) que indican espinelas (titanomagnetitas y/o titanomaghemitas) como portadores de la magnetización remanente.

Las curvas de histéresis son simétricas en todos los casos. Cerca del origen no se detectarán comportamientos anormales conocidos como ‘cintura de avispa’ (Tauxe et al., 1996), lo cual probablemente refleje rangos muy restringidos de coercitividad magnética. Interpretando la relación

de los parámetros de histéresis, tal parece que todas las muestras caen en la región de tamaño de granos de pseudo dominio sencillo (PSD) (Fig. 5.6) indicando probablemente una mezcla de granos de multidominio (MD) y una cantidad significativa de dominio simple (SD).

La relación de los parámetros de histéresis son reportados en un diagrama de Day (Day et al., 1977) (Figura 5.6).

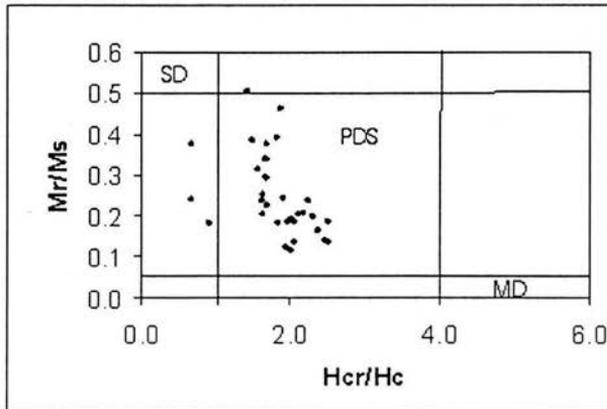


Fig. 5.6 Relación de los parámetros de histéresis magnética ( Day et al., 1977)

## CAPITULO 6

### INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES

#### 6.1 Contribución a la Mineralogía Magnética

En el presente estudio se consideraron las paleodirecciones paleomagnéticas obtenidas de origen primario, confirmado por el hecho de que fueron determinadas ambas polaridades magnéticas: normales, reversas. Las curvas termomagnéticas muestran, que la remanencia es producida en la gran mayoría de los casos, por titanomagnetitas pobres en Ti, como resultado de oxi-exsoluciones de titanomagnetitas originales durante el enfriamiento de los flujos de lava, lo que probablemente indica un origen termoremanente de la magnetización primaria.

El espectro de temperaturas de bloqueo y las coercividades magnéticas relativamente altas son características de dominios magnéticos pseudo sensillos (PSD por sus siglas en inglés). En la gran mayoría de los casos, se observa una sola componente de magnetización remanente estable y lineal.

#### 6.2 Contribución a la Estratigrafía Magnética de Alta Resolución

La estratigrafía magnética de alta resolución de las tres unidades volcánicas estudiadas (Sahuayo, Manzanilla y Río de Pasión), se establece a partir de la escala de referencia geomagnética universal (GPTS por sus siglas en inglés, ver también la figura 6.1, Cande y Kent, 1995). Esta escala es confiable para los últimos 13 Ma lo cual permite la correlación magnética con gran certeza.

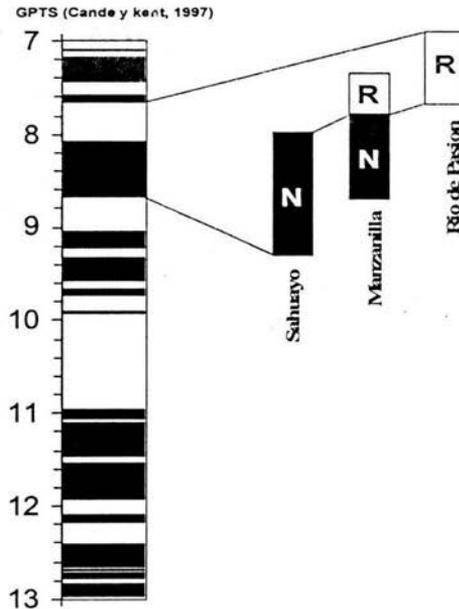


Fig. 6.1 Estatigrafía Magnética de Sahuayo-Manzanilla-Río Pasión

La secuencia volcánica Sahuayo registró una polaridad magnética normal y se correlaciona con su respectivo 'chron' magnético normal de GPTS (Figura 6.1). Cabe mencionar que la edad radiométrica de los flujos de Sahuayo se estima alrededor de 8.8 Ma (Rosas-Elguerra, datos sin publicar). Por medio de la correlación directa se pudo precisar la edad de los flujos de lava de Sahuayo en el intervalo de edades entre 8.08 y 8.68 Ma, como el tiempo de emplazamiento y la formación.

Las secuencias volcánicas mostradas en la localidad de Manzanilla muestran ambas polaridades magnéticas. Por lo tanto un intervalo más largo de 7.62 al 8.68 Ma es atribuido a estas unidades. Cabe mencionar que los flujos inferiores de Manzanilla son idénticos a los de Sahuayo en cuanto a la polaridad magnética y la mineralogía. Por último, tres flujos del sitio Río Pasión muestran una polaridad magnética reversa similar a los flujos superiores de Manzanilla.

Así con los datos radiométricos y paleomagnéticos, se propone que los mayores eventos volcánicos de la región tuvieron lugar en un intervalo de tiempo relativamente corto, cercano a 1 Ma.

### 6.3 Contribución a la Paleotectónica

Los valores promedio de las direcciones paleomagnéticas de las secuencias volcánicas de Sahuayo son:  $Inc=31.9^\circ$ ,  $Dec=348.8^\circ$ , con parámetros de precisión aceptables ( $\alpha_{95}=6.9^\circ$  y  $k=28$ ), al comparar con las direcciones esperadas (Fig. 6.2 y 6.3) para el Mioceno medio, recalculadas a partir de los polos de referencia para el cratón Norteamericano (Besse y Courtillot, 1991),  $Inc=32.6^\circ$  y  $Dec=358.3^\circ$  se puede ver que estas unidades han rotado en sentido contrario de las manecillas de reloj aproximadamente  $10^\circ$ .

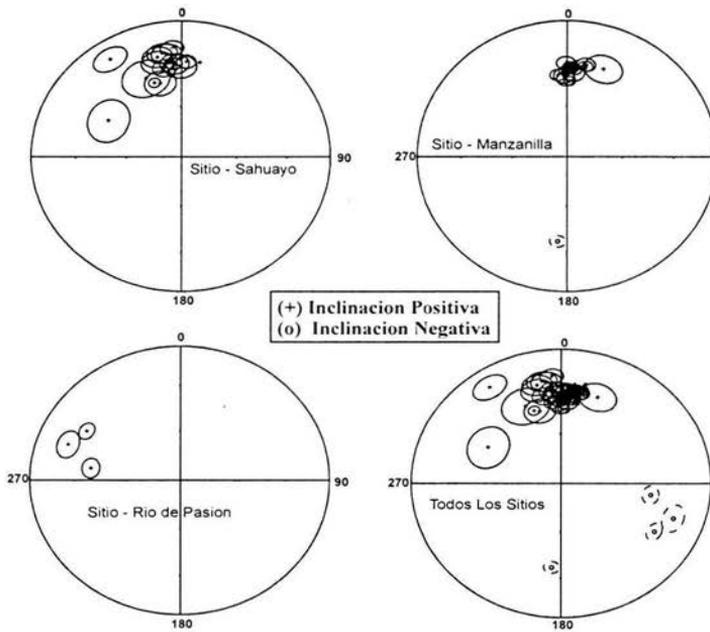


Fig 6.2 Direcciones paleomagnéticas de los sitios



Fig 6.3 Direcciones paleomagnéticas promedio y sitio esperado

En el caso de Manzanilla, los valores promedio de direcciones paleomagnéticas obtenidas  $Inc=36.5^\circ$ ,  $Dec=3.7^\circ$ , con parámetros de precisión  $\alpha_{95}=3.1^\circ$  y  $k=151$ , se puede observar que estas unidades volcánicas han permanecido relativamente estables, es decir sin una rotación mayor desde 8.6 Ma aproximadamente.

En el caso de las unidades de Río de Pasion (figuras 6.2 y 6.3) con dirección media:  $Inc=30.2^\circ$ ,  $D=289.8^\circ$ ,  $\alpha_{95}=19.7^\circ$ ,  $k=40$ . La rotación estimada es por lo menos  $55^\circ$ , en sentido contrario a las manecillas del reloj. Esta estimación se obtuvo con base a los polos de referencia para América del Norte (Alva-Valdivia et al., 2001).

Adicionalmente, se intentó de estimar la razón de variación secular a partir de los datos paleomagnéticos obtenidos en este estudio (Tabla 2). Se obtuvo un registro paleomagnético bastante detallado de las secuencias volcánicas que se encuentran alrededor de lago de Chapala, entre los estados de Jalisco y Michoacán, lo cual permite identificar algunos rasgos generales del campo magnético de la Tierra

**Falta página**

**N° 58**

magnético, Titanomagnetita con muy pobre contenido de Ti, resultado de la oxidación de la titanomagnetita original (relativamente rica en Ti) durante el enfriamiento de los flujos basálticos. La presencia de titanomaghemitas se detectó sólo en algunos casos, ya que las curvas de susceptibilidad presentaron dos fases termomagnéticas durante el calentamiento. Además, las curvas presentan una irreversibilidad bien definida. Se demostró que la maghemitización (probablemente debido al hidrotermalismo regional) no afectó a las direcciones primarias, originales de la magnetización termoremanente, dado que las direcciones a  $T > 580^{\circ}\text{C}$  son similares a las menores a  $580^{\circ}\text{C}$ .

Los cocientes del ciclo de histéresis magnética (la magnetización remanente de saturación  $J_{rs}$ , magnetización de saturación  $J_s$ , fuerza de coercitividad es  $\hat{H}_c$  y fuerza de coercitividad de remanencia es  $\hat{H}_{cr}$ ) indican que las muestras de lava contienen una mezcla de granos multidominio con una significativa cantidad de granos de dominio sencillo.

Todas las muestras fueron sometidas a tratamientos térmicos y de campos alternos. En estos tratamientos magnéticos se mostró que en la mayoría de los casos tenemos una sola componente de magnetización estable y lineal, acompañada por una componente secundaria muy pequeña, probablemente de origen viscoso. Esta magnetización fue fácilmente removida. Las direcciones de la magnetización característica (o primaria) pudieron ser determinadas para todos los sitios.

Con la integración de los datos magnéticos y radiométricos fue posible obtener una correlación directa de las unidades del sur de lago de Chapala con la escala de referencia magnética internacional incluso estimar las edades de eventos volcánicos que anteriormente no contaban con los fechamientos radiométricos. Lo anterior lleva a la conclusión de que las unidades volcánicas se emplazaron en un lapso de tiempo relativamente corto del orden de 1 Ma.

La comparación de las paleodirecciones medias de los basaltos del área Sahuayo-Manzanilla con polos de referencia del cratón Norteamericano para el Mioceno medio/tardío muestran diferencias en la declinación magnética de 11 a 55°. Esta desviación se debe a una rotación tectónica del bloque de Michoacán en sentido contrario de las manecillas del reloj que ocurrió en el Mioceno tardío. Dicha rotación puede relacionarse con una convergencia oblicua de la placa de Cocos con la placa Norteamericana.

REFERENCIAS

- Alva-Valdivia, L. M., A. Goguitchaichvili, L. Ferrari, J. Rosas-Elguera, J. Urrutia-Fucugauchi, and J. J. Zamorano-Orozco, (2000). Paleomagnetic Data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: Implications for Tectonics and Volcanic Stratigraphy, *Earth, Planets and Space* 52, 467-478.
- Alva-Valdivia, L.M, Goguitchaichvili, A., Grajales, M., Flores. A., Urrutia, J., Rosales, C., and Morales, J., (2002). *Further constraints for Permo-Carboniferous magnetostratigraphy: case study of the sedimentary sequence from San Salvador-Patlanoaya (Mexico)*, Académie des science / Editions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Vol. 334 p 1-7.
- Aitken M.J., (1990). Science-based dating in archaeology, Longman Archaeology Series, Longman, pp. 225-259.
- Besse, J., and V. Courtillot, (1991) Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and true polar wander since 200 Ma, *J. Geophys. Res.*, 96, 4029-4050.
- Butler, F.R., (1992). Palaeomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes, *Blackwell Scientific Publications, Boston*, 319 pp.
- Cande, S. C., and D. V. Kent, (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267.

- Dunlop, D., and Ö. Özdemir, (1997). *Rock-Magnetism, fundamentals and frontiers*, Cambridge University Press, 573pp.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G., and Carrasco-Nuñez, G., (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306.
- Ferrari, L., V.H. Garduño, F. Innocenti, P. Manetti, G. Pasquare, and G. Vaggelli, (1994). A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Queretaro. *Geofisica Internacional*, 33, 107-124.
- Ferrari L., S. Conticelli C. Vaggelli, C. Petrone, and P. Manetti, (2000). Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.
- Goguitchaichvili, A.T., (1999). On a simple, alternative presentation of the paleomagnetic demagnetization data. *Geofisica Internacional*, Vol., 38, No-4, 285-290.
- Goguitchaichvili, A., L. Alva Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales and L. Ferrari, (2000) Absolute Paleointensity results from the Trans Mexican Volcanic Belt: Implication for the Late Miocene Geomagnetic field strenght, *Gephys. J. Inter.*, vol. 143, 977-985.

- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L.M, Rosas-Elguera, J., Urrutia, J., Soler, A., and Caballero, C., (2003). *Combined Paleomagnetic and Petromagnetic Study of the Upper Cretaceous Volcanic Sequence in Western Mexico: Implications for Tectonics and Magnetostratigraphy of the Jalisco Block*, International Geology Review, Vol. 45, 2003, p.
- Goguitchaichvili, A., Alva-Valdivia, L.M, Rosas-Elguera, J., Urrutia, J., Cervantes, M, and Caballero, C., (2002). *Magnetic Mineralogy, Paleomagnetism, and Magnetostratigraphy of Nayarit Volcanic Formations ( Western Mexico): A Pilot Study*, International Geology Review, Vol. 44, 2002, p.
- Haggerty, S. E., (1976). Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: *Oxide Minerals*, Mineral. Soc. Amer., 3, 300 pp.
- Heider, F., and D. J Dunlop, (1987). Two types of chemical remanent magnetization during oxidation of magnetite, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 46, 24-45.
- Kirschvink, J. L., (1980). The least-square line and plane and analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Kissel, C. and Laj, C., (Editors), (1997). *Palaeomagnetic rotations and continental deformation*, NATO ASI Series, Mathematical and Physical Sciences, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Merril, R.T., McElhinny, M.W., and McFadden, P.L. (1996) *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the core, and the Deep of Mantle*. Academic Press, San Diego, 531 pp.

- Moore, G., C. Marone, I.S.E. Carmichael, and P. Renne, (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 106, 383-394.
- Nishitani, T., and M. Kono, (1989). Effects of low-temperature oxidation on the remanence properties of titanomagnetites, *J. Geomag. Geoelec.*, 41, 19-38.
- O'Reilly, W., (1984). *Rock and mineral magnetism*. Chapman and Hall. New York. 220 pp.
- Özdemir, Ö., (1987). Inversion of titanomagnetites, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 65, 125-136.
- Özdemir, Ö., and D. J. Dunlop, (1989). Chemico-viscous remanent magnetization in Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> -  $\gamma$ Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> system, *Science*, 243, 1043-1047..
- Prévot, M., R.S. Maininen, S. Grommé, and A. Lecaille, (1983). High paleointensity of the geomagnetic field from thermomagnetic studies on rift valley pillow basalts from the middle Atlantic ridge. *J. Geoph. Res.*, 88, 2316-2326.
- Readman, P.W., and W. O'Reilly, (1972). Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites, (Fe,Ti,?)O<sub>4</sub>. *J. Geomag. Geoelec.*, 24, 69-90.
- Reitz, J., Milford, F., and Christy, R., (1999) *Foundations of Electromagnetic Theory*, Fourth Edition. Addison-Wesley Company, Massachusetts 641 p.

- Richter, K., Carmichael, I.S.E., and Becker, T., (1995). Pliocene-Quaternary volcanism and faulting at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107, 612-626.
- Rosas-Elguera, J., and Urrutia-Fucugauchi, J., (1998). Tectonic control on the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review*, 40, 350-362.
- Roperch, P., L. Aubry, G. Herail, M. Fornari, and A. Chauvin, (1996). Magnetostratigraphy and paleomagnetic rotation of the North-Central Bolivian antiplano basin. *Int. Synp. Andean Geodyn.*, St. Malo, *ORSTOM Editions*.
- Sierra, G.M., Estrada, J.J y MacDonald, W.D. (1995). *Las Rocas como brujas fósiles*. Revista Universidad EAFIT n. 100, p. 101 - 112.
- Tarling, D.H., (1983). Palaeomagnetism: Principles and applications in geology, geophysics and archeology, *Chapman and Hall. New York*. 379 pp.
- Tauxe, L., T. A. T., Mullender, and T. Pick, (1996) . Pot-bellies wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *J. Geophys. Res.*, 95, 12337-12350,
- Theillier, E. and Theillier, O. (1944). Recherches géomagnétiques sur les coulées volcaniques d'Auvergne. *Ann. Geophys.*, 1, 37-52.
- Van der Voo, R., (1993). Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Lapetus Oceans. *Cambridge University Press*, 411 pgs.