

03077

A  
zej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

UACPyP CCH

Posgrado en Geofísica

Determinación de Paleointensidades del Campo Geomagnético  
para el Cuaternario en la Sierra Chichinautzin

Tesis de

Maestría en Sismología y Física del Interior de la Tierra

Juan Julio Morales Contreras

México, D.F., 1995



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **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 está 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.

# INDICE

RESUMEN .....	2
ABSTRACT .....	4
CAPÍTULO 1 .....	6
INTRODUCCIÓN .....	6
• Campo magnético terrestre y registros magnéticos .....	6
• La Sierra Chichinautzin .....	7
• Selección y muestreo de los sitios estudiados .....	9
• Objetivos .....	12
CAPITULO 2 .....	13
MÉTODOS PARA LA DETERMINACIÓN DE PALEOINTENSIDADES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO .....	13
• Introducción .....	13
• Método de Thellier y Thellier .....	13
• Método de Thellier y Thellier modificado por Coe .....	14
• Método de Shaw .....	18
• Método de Rolph y Shaw .....	20
• Presentación de los datos de paleointensidad .....	21
• Discusión .....	22
CAPITULO 3 .....	23
EQUIPOS UTILIZADOS .....	23
• Desmagnetizador térmico .....	23
• Susceptíbilmetro .....	25
• Magnetómetro de giro .....	26
• Puente de susceptibilidades Highmoore modificado .....	27
• Desmagnetizador de campos magnéticos alternos Schónsted .....	27
CAPITULO 4 .....	28
EXPERIMENTOS DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS .....	28
• Introducción .....	28
• Susceptibilidad magnética a temperaturas bajas .....	28
• Susceptibilidad magnética a temperaturas altas .....	33
• Curvas termomagnéticas .....	37
• Curvas de histéresis magnética .....	41
• Discusión de los resultados obtenidos .....	43
CAPITULO 5 .....	45
PALEODIRECCIONES Y PALEOINTENSIDADES .....	45
• Paleodirecciones .....	45
• Paleointensidades .....	53
Desmagnetización de especímenes piloto .....	53
Determinación de paleointensidades .....	57
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....	62
APÉNDICE .....	63
AGRADECIMIENTOS .....	76
REFERENCIAS .....	77

## RESUMEN

Se determinaron paleointensidades del campo magnético terrestre del período Cuaternario en rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin, en el centro de México, empleando dos métodos diferentes: el método de Thellier y Thellier y el método de Rolph y Shaw.

Los objetivos de este trabajo fueron por una parte, poner en práctica estas técnicas en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, y por la otra parte comparar los dos métodos a fin de contar con un criterio cuantitativo para elegir el método más adecuado al tipo de rocas estudiadas y a los instrumentos de que se dispone en este laboratorio.

Las muestras provienen de la Sierra Chichinautzin, en la cuenca central de México, y cubren un rango de edades de por lo menos 0.780 Ma hasta aproximadamente los 2400 años.

Se muestrearon 13 sitios, de los cuales tres de ellos habían sido estudiados previamente, obteniendo en promedio siete núcleos por sitio con al menos dos especímenes por núcleo.

Por cada sitio se desmagnetizaron cuatro especímenes piloto; dos utilizando desmagnetización por campos alternos y dos por desmagnetización térmica, a fin de seleccionar los pasos de desmagnetización más adecuados a cada sitio. Por cada método se emplearon ocho especímenes para los experimentos de paleointensidad.

Como apoyo para la comparación de los dos métodos, se realizó una serie de experimentos de propiedades magnéticas de rocas sobre muestras representativas. Estos fueron: variaciones de la susceptibilidad magnética a temperaturas bajas y altas, determinación de temperaturas de Curie, obtención de curvas termomagnéticas, así como curvas de histéresis magnética. Paralelamente al desarrollo del experimento de Thellier y Thellier se aplicaron dos técnicas de control para detectar alteraciones físico-químicas durante la realización del experimento: monitoreo de la susceptibilidad volumétrica ( $k$ ) de cada espécimen después de cada paso de doble calentamiento, y determinación de curvas de histéresis magnética, también después de cada paso de doble calentamiento, de un fragmento de un espécimen adicional incluido para tales fines.

Se realizó una evaluación de los equipos empleados en este trabajo antes de realizar los experimentos de paleointensidad, a fin de verificar su buen funcionamiento y de esta manera, garantizar la calidad de los resultados obtenidos y descartar mediciones anómalas.

Se escribió un programa en "GWBASIC" para ayudar en la evaluación de las diferencias vectoriales de las magnitudes medidas durante la realización del método de Thellier y Thellier, y se empleó el algoritmo de York para la estimación de las incertidumbres de las paleointensidades calculadas.

De los resultados obtenidos en esta investigación se concluye lo siguiente:

- La variación de la susceptibilidad magnética a temperaturas bajas, en general, corresponde con los comportamientos reportados por Senanayake y McElhenny [1981], aunque también se observaron comportamientos diferentes que no pueden ser catalogados como ninguno de los tres grupos propuestos por estos autores.
- En lo referente a las curvas de susceptibilidad magnética a temperaturas altas y a las curvas termomagnéticas obtenidas, las temperaturas de Curie estimadas por ambas técnicas son muy parecidas. Además, aquellos sitios que presentaron dispersión alta en las direcciones del MRN exhibieron curvas termomagnéticas y de susceptibilidad vs

temperatura irreversibles, mientras que aquellos sitios con direcciones agrupadas del MRN mostraron curvas reversibles.

- De los diagramas de Day obtenidos de las curvas de histéresis magnética se observó que todas las muestras estudiadas pueden ser clasificadas como dominio pseudo-sencillo (PSD).
- De los 13 sitios muestreados, sólo seis de ellos presentaron baja dispersión en las direcciones del MRN, y sólo uno presentó polaridad reversa (sitio JH).
- Los resultados de la primera técnica de control añadida al experimento de Thellier y Thellier muestran que la alteración físico-química experimentada por los diferentes especímenes sólo fue significativa para temperaturas por arriba de los 550 °C, mientras que sólo algunos de ellos presentaron mayor alteración a temperaturas cercanas a los 300 °C.
- De los resultados obtenidos al aplicar la segunda técnica de control al experimento de Thellier y Thellier no se observan cambios significativos en los parámetros  $M_s$  o  $H_c$  de los especímenes provocados por el calentamiento al que fueron sometidos; sin embargo, se aprecia cierta tendencia de los puntos a alinearse a lo largo de la diagonal que parte de la esquina inferior derecha a la esquina superior izquierda de la gráfica.
- En general, las paleointensidades obtenidas por el método de Thellier y Thellier modificado por Coe son mayores que aquellos resultados obtenidos por el método de Rolph y Shaw.
- Al efectuar los experimentos de propiedades magnéticas de rocas se reduce grandemente el tiempo y el esfuerzo invertido en la determinación de paleointensidades, ya que la información obtenida permite seleccionar sólo aquellos sitios con mayor probabilidad de obtener resultados exitosos.

## ABSTRACT

Paleointensities of the Earth's magnetic field for Quaternary volcanic rocks of the Sierra Chichinautzin, in central Mexico, were determined using two different methods: the Thellier & Thellier method and the Rolph & Shaw method.

The objectives of this work were on one hand, to implement these techniques in the paleomagnetic laboratory of the Geophysics Institute of the UNAM, and on the other hand to compare the two methods in order to count with a quantitative criterion to choose the most suitable method according to the type of rocks studied, and to the instruments available in this laboratory.

The rocks come from the Sierra Chichinautzin, in the central Mexican basin, and cover an age range from at least 0.780 Ma to 2400 years approximately.

Thirteen sites were sampled, three of which had been studied previously, obtaining on the average seven cylindrical cores per site with at least two specimens per core.

For each site four pilot-specimens were demagnetized; two using alternating field and two using thermal demagnetization, in order to select the most suitable demagnetization steps for each site. For each method, eight specimens were then used for the paleointensity experiments.

To support the comparison of the two methods, a series of rock magnetic experiments were carried out on representative samples. These were: magnetic susceptibility variation at low and high temperature, Curie temperature determination, thermomagnetic curves as well as the determination of magnetic hysteresis loops. Parallel to the development of the Thellier & Thellier experiment, two control techniques to detect physico-chemical alteration were applied. Volumetric magnetic susceptibility ( $k$ ) of each specimen was checked after each double-step heating, and magnetic hysteresis loops were also determined after each double-step heating, on a small fragment of an additional specimen included for these purposes.

An evaluation of the equipment employed in this work was made before running the paleointensity experiments, in order to verify their performance and in this way, to guarantee the quality of the obtained results and to discard anomalous measurements.

A computer program written in GWBASIC was implemented to aid the evaluation of the vectorial differences of the measured magnitudes during the performance of the Thellier & Thellier experiment. York's algorithm to estimate the errors of the paleointensities calculated was also used.

From the obtained results the following is concluded:

- The variation of the magnetic susceptibility at low temperatures corresponds, in general, to that reported by Senanayake & McElhenny [1981]; however, there were some different trends that cannot be considered to belong to any of the three groups proposed by these authors.
- With respect to the magnetic susceptibility at high temperature and to the thermomagnetic curves obtained, the Curie temperatures estimated with both techniques are quite similar. Furthermore, those sites with a high dispersion of NRM directions exhibited irreversible thermomagnetic and high-temperature magnetic susceptibility curves, while those sites with clustered NRM directions showed reversible curves.
- From the Day diagrams obtained from the magnetic hysteresis curves it is observed that all the studied samples may be classified as pseudo-single domain (PSD).

- Six out of thirteen sampled sites presented a low dispersion of NRM directions, and only one presented reverse polarity (site JH).
- The results of the first control technique added to the Thellier & Thellier experiment show that physico-chemical alteration experienced by the different specimens was only significant for temperatures above 550 °C, while only some of them presented major alteration at temperatures close to 300 °C.
- The results obtained by applying the second control technique showed insignificant changes in the  $M_s$  or in the  $H_c$  parameters of the specimens provoked by the laboratory heating to which they were subjected; however, a trend is noted where the points plot along the diagonal line from the lower-right toward the upper-left of the graph.
- In general, the results obtained by applying the Thellier & Thellier method modified by Coe are higher than those obtained by the Rolph & Shaw method.
- Considerable time and effort is saved by performing rock magnetic experiments before determining paleointensities, because this information allows the selection of sites with the greatest possibilities for successful measurements.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

### • Campo magnético terrestre y registros magnéticos

El campo magnético terrestre (CMT), al igual que cualquier campo vectorial, se puede caracterizar por una dirección y una magnitud en cualquier punto del espacio. Se sabe que tanto la dirección cuanto la magnitud del CMT varían con el tiempo, sin embargo, hasta la fecha no se ha podido encontrar una función que describa tales cambios. Esto no es de extrañar si se toma en cuenta que el mismo origen del CMT es incierto. Si bien existen teorías acerca de su origen, como la del dínamo auto-excitado, éstas distan mucho de explicar ciertos fenómenos experimentados por el CMT, a saber: cambios de polaridad, excursiones y la variación secular. Existen registros de mediciones del CMT que confirman éste último tipo de variación (y algunos otros de período menor como la variación diurna y las tormentas magnéticas) para algunos cientos de años atrás; sin embargo, debido al período tan largo en que tienen lugar los dos primeros tipos de variación mencionados anteriormente, es imposible medir tales variaciones en forma directa.

Por lo anterior, las inferencias hechas sobre la variación tanto de la dirección cuanto de la magnitud del CMT antiguo se realizan en forma indirecta a partir de los registros magnéticos que mantienen las rocas, debido a la presencia de minerales magnéticos en su composición. Un ejemplo de este tipo de registros magnéticos naturales se puede encontrar en las profundidades del océano, en las zonas de expansión del piso oceánico; situación que asemeja mucho a aquella de una cinta magnética de un audiocasette, en donde el piso oceánico hace las veces de la cinta magnética, mientras que el CMT es la información generada por la cabeza grabadora del equipo de sonido, figura 1.1.

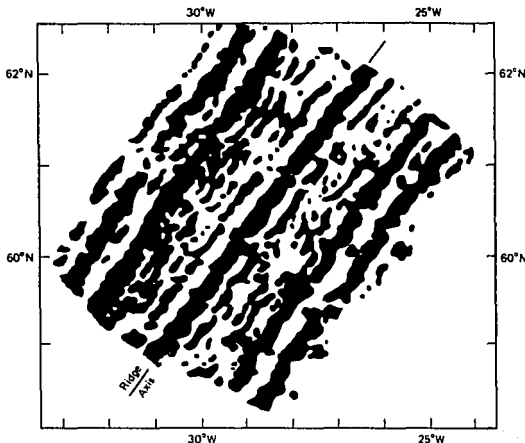


Fig. 1.1 Registro magnético observado en un ridge oceánico (tomada de Turcotte y Schubert, 1982),

De la información obtenida de las paleodirecciones se hacen inferencias acerca de procesos que ocurrieron en el pasado en la superficie de la Tierra (por ejemplo, la deriva continental),



mientras que las determinaciones de paleointensidad son útiles, entre otras cosas, para tratar de explicar los procesos que tienen lugar en el interior del planeta y que originan el CMT.

De entre los diferentes tipos de rocas existentes, las rocas de origen volcánico son las más adecuadas para determinaciones de la intensidad del campo antiguo (paleointensidad); para la determinación de las paleodirecciones son empleadas también rocas sedimentarias y metamórficas.

A grandes rasgos, el mecanismo mediante el cual las rocas volcánicas adquieren una magnetización remanente es el siguiente: los derrames de lava producidos durante una erupción volcánica poseen una cierta cantidad de minerales magnéticos, cuyos átomos y moléculas se comportan como pequeños imanes o dipolos magnéticos microscópicos. Debido a la gran agitación térmica por las altas temperaturas a las que se encuentran estos materiales, los dipolos magnéticos están orientados aleatoriamente; conforme la temperatura de la lava disminuye por debajo de cierto valor crítico (temperatura de Curie  $T_c$  del mineral magnético) los dipolos magnéticos se empiezan a orientar gradualmente en la dirección del CMT de la época. Al disminuir aún más la temperatura y alcanzar la temperatura de bloqueo de ese mineral, los dipolos se "congelan" de tal forma que a pesar de que el CMT cambiara de dirección o de magnitud, estos mantendrían la misma orientación.

Una analogía que podría servir para entender mejor este proceso sería una tina llena de agua en la cual se han colocado varias brújulas caseras (pequeños corchos atravesados por agujas imantadas), las cuales están completamente desorientadas por la agitación provocada en el agua al mover erráticamente una vara dentro de la tina. Después de algunos minutos de que dejamos de agitar el agua de la tina, las pequeñas brújulas tenderán a orientarse en la dirección del CMT; si dicho experimento se realizara en un día frío, en el cual la temperatura ambiente bajara hasta los 0 °C, el agua de la tina se congelaría y las brújulas quedarían incrustadas en el bloque de hielo, y a pesar de que agitáramos la tina fuertemente, o que acercáramos un imán a las proximidades de la tina, las pequeñas brújulas no perderían su grado de orientación.

Si como se supuso, la magnetización adquirida es provocada por el CMT, a esta magnetización se le conoce como Magnetización Remanente Natural MRN, y en este fenómeno se reconoce un medio invaluable ofrecido por la naturaleza para estudiar el comportamiento del CMT en el pasado. Este tipo de magnetización es portada por las rocas ígneas y también por piezas arqueológicas hechas de barro, y es adquirida al momento de enfriarse después de haber sido horneadas.

## • La Sierra Chichinautzin

Así como para poder disfrutar de nuestra música favorita necesitamos, además de un buen equipo reproductor, contar con un audiocasette de nuestro agrado, para estudiar las variaciones del CMT se requiere disponer del medio adecuado para ello, tanto en el tiempo cuanto en el espacio; en la realización de este trabajo, el medio adecuado se encontró en rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin, ya que debido al tiempo relativamente corto en que se enfría un flujo de lava, cada uno de los diferentes flujos generados por los varios volcanes que conforman a ésta representa un registro "instantáneo" en la historia del CMT.

La Sierra Chichinautzin es un grupo volcánico perteneciente a un conjunto volcánico mayor denominado Faja Volcánica Transmexicana (FVT). Dicho grupo es un campo de volcanes monogenéticos, localizado al sur de la Cd. de México y en las cercanías de la Cd. de Cuernavaca, Morelos, que cubren un rango de edades de 2400 años hasta 0.780 Ma, aproximadamente.

La cuenca de México está rodeada completamente por cadenas montañosas volcánicas: al W la Sierra de las Cruces, al E la Sierra de Río Frio, al N la Sierra de Tezontlalpan y la Sierra de

Pachuca y al S la Sierra Chichinautzin. Esta última constituye la actividad volcánica más reciente, la cual culminó con el cierre completo de la cuenca. Su extensión abarca aproximadamente el área demarcada por las coordenadas 99° 00' - 99° 20' LW y 19° 00' - 19° 15' LN, Fig. 1.2.

La fase eruptiva de este grupo está considerada desde el Plioceno superior hasta el Holoceno. Está formada por conos de ceniza y piroclastos, morfológicamente muy jóvenes, y por lavas predominantemente andesíticas y en menor proporción basaltos y dacitas. Todos estos productos son de composición calcalcalina, por lo que su origen ha sido asociado a la subducción de la placa de Cocos debajo de la de Norteamérica.

Tanto la Sierra Chichinautzin cuanto la Cuenca de México fueron estudiados paleomagnéticamente por Mooser et al. [1974], Herrero y Pal [1978], Herrero et al. [1986], Urrutia & Martín del Pozzo [1993], y Bohnel et al. [1990]. Una descripción de la Sierra Chichinautzin se encuentra en Martín Del Pozzo [1990] y González-Huesca [1992].

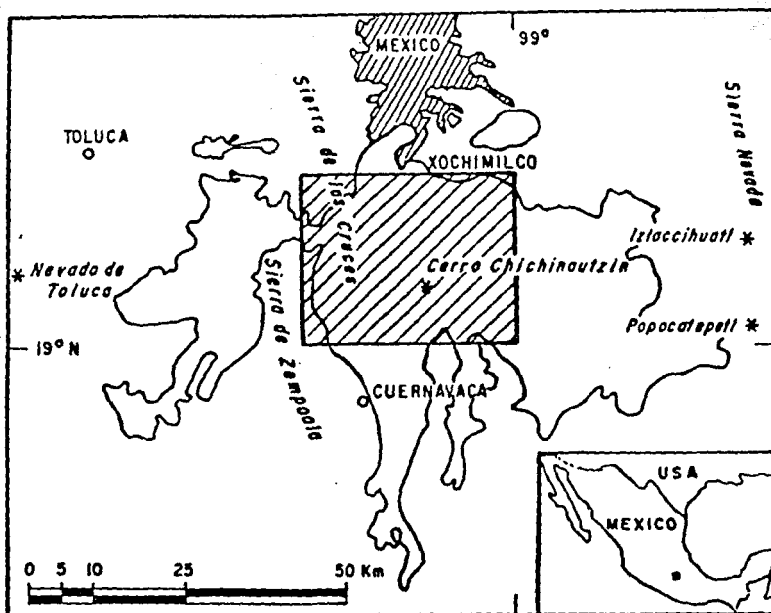


Fig. 1.2 Mapa de localización (tomado de Martín Del Pozzo, 1990).

Además de permitirnos conocer los cambios experimentados por el CMT en el pasado, y con base en esto intentar predecir su comportamiento en el futuro y mejorar nuestro conocimiento acerca de su origen, la determinación de paleodirecciones y paleointensidades ofrece actualmente un medio de correlación para secuencias volcánicas, y podría en el futuro servir como un medio alternativo de fechamiento diferente a los tradicionales (métodos isotópicos), útil para intervalos de tiempo en que los anteriores no son aplicables debido a la juventud de las rocas y a los valores altos de las constantes de decaimiento de estos sistemas isotópicos.

## • Selección y muestreo de los sitios estudiados

Se localizaron en la carta topográfica MILPALTA (1:50000) sitios que, por estudios previos [González-Huesca, 1992], [Martín Del Pozzo, 1990], [Herrero y Pal, 1977], resultaron ser potencialmente adecuados para la determinación de paleointensidades. Aunque en estos sitios, con la excepción de aquellos reportados por González-Huesca, no se habían realizado determinaciones de paleointensidad, una buena parte de éstos presentaron estabilidad magnética relativamente alta (baja dispersión en las direcciones individuales de los núcleos estudiados), condición necesaria (más no suficiente) para garantizar resultados exitosos de paleointensidad. El haber seleccionado también algunos sitios con paleointensidades ya determinadas tuvo como objetivo fundamental el poder comparar los resultados de ésta investigación contra aquellos obtenidos por otros, además de servir como evaluación indirecta de las técnicas e instrumentos empleados aquí.

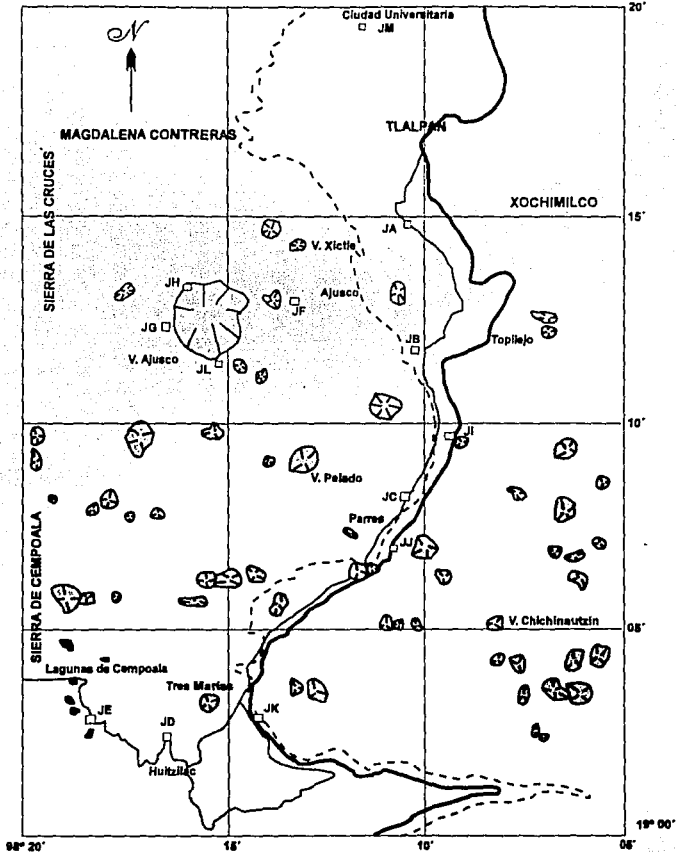
En total se muestrearon 13 sitios, y la localización de los mismos se presenta en la tabla siguiente y en la figura 1.3.

TABLA 1.1 Localización de los sitios muestreados

SITIO	VOLCÁN	LOCALIZACIÓN	Lat N	Lon W	EDAD [años]
JA	YOLOLICA	San Andrés Totoltepec, carretera federal, junto al restaurante Hipocampo	19° 14' 47"	99° 10' 15"	
JB	PELADO	Km 31 carretera federal a Cuernavaca, pasando Topilejo del lado derecho	19° 11' 57"	99° 10' 22"	4,070 ± 150
JC	PELADO	carretera federal del lado derecho, poco antes de Parres	19° 08' 15"	99° 10' 14"	4,070 ± 150
JD	HUILOTE	Km 6, Huiztilac-Zempoala; lado derecho	19° 02' 05"	99° 16' 19"	
JE	HUILOTE	Km 13, Huiztilac-Zempoala; lado derecho	19° 02' 46"	99° 18' 25"	
JF	MAN NAL	carretera Picacho-Ajusco (sitio S-3)	19° 13' 15"	99° 12' 37"	18,900 ± 600
JG	JUMENTO	LLano Cantimplora, en la desviación a Santiago Tianguistengo	19° 12' 28"	99° 16' 33"	
JH	AJUSCO	carretera Picacho-Ajusco, cerca del llano Cantimplora	19° 13' 12"	99° 16' 24"	
JI	OYAMEYO	Km 37 autopista México-Cuernavaca, pasando Topilejo	19° 09' 50"	99° 09' 15"	
JJ	ACOPIAXCO	Km 43.5 autopista México-Cuernavaca	19° 06' 60"	99° 10' 54"	
JK	TRES CUMBRES	Tres Marías, autopista México-Cuernavaca	19° 02' 51"	99° 14' 19"	18,680 ± 120
JL	AJUSCO	carretera al Ajusco, pico del Águila	19° 11' 55"	99° 15' 00"	> 780,000
JM	XITLE	Ciudad Universitaria, cerca de la sala Nezahualcoyotl	19° 19' 19"	99° 11' 22"	2,422 ± 250

(\*) Edades tomadas de González Huesca, 1992 y Martín Del Pozzo, 1990.

MAPA DE LOCALIZACION  
SIERRA CHICHINAUTZIN



LEYENDA

- Sitio de muestreo paleomagnético
- Carratera Federal
- - - Via de ferrocarril
- Autopista
- ⊗ Volcán

Fig. 1.3

El muestreo de los sitios se realizó con el empleo de una cortadora de núcleos cilíndricos. La orientación de éstos se realizó con la ayuda de un "orientador" (instrumento que consiste de una brújula y un inclinómetro montados sobre un dispositivo no magnético que rodea al núcleo por orientar) que permite marcar el núcleo y medir el "rumbo" y el "echado" de éste (coordenadas de campo), para posteriormente en el laboratorio realizar las correcciones de campo necesarias a cada espécimen. Salvo en un caso, se perforaron en promedio 8 núcleos orientados por sitio, con una longitud tal que permitiera obtener al menos 2 especímenes por núcleo.

Posteriormente en el laboratorio, se cortaron cada uno de los núcleos, con una cortadora especial con la cual se obtienen especímenes cilíndricos con dimensiones estándares (2.5 cm de diámetro por 2.2 cm de altura), y se marcaron e identificaron cada uno de los especímenes obtenidos (210 especímenes).

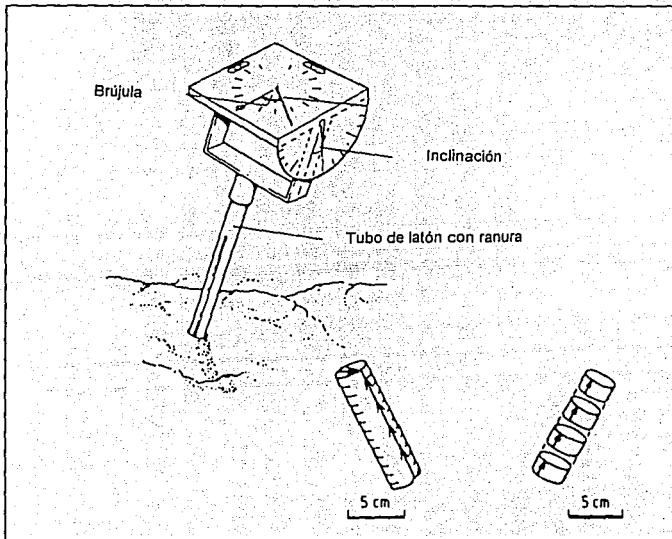


Fig. 1.4 Orientador, núcleo y especímenes (tomada de Tarling, 1983).

De forma semejante al proceso de adquisición de una MRN, es posible producir una Magnetización Remanente Térmica (MRT) en el laboratorio, sustituyendo el CMT por un campo artificial (conocido) creado en el laboratorio. Tanto las MRN's cuanto las MRT's son susceptibles de ser medidas con el empleo de un magnetómetro adecuado. Con estos instrumentos se puede conocer la dirección y la intensidad de la magnetización de una roca, pero salvo por la intensidad del campo de laboratorio usado  $F_{lab}$ , la intensidad del campo antiguo  $F_{ant}$  es desconocida.

Con el paso del tiempo se han diseñado técnicas para la determinación de paleointensidades de CMT; en el capítulo 2 se describen algunas de las técnicas más confiables y empleadas en los diferentes laboratorios de paleomagnetismo del mundo.

Los instrumentos son la extensión de nuestros sentidos; ya que estos son limitados y muchas veces insensibles a ciertos fenómenos de la naturaleza. Sin embargo, así como es peligroso confiar en la habilidad de un daltónico para conducir un automóvil, confiar en los resultados obtenidos de un instrumento descalibrado o con baja reproducibilidad también resultaría "peligroso" al momento de interpretar dichos resultados y atribuir de esta manera ciertos comportamientos dudosos a la naturaleza. Por tal motivo, en el capítulo 3 se describe una serie de evaluaciones realizadas a los instrumentos, previamente a la determinación de las paleointensidades.

Para conocer acerca de cualquier sistema físico debemos interactuar con él; sin embargo, en la mayoría de los casos provocamos cambios irreversibles en mayor o menor medida. Las técnicas descritas en este trabajo no están exentas de esta característica y por tanto, en el capítulo 4 se discuten los cambios más frecuentes que tiene lugar en las rocas estudiadas por medio de estos experimentos, así como algunas determinaciones de propiedades magnéticas que proporcionan información acerca de los portadores de la magnetización.

Una vez hecho lo anterior se estuvo en condición de intentar "mirar al pasado", de "remover el polvo" acumulado sobre los registros magnéticos que la naturaleza nos legó; así pues, en el capítulo 5 se presentan los resultados obtenidos acerca de la variación del CMT, asimismo se comparan los métodos empleados en un intento por verificar la confiabilidad de cada uno de ellos.

## • Objetivos

Los objetivos de este trabajo fueron por una parte, poner en práctica los métodos para determinación de paleointensidades de Thellier & Thellier (1959) y Shaw (1974) en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, y por la otra parte comparar los dos métodos a fin de contar con un criterio cuantitativo para elegir el método más adecuado al tipo de rocas estudiadas y a los instrumentos de que se dispone en este laboratorio.

Aunque en el pasado se han realizado estudios paleomagnéticos en la misma área que comprende éste trabajo, la mayoría de éstos fueron enfocados a determinaciones de paleodirecciones; un trabajo de González-Huesca [1992], el presente estudio y uno más que está en desarrollo aumentarán el número de investigaciones acerca de las *Paleointensidades del campo geomagnético en la Sierra Chichinautzin*.

## CAPITULO 2

### MÉTODOS PARA LA DETERMINACIÓN DE PALEOINTENSIDADES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

#### • Introducción

La mayoría de los estudios paleomagnéticos realizados hasta la fecha se han centrado en la determinación de paleodirecciones, pero son 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, 1967]. Por tal motivo, a lo largo del tiempo se han diseñado diferentes métodos para la determinación de paleointensidades en un intento por aumentar la confiabilidad de este tipo de determinaciones.

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, 1978] debido, entre otras cosas, a la gran estabilidad de la magnetización remanente térmica (MRT) ante disturbios externos y a que sus propiedades son relativamente bien conocidas tanto en forma experimental, cuanto en forma teórica [Kono, 1984].

La clave para la determinación de paleointensidades radica en la proporcionalidad existente entre la MRT adquirida y el campo magnético (de baja intensidad) en el cual es enfriado el espécimen [Nagata, 1943], ya que la comparación de la magnetización natural remanente (MRN) contra una MRT inducida por un campo magnético conocido proporcionará una estimación de la intensidad del campo antiguo.

#### • Método de Thellier y Thellier <sup>1</sup>

De todos los métodos existentes para la determinación de paleointensidades, aquel debido a Thellier es el más empleado. Originalmente éste método fue desarrollado para la determinación de paleointensidades del campo geomagnético (CGM) en estudios arqueológicos en los años 30's. Posteriormente, Koenisberger [1938] aplicó el método anterior a rocas volcánicas, lo cual sirvió como base para el desarrollo de un método más elaborado para la determinación de paleointensidades del CGM.

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. 2.1), se obtienen las coordenadas empleadas en los diagramas de Arai (Fig. 2.2).

---

<sup>1</sup> Tal vez este método debería conocerse como Koenisberger-Thellier & Thellier, ya que el método original de los Thellier fue originalmente desarrollado con fines arqueomagnéticos, mientras que Koenisberger aplicó dicha metodología a las rocas.

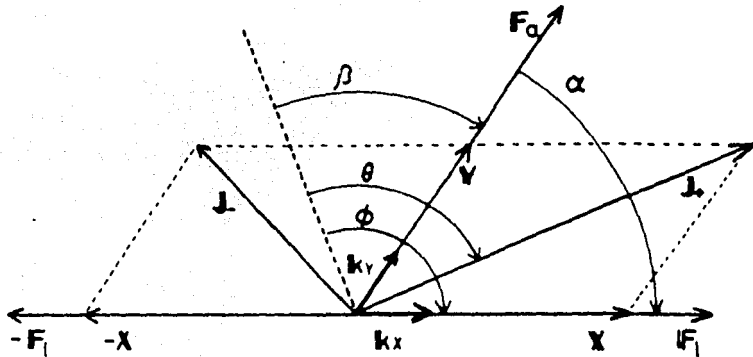


Fig. 2.1. Definición de los diferentes vectores.  $K_x$  ( $K_y$ ) es el vector unitario en la dirección del campo de laboratorio (antiguo)  $F_l$  ( $F_a$ ) y es por lo tanto paralelo a la componente de la MRT (MRN)  $X$  ( $Y$ ).  $J_+$  es la magnetización remanente después del calentamiento a la temperatura  $T$  bajo el campo de laboratorio  $F_l$  y es igual a  $X+Y$ . De forma similar,  $J_-$  y  $J_o$  son las remanencias después de calentar a la temperatura  $T$  en un campo  $-F_l$  y nulo e iguales a  $Y-X$  y  $X$ , respectivamente (tomada de Kono & Tanaka, [1984]).

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

### • Método de Thellier y Thellier modificado por Coe

A diferencia del método anterior, en la variante propuesta por Coe [1967] los especímenes son calentados primeramente en un campo nulo y posteriormente en presencia de un campo artificial de laboratorio. El mal alineamiento de los especímenes deja de ser crítico debido a la simetría axial del campo dentro del horno. Se le dedica una explicación mayor a esta variante, ya que es la técnica empleada en este estudio.

Como se mencionó anteriormente, las rocas volcánicas al formarse adquieren una MRT, 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 MRT parciales (M RTP), enunciada por Thellier en 1938, y que se puede expresar en términos matemáticos como sigue:

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

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



en donde  $J(T_i, T_{i-1})$  es la MRTP 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 MRN es 100% MRT original, y si el espectro de temperaturas de bloqueo ( $T_b$ ) de ésta no se altera con el calentamiento, la comparación de la MRN ( $J_N$ ) contra la MRT ( $J_A$ ) 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

$$J_N(T_1, T_2) / J_A(T_1, T_2) = F_{ant} / F_{lab}$$

donde  $J_N(T_1, T_2)$  y  $J_A(T_1, T_2)$  son las componentes primarias de la MRN o de la MRT, 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 2.2.

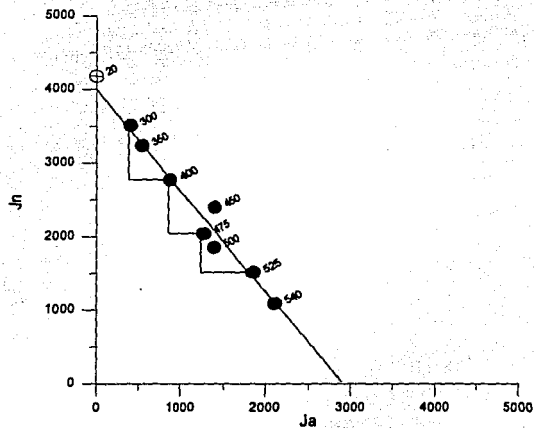


Fig. 2.2. Diagrama de Arai obtenido al realizar el experimento de Thellier y Thellier modificado por Coe. Los números a la derecha de los puntos corresponden a la temperatura a la que fueron obtenidos; las rectas en escuadra representan las verificaciones de las MRTP's correspondientes, que se definen más adelante en el texto.

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 produce una disminución en la capacidad de adquisición de una MRT artificial ó la adquisición de magnetizaciones remanentes secundarias (MRS); bajo estas circunstancias, la gráfica es una curva en lugar de una línea recta.

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

## PROCEDIMIENTO

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 MRN 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  $D_n + MRTP$ ; la diferencia vectorial entre las dos magnetizaciones anteriores da como resultado la MRTP ( $J_A$ ).

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 MRN hasta que su intensidad es pequeña y agregando otras MRTP'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 MRTP 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 MRTP'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 MRTP generada a la temperatura  $T_i$ , y al final de ésta recta se traza una perpendicular cuya magnitud corresponde a aquella de la MRN perdida a esa temperatura. Si la muestra no ha sufrido alteración apreciable, el final de ésta perpendicular debe caer justo en el punto en el que se está realizando la verificación; en caso contrario, la muestra se ha alterado y el experimento se termina.

El resultado de la ejecución de los pasos anteriores sobre la magnetización de los especímenes se representa en la figura 2.3. Una vez construida la gráfica  $J_n - J_A$ , se ajusta una recta a la serie de puntos obtenidos (Fig. 2.2).

La selección del campo de laboratorio se realiza 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 baja intensidad (30  $\mu T$ ), uno de mediana intensidad (60  $\mu T$ ) y otro de alta intensidad (90  $\mu T$ ). Si es este el caso, se elige aquel campo con el cual se obtiene una pendiente cercana a 45°, ya que con esto se disminuyen las incertidumbres asociadas a las coordenadas.

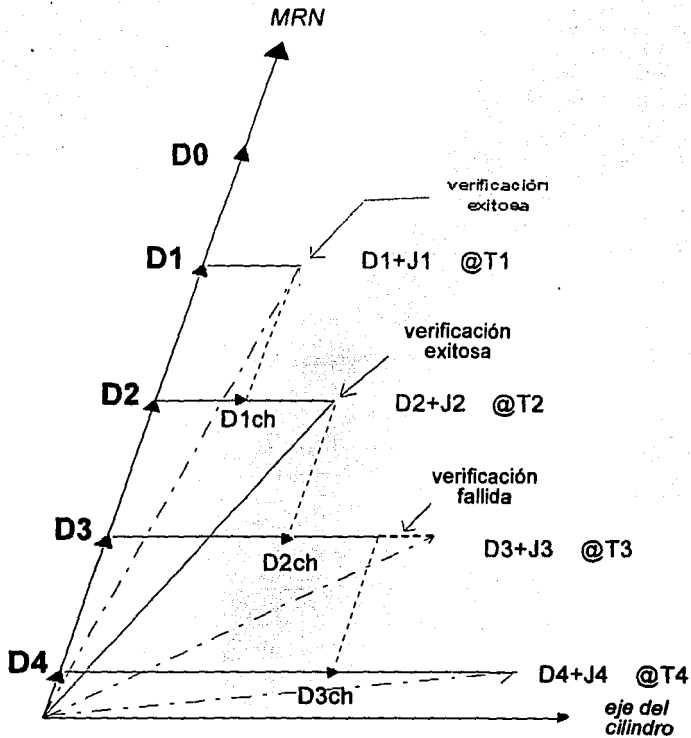


Fig. 2.3 Representación gráfica de los vectores de magnetización durante la realización del experimento de Thellier modificado por Coe.  $D_{nch}$  representa la verificación de la MTRP a la temperatura  $n$ .

## • Método de Shaw

A diferencia del primero, en este método se requiere un solo calentamiento (hasta la temperatura de Curie). En este caso se comparan dos magnetizaciones remanentes anhisteréticas  $MRA^2$ , aplicadas antes ( $MRA_1$ ) y después ( $MRA_2$ ) del calentamiento requerido, comparación que permite seleccionar la región de fuerza coercitiva  $H_C$  en la cual el calentamiento no ha modificado significativamente las propiedades magnéticas de la roca bajo estudio [Shaw, 1974]. Nuevamente, en lugar de evaluar individualmente los cocientes correspondientes a cada intervalo de  $H_C$ , es práctica común graficar las  $J_N$  y la  $J_A$  restantes en cada paso de desmagnetización, dando como resultado, también en un caso ideal, una recta con pendiente positiva.

Al igual que en los métodos anteriores, la comparación de una  $J_N$  contra una  $J_A$  determina la intensidad del campo antiguo, de acuerdo a la expresión:

$$J_N(H_1, H_2) / J_A(H_1, H_2) = F_{ant} / F_{lab}$$

donde  $J_N(H_1, H_2)$  y  $J_A(H_1, H_2)$  son las componentes primarias de la MRN o de la MRT, con coercitividads entre  $H_1$  y  $H_2$ .  $F_{ant}$  y  $F_{lab}$  representan la intensidad del campo magnético antiguo y de laboratorio, respectivamente [Kono, 1978].

El criterio de aceptación-rechazo tan rígido de este método (explicado más adelante, en la variante de éste método) desecha un gran porcentaje de los resultados obtenidos; posteriormente Kono [1978] presentó una modificación con la cual muchos de los resultados que originalmente fueron desechados pudieron ser considerados como confiables.

### PROCEDIMIENTO

1.- Se desmagnetiza la MRN mediante campos magnéticos alternos decrecientes en el tiempo, de valores pico crecientes en cada paso, y se mide la remanencia en cada uno de estos pasos. Los incrementos utilizados varían entre 0.5 y 1 mT, dependiendo del intervalo.

2.- Se genera una  $MRA_1$  utilizando el valor de campo máximo empleado en el inciso 1 y un campo magnético constante de 50  $\mu$ T. Esta  $MRA_1$  se mide y se desmagnetiza gradualmente de igual forma que en el inciso 1.

3.- Se genera en la muestra una MRT, calentándola por arriba de su temperatura de Curie y enfriándola en presencia de un campo magnético constante de 50  $\mu$ T. Se mide y se desmagnetiza en forma semejante al inciso 1.

4.- Se genera una  $MRA_2$  utilizando el valor de campo máximo empleado en el inciso 1 y un campo magnético constante de 50  $\mu$ T. Esta  $MRA_2$  se mide y se desmagnetiza gradualmente de igual forma que en el paso 1.

5.- Con estos datos se construyen las gráficas  $MRA_1$ - $MRA_2$  y MRN-MRT, figura 2.4.

---

<sup>2</sup>  $MRA$ : aquella magnetización que se genera al someter a un material ferromagnético a la acción de un campo magnético alterno de amplitud decreciente en el tiempo, simultáneamente a la presencia de un campo magnético constante.

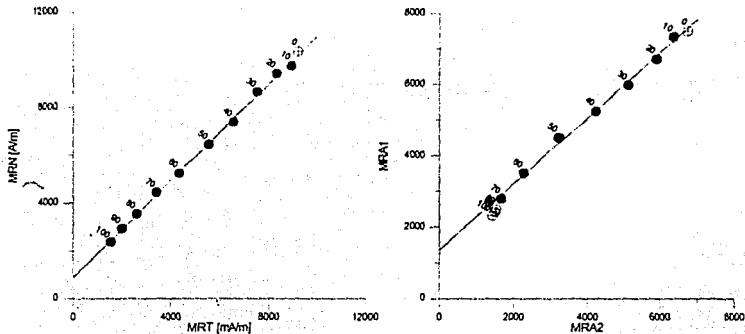


Fig. 2.4. Gráficas de MRN vs MRT y de MRA<sub>1</sub> vs MRA<sub>2</sub> obtenidas al realizar el experimento de Shaw original.

Una vez construidas las gráficas anteriores se ajusta una recta a los puntos obtenidos.

Dependiendo de la forma de las gráficas MRA<sub>1</sub>-MRA<sub>2</sub> y MRN-MRT éstas se clasifican de la forma siguiente:

- 1) La gráfica MRA<sub>1</sub>-MRA<sub>2</sub> es lineal y su gradiente es igual a 1
- 2) La gráfica MRA<sub>1</sub>-MRA<sub>2</sub> es lineal pero su gradiente es diferente de 1
- 3) La gráfica MRA<sub>1</sub>-MRA<sub>2</sub> no es lineal

y

- a) La gráfica MRN-MRT es lineal y pasa por el origen
- b) La gráfica MRN-MRT es lineal pero no pasa por el origen
- c) La gráfica MRN-MRT no es lineal

La clasificación asignada a una muestra en especial resulta de la combinación del número y la letra apropiada a cada pareja de curvas obtenidas.

La *rigurosidad* atribuida al método de Shaw original se debe a que se descartan todos aquellos experimentos con la excepción de los clasificados como **1a**. Los trabajos de Kono [1978] y de Rolph y Shaw [1985] mostraron que a pesar de que las muestras sufran cierto grado de alteración, y que los experimentos correspondientes pertenecieran a clases diferentes a la **1a**, sus resultados podrían ser significativos después de ser corregidos de manera adecuada.

## • Método de Rolph y Shaw

La corrección propuesta por Rolph y Shaw [1985] consiste simplemente en corregir el valor de la MRT por los cambios provocados por el calentamiento de la muestra en la capacidad de adquisición de la MRT en cada paso de desmagnetización. Es decir, en lugar de realizar la gráfica MRN vs MRT, ahora se construye la gráfica  $MRN_i$  vs  $(MRA1/MRA2) \cdot MRT_i$ , en donde  $i$  es la intensidad del campo de desmagnetización.

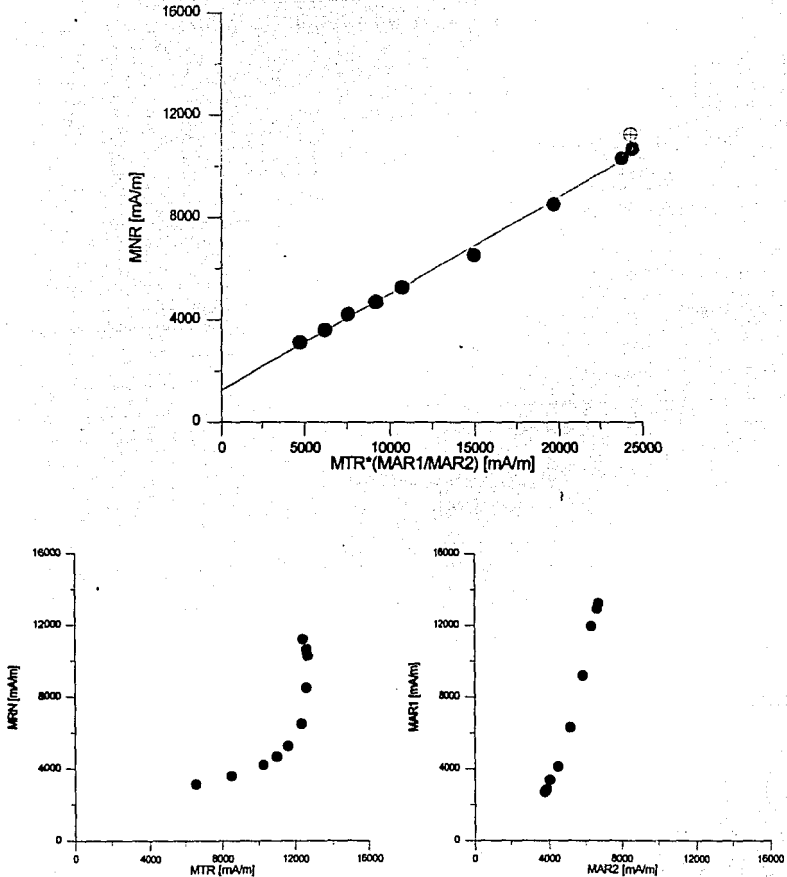


Fig. 2.5 Gráficas obtenida al realizar el método de Shaw y Rolph.

## • Presentación de los datos de paleointensidad

Como se dijo anteriormente, son pocas las determinaciones de intensidad comparadas contra aquellas de la dirección del CMT. Además las paleointensidades determinadas pueden corresponder a sitios diferentes sobre las superficie del planeta, o pueden poseer edades muy diferentes entre si. En tales casos es imposible hacer comparaciones directas de las diferentes determinaciones, y se antoja poder expresar tales resultados en una forma adecuada que permita comparar los datos acumulados a lo largo del tiempo.

Es práctica común referir los valores del campo antiguo  $F$  con respecto a una latitud común (latitud ecuatorial  $\phi = 0^\circ$ ) de acuerdo a la expresión siguiente (Coe, 1967):

$$F = F_{eq} (1 + 3\cos^2\theta)^{1/2}$$

donde  $F_{eq}$  es el valor de  $F$  en el ecuador, con colatitud  $\theta = 90^\circ$ .

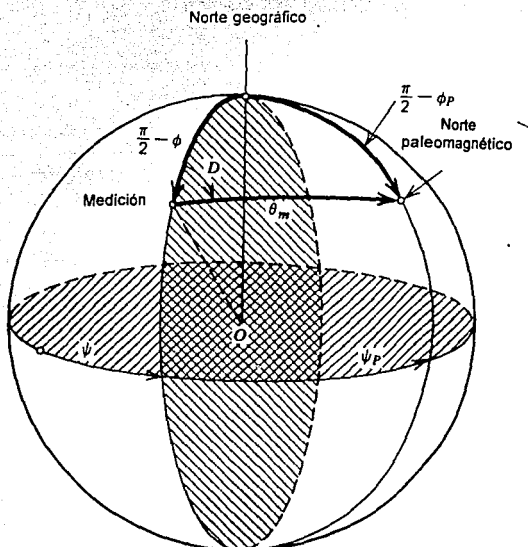


Fig. 2.6 Descripción de algunos parámetros que intervienen en la expresión para la paleointensidad referida a una latitud común:  $\phi$  = latitud,  $\theta$  = colatitud (tomada de Turcotte & Schubert, [1982]).

## • Discusión

Los comportamientos presentados por los sistemas naturales (las rocas, en este caso) son mucho más complejos que aquellos de sistemas artificiales, creados en el laboratorio con el afán de entender a los primeros, por las razones siguientes:

i) Generalmente los registros magnéticos no son 100% de tipo MRT, debido a la presencia de componentes secundarias adquiridas después de la formación de la roca (magnetizaciones isotermales remanentes (MIR), magnetizaciones químicas remanentes (MQR), etc.).

ii) El calentamiento de laboratorio, necesario para la aplicación de la MRT artificial, induce en mayor o menor medida alteraciones químicas que pueden alterar la capacidad de adquisición de una magnetización, o que puede contaminar con una magnetización secundaria de tipo MCR.

iii) La rapidez de enfriamiento original y de laboratorio son muy diferentes, y

iv) No linealidad en la adquisición de la MRT

Por lo expuesto anteriormente, los resultados obtenidos por cualquiera de los métodos anteriores carecen de confiabilidad si no se realiza previa y paralelamente una serie de experimentos que les den validez.

Afortunadamente, en la mayoría de los casos, es posible detectar y eliminar dichas componentes secundarias sin alterar substancialmente la MRN. La determinación de propiedades magnéticas tales como: susceptibilidad a temperaturas bajas y altas, magnetizaciones de saturación y de remanencia, así como la potencialidad de alteración química experimentada por el calentamiento son de gran utilidad en la interpretación y validación de los resultados obtenidos por los métodos de paleointensidad descritos anteriormente.

Por otra parte, el éxito y la confiabilidad de los experimentos y datos obtenidos dependen en gran medida del buen funcionamiento y correcta utilización de los instrumentos de medición; por lo que evaluaciones previas de los equipos empleados también juegan un papel importante.



## CAPITULO 3

### EQUIPOS UTILIZADOS

En este capítulo se presenta una evaluación de los equipos empleados en este trabajo, ya que en ocasiones aparecen ciertas anomalías en los resultados obtenidos y resulta difícil atribuir tales anomalías a las muestras estudiadas. Una evaluación previa de los equipos a utilizar ayudaría a prevenir la aparición de efectos espurios y reduce el tiempo invertido en explicarlos, además de que con esto se aumenta la confianza en los resultados y conclusiones obtenidos.

#### • Desmagnetizador térmico

Debido a la dependencia de la MRT adquirida por una roca con la temperatura y con el ritmo de calentamiento-enfriamiento, se hace indispensable contar con un sistema con buena reproducibilidad. El aislamiento o blindaje magnético también es un factor crítico.

El equipo empleado en este trabajo para la realización del experimento de Thellier es un desmagnetizador térmico (horno) programable de la compañía **Magnetic Measurements LTD**, con capacidad de hasta 18 especímenes, dos pasos de calentamiento y uno de enfriamiento. La reproducibilidad especificada es de  $\pm 2^\circ\text{C}$  y un aislamiento que reduce el campo dentro del equipo hasta no más de 5 nT. Posee un embobinado mediante el cual es posible generar un campo magnético dentro del horno al hacer circular una corriente directa al través de éste.

A fin de verificar las características especificadas por el fabricante, se realizó una serie de mediciones de la temperatura dentro del horno para verificar la reproducibilidad de ésta y la posible existencia de gradientes térmicos. Para medir la temperatura se utilizó un termopar, razón por lo cual aparece voltaje en lugar de temperatura en las gráficas siguientes.

En la figura 3.1 se presenta una gráfica en la que se observa la temperatura en tres posiciones diferentes (exterior: 1, central: 2 e interior: 3) dentro del horno como función del tiempo.

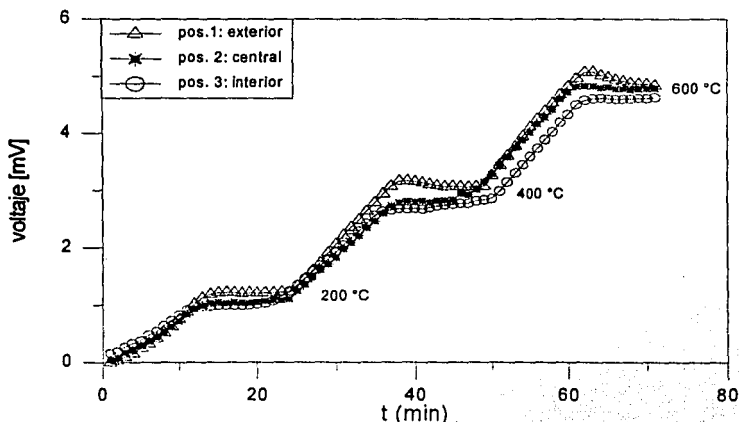


Fig. 3.1 Comportamiento de la temperatura en el horno para 3 posiciones diferentes (exterior, central e interior)

De la gráfica anterior se observa en primer lugar la presencia de sobretiros en la potencia suministrada al horno, sin embargo, se puede apreciar que para tiempos mayores a 10 min este efecto se reduce grandemente, de tal forma que al elegir un tiempo de 20 min como tiempo de estabilización se elimina por completo este efecto.

En segundo lugar, de la misma gráfica se calcula un gradiente térmico de  $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{cm}$  simétrico a ambos lados de la posición central. Tomando en cuenta que la longitud del porta muestras es de 40 cm, la diferencia de temperaturas entre muestras colocadas en los extremos del horno es de  $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; sin embargo, dicho gradiente también desaparece prácticamente después de 10 minutos.

En la gráfica 3.2 que se presenta a continuación, se muestran las curvas obtenidas en dos corridas realizadas en la misma posición.

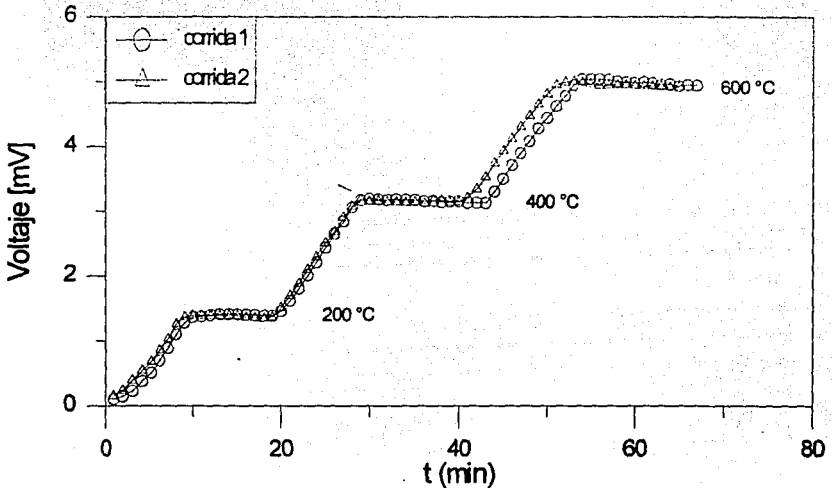


Fig. 3.2 Respuesta obtenida en dos corridas para la misma posición (central) dentro del horno.

De la gráfica anterior se estima una reproducibilidad de  $\pm 2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ , que a pesar de ser buena, es mayor a la estipulada por el fabricante.

De la evaluación realizada al desmagnetizador térmico se puede concluir que la reproducibilidad de este equipo en el tiempo y en el espacio es buena, garantizando con esto que en cada experimento realizado, cada espécimen está sometido a las mismas condiciones de ritmo de calentamiento-enfriamiento y temperatura, reduciendo de esta manera la aparición de anomalías ajenas a las muestras.

## • Susceptibilímetro

El equipo empleado para medir la susceptibilidad magnética es un puente de susceptibilidades *Bartington*. Con él se mide la susceptibilidad volumétrica  $k$ . Como se verá en el capítulo 5, al monitorear la  $k$  de cada espécimen después de cada paso de doble calentamiento se estarán monitoreando indirectamente los cambios físico-químicos experimentados por los especímenes debido al calentamiento al que son expuestos en los experimentos de paleointensidad.

Más que los valores absolutos, son de interés las variaciones en las propiedades de interés, que en este caso son la linealidad y la reproducibilidad del instrumento. En la figura 3.3 se presenta una gráfica obtenida al comparar los valores de más de 100 muestras diferentes contra aquellos obtenidos con otro equipo (*Minikappa*), el cual sirvió como referencia para esta evaluación.

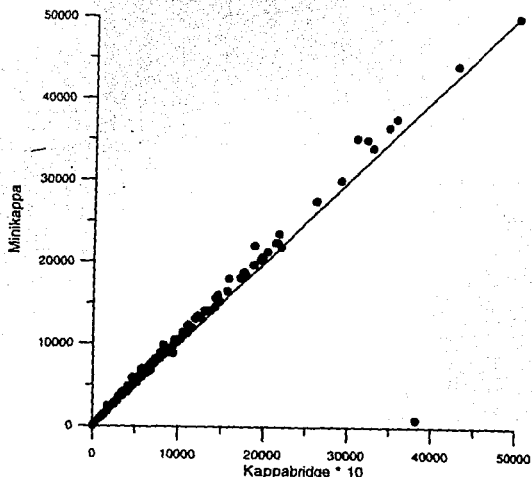


Fig. 3.3 Comparación de la respuesta de dos equipos. El instrumento empleado en este trabajo es el *Kapabridge*.

De la gráfica anterior se observa que la linealidad es buena para un rango grande de valores, específicamente para los valores típicos de susceptibilidad magnética de las muestras estudiadas.

En cuanto a la reproducibilidad del instrumento, baste decir que debido a la precisión baja del susceptibilímetro y a los valores grandes de la susceptibilidad magnética de las muestras estudiadas, las lecturas realizadas sólo variaron en la última cifra.

Además de lo anterior, se observó un error sistemático en el equipo que se produce al introducir o sacar las muestras, razón por la cual (después de haber detectado el problema) se corrigieron algunas lecturas por un factor de 52/56 [cgs]; factor importante al estar interesados en variaciones más que en valores absolutos.

## • Magnetómetro de giro

Las determinaciones tanto de la dirección cuanto de la intensidad del magnetismo remanente de las muestras estudiadas se realizaron mediante el empleo de un magnetómetro de giro MOLSPIN LTD. La reproducibilidad de este instrumento juega un papel crucial en los estudios paleomagnéticos; por tal motivo se realizó una serie de mediciones de una misma muestra para estimar la reproducibilidad del magnetómetro empleado en este estudio. Se eligió una muestra con un valor típico de MRN para las rocas volcánicas.

MEDICIÓN	DEC [°]	INC [°]	INT [mA/m]
"1"	340.3	-78.2	1506.0
"2"	338.2	-78.3	1500.2
"3"	338.2	-78.4	1497.0
"4"	341.1	-77.8	1492.4
"5"	339.2	-78.5	1485.0
"6"	340.4	-78.1	1483.0
"7"	343.5	-77.9	1487.2
"8"	340.9	-78.0	1480.9
"9"	339.3	-78.9	1475.0
"10"	339.8	-78.6	1471.6
"11"	338.3	-77.8	1472.1

A continuación se presentan los resultados de la evaluación estadística (de Fisher)<sup>3</sup> realizada al magnetómetro:

N = 11  
 DEC = 339.9 °  
 INC = -78.2 °  
 INT = 1486.4 ± 11.5

R = 10.99964                      vector resultante  
 k = 27449.6                        precisión  
 $\alpha_{95} = 0.3^\circ$                       círculo de confianza al 95 %

De la tabla anterior se observa que la reproducibilidad en la determinación de las direcciones obtenida con el magnetómetro empleado es menor a 0.5°, mientras que la precisión en la orientación de los núcleos realizada en campo es normalmente de 1 a 1.5° [Urrutia-Fucugauchi, 1976]. lo que significa que la mayor fuente de errores se debe al trabajo de campo; recuérdese que una diferencia de un grado corresponde a una diferencia de aproximadamente 100 Km en el ecuador, de ahí el calificativo de crucial al papel del magnetómetro en este tipo de estudios.

<sup>3</sup> Definición en Tarling [1983]

En cuanto a la deriva por efectos térmicos, si cada medición se lleva en promedio 3 minutos, de la tabla anterior se calcula una deriva de aproximadamente (0.4 mA/m)/min, por lo que la variación sufrida en cada medición es de 1.2 mA/m, lo cual representa tan solo un 0.1 % de su valor más probable.

### • Puente de susceptibilidades Highmoore modificado

Para estudiar las variaciones de la susceptibilidad magnética en función de la temperatura, en los intervalos [-196, 20] °C y [20, 700] °C, se utilizó un sistema automatizado desarrollado en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica [Morales-Contreras, 1993]. Algunas de las características evaluadas de este equipo fueron la reproducibilidad en la temperatura y en el ritmo de calentamiento-enfriamiento, resultando satisfactorias.

### • Desmagnetizador de campos magnéticos alternos Schönsted

A diferencia de los equipos anteriores, que solo contaron con el mantenimiento preventivo y/o correctivo menor acostumbrado, éste instrumento tuvo que ser reparado debido a que la fuente de potencia presentó un mal funcionamiento. Se tuvo que substituir tal fuente por otra que desafortunadamente no es 100% compatible con la original. El problema principal causado por este cambio es que esta nueva fuente no forma un lazo cerrado con la bobina generadora del campo magnético, y por efecto Joule, al hacer circular corrientes grandes a través de ésta, aumenta la resistencia de la bobina sin que exista compensación en la corriente entregada por la fuente. Como resultado de lo anterior, los campos magnéticos dentro de la bobina no corresponden con los seleccionados en el panel de control del equipo para valores  $\geq 80$  mT.

La limpieza de las señales entregadas por este equipo no pudo ser evaluada por no contarse con un analizador de espectros; sin embargo, se improvisó un sistema con el cual se realizó una serie de mediciones, a las cuales (después de ser digitizadas) se les aplicó la transformada rápida de Fourier FFT sin observar la presencia de armónicas. Esta evaluación fue un tanto burda, por lo que se recomienda una evaluación más completa y detallada.

## CAPITULO 4

### EXPERIMENTOS DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS

#### • Introducción

La identificación de los portadores de la MRN juega un papel importante en la determinación de paleointensidades, tanto en la selección de los sitios por muestrear cuanto en la interpretación de los resultados obtenidos. Así, se pueden seleccionar solo aquellos sitios con portadores de la MRN de mayor resistencia a los tratamientos térmicos a que serán sujetos, mientras que a la hora de seleccionar que puntos de la gráfica serán utilizados para realizar el ajuste por mínimos cuadrados, se puede decidir si a una temperatura dada ha ocurrido alteración de los portadores del MRN, y de esta forma incluirlos o desecharlos.

Los resultados acerca de la composición o del tamaño de grano de los portadores del MRN obtenidos por un método o experimento en particular no son definitivos, además de que no proporcionan toda la información contenida en un sistema dado; por lo anterior, lo más indicado es efectuar una serie de experimentos cuyos resultados puedan ser confrontados y así hacer inferencias acerca del sistema en estudio más fundamentadas; por tal motivo en esta investigación se llevaron al cabo varios experimentos de propiedades magnéticas en cada uno de los sitios muestreados, a saber: desmagnetización térmica y por campos magnéticos de CA, determinación de curvas de histéresis magnética, variación de la susceptibilidad magnética a temperaturas bajas y altas, y determinación de temperaturas de Curie.

#### • Susceptibilidad magnética a temperaturas bajas

De experimentos realizados en más de un millar de especímenes (basaltos), los comportamientos observados de la susceptibilidad  $\chi$  a temperaturas bajas se clasifican en tres grupos principales [Senanayake and McElhinny, 1981]. Al grupo 1 corresponden curvas monotónicas crecientes a partir de los  $-196^\circ\text{C}$  hasta la temperatura ambiente. Por el contrario, a las curvas del grupo 2 corresponde un comportamiento monotónico decreciente a partir de los  $-196^\circ\text{C}$  hasta alcanzar a temperatura ambiente; mientras que en aquellas del grupo 3 se presenta un máximo en la  $k$  alrededor de los  $-150^\circ\text{C}$  (Fig. 4.1).

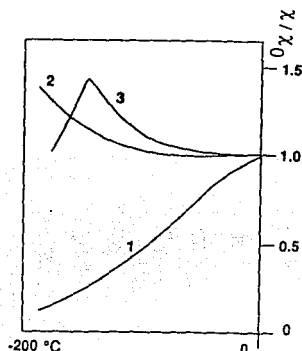


Fig 4.1. Variación de la susceptibilidad magnética a temperaturas bajas (tomada de González-Huesca, 1992).

Existe una controversia en la interpretación de los comportamientos observados, y básicamente son dos las interpretaciones principales a este respecto; la propuesta por Radhakrishnamurty *et al* [1982] y la debida a Senanayake y McElhinny [1981].

De acuerdo a Radhakrishnamurty [op. cit.], de la comparación de las propiedades magnéticas de muestras sintéticas de magnetita pura contra aquellas de basaltos se pueden hacer las inferencias siguientes:

- al grupo 1 corresponden granos de dominio sencillo (SD) o superparamagnéticos (SP)
- al grupo 2 corresponden granos con estructura deficiente en cationes (CD)
- al grupo 3 corresponden granos de dominio múltiple (MD)

Por su parte Senanayake [op. cit.] propone la siguiente clasificación:

- al grupo 1 corresponden granos de dominio múltiple de titanomagnetita
- al grupo 2 corresponden granos de óxidos de hierro con muchas lamelas de ilmenita (SD)
- al grupo 3 corresponden granos de dominio múltiple de magnetita o titanomagnetitas ricas en magnetita

Los experimentos de susceptibilidad  $\chi$  a temperaturas bajas fueron realizados mediante el empleo del puente de susceptibilidades **Highmoore** modificado (Cap. 3). A grandes rasgos, el procedimiento seguido para realizar estos experimentos es el siguiente: se toma un fragmento de alguna de las muestras a estudiar, se pone un contacto con la punta del termopar y se recubren con plastilina. El sistema muestra-termopar-plastilina se introduce en nitrógeno líquido durante dos o tres minutos, y posteriormente se introduce el sistema en una de las bobinas que forman una de las ramas del puente de impedancias (**Highmoore**), que se debe encontrar balanceado antes de iniciar la medición. La introducción de dicho sistema provoca que el puente se salga de balance y generará una diferencia de potencial proporcional a la susceptibilidad magnética de la muestra. Se corre el programa de adquisición de datos y se grafican en tiempo real los variaciones de la susceptibilidad magnética contra la temperatura. Una descripción más detallada del funcionamiento de este equipo se encuentra en Morales-Contreras [1993].

Los comportamientos obtenidos en esta investigación, se presentan en la figura 4.3, y se resumen en la tabla 4.1:

De la tabla 4.1 se observa que los comportamientos presentados corresponden mayoritariamente al grupo 1 ( $\geq 53.9\%$ ), un 30.7 % al grupo 2 y un 7.7 % o menos al grupo 3.

De las gráficas K-T obtenidas se observa que todas ellas, a excepción de la correspondiente al sitio JH, concuerdan con los comportamientos descritos anteriormente.

Cabe mencionar que, con el propósito de comparar los resultados aquí obtenidos y de evaluar indirectamente los equipos utilizados, se repitieron estos experimentos en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Liverpool (United Kingdom); las gráficas correspondientes concuerdan bastante bien, aunque las diferencias observadas pueden ser atribuidas a la utilización de muestras diferentes (del mismo sitios) en ambos laboratorios, como se observa en la figura 4.2.

Tabla 4.1 Clasificación de las curvas k - T

SITIO	GRUPO
JA	2
JB	1
JC	1
JD	1
JE	1
JF	1 ó 3
JG	1
JH	3?
JI	2
JJ	2
JK	1
JL	2
JM	2

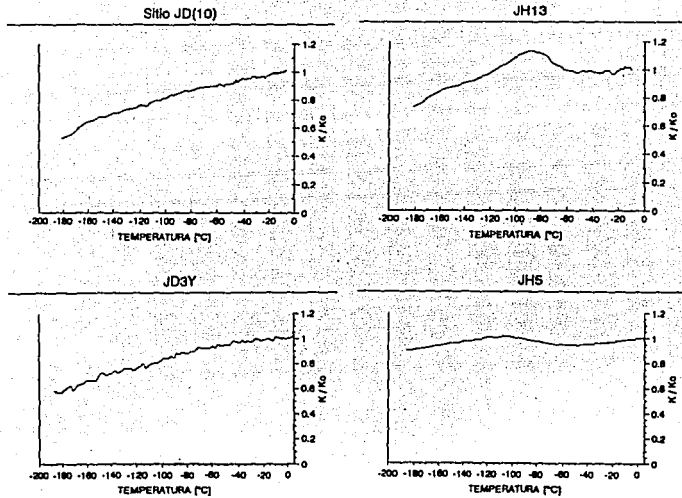
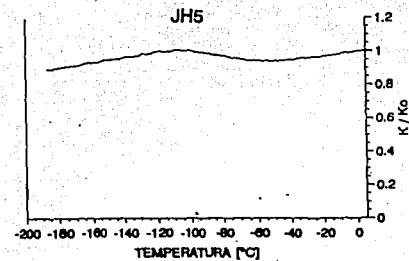
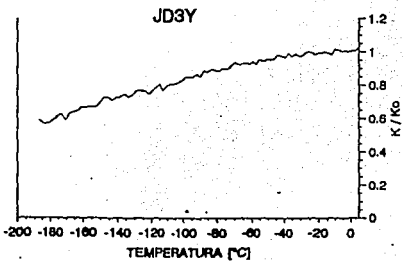
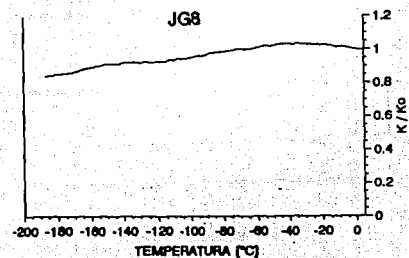
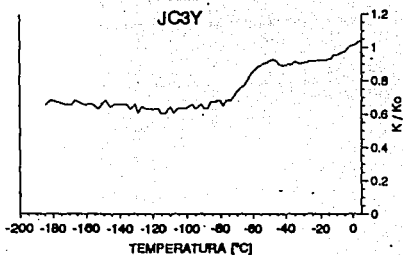
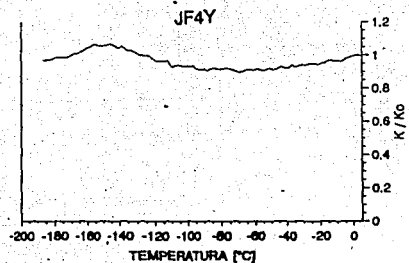
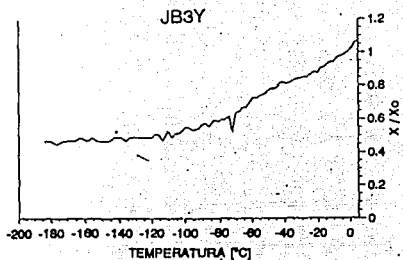
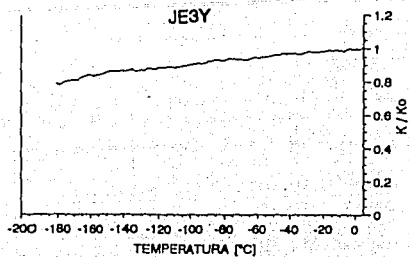
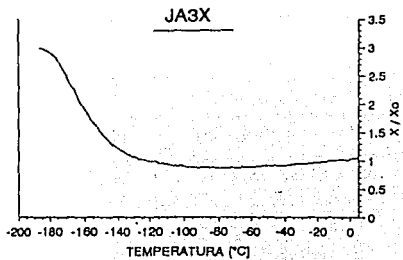


Fig. 4.2. Gráficas k-T que muestran las diferencias/semajanzas obtenidas al comparar dos equipos. Las gráficas superior izquierda y derecha fueron obtenidas con el puente Highmoore, mientras que las gráficas inferior izquierda y derecha en el laboratorio de la Universidad de Liverpool.

La ambigüedad presente en algunas de las curvas se puede atribuir a que la susceptibilidad magnética depende tanto de la composición, cuanto del tamaño y forma de las partículas magnéticas presentes. Por tal motivo, la combinación de los efectos producidos por estos factores dificulta la clasificación de muestras reales y se hace necesario comparar estos resultados contra aquellos obtenidos por otro (s) método (s).





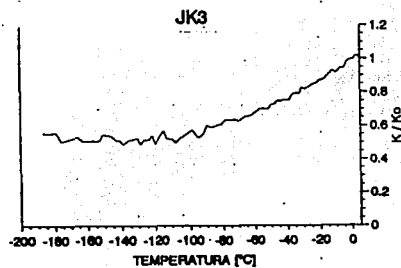
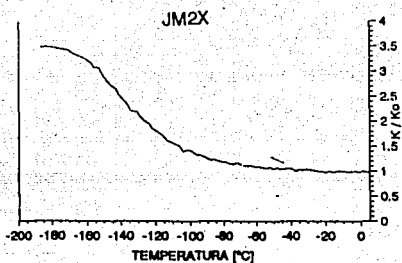
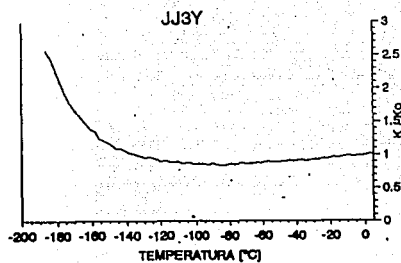
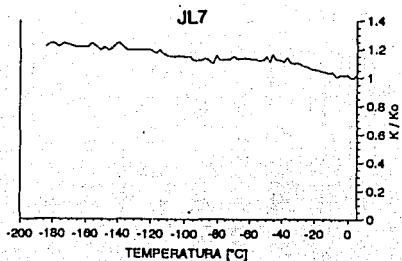
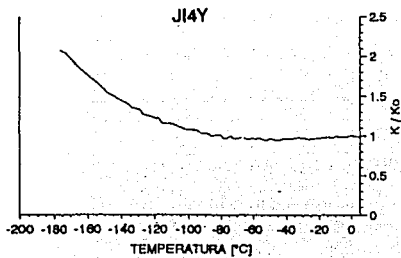


Fig. 4.3 Curvas normalizadas que muestran el comportamiento de la susceptibilidad magnética a temperaturas bajas para los sitios estudiados.

## • Susceptibilidad magnética a temperaturas altas

A diferencia del caso anterior, las interpretaciones dadas al comportamiento observado de la susceptibilidad de masa ( $\chi$ ) a temperaturas altas gozan de mayor consenso.

El llevar al cabo estos experimentos, previamente a la realización de las determinaciones de paleointensidad, además de lograr un ahorro de tiempo y esfuerzo enorme (ya que de antemano se descartan aquellos sitios con gran potencialidad de alteración química debida al calentamiento a que son sometidas las muestras), proporcionan información sobre el número de componentes magnéticos presentes en las muestras (así como sobre su composición) ya que cada composición de minerales magnéticos posee una única temperatura de Curie [Tarling, 1983]. De la presencia/ausencia del efecto Hopkinson (un aumento de la  $\chi$  con la temperatura cercano a la temperatura de Curie  $T_C$ ) se pueden hacer inferencias acerca del estado de dominio de los portadores de la magnetización.

En la figura 4.4 se muestran ejemplos típicos de los comportamientos observados en muestras sintéticas de la serie de la titanomagnetitas [Radhakrishnamurty et al., 1982].

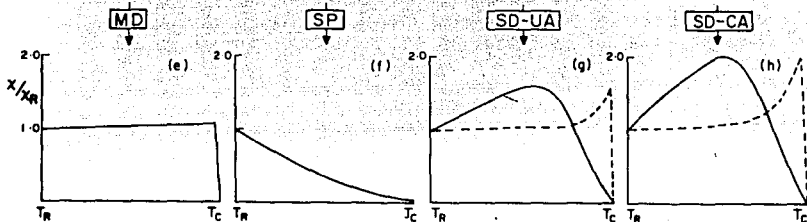


Fig. 4.4 Curvas normalizadas de susceptibilidad contra temperatura para muestras con diferentes estados de dominio magnético: MD, multidominio; SP superparamagnéticos; SD-UA, dominio sencillo con anisotropía uniaxial; SD-CA dominio sencillo con anisotropía cúbica. Los comportamientos mostrados con líneas sólidas corresponden a partículas de SD con temperaturas de bloqueo  $T_b$  entre la temperatura ambiente y la temperatura de Curie  $T_C$ , mientras que los mostrados con líneas punteadas a partículas con  $T_b$  cercanas a la  $T_C$ . (modificada de Radhakrishnamurty et al. [1982]).

De la figura anterior se nota que las titanomagnetitas de SD presentan el efecto Hopkinson, mientras que las de MD carecen de él. La dependencia de la forma de la curva con el número de componentes y con la composición se hará evidente en los comportamientos obtenidos en este trabajo.

Senanayake y McElhinny [1981], observaron que la  $T_C$  para las muestras del grupo 1 (definidos en la sección anterior) es baja, en el rango de 55 a 220 °C, mientras que los grupos 2 y 3, poseen  $T_C$  mucho mayores, variando de 470 a 575 °C.

Los comportamientos obtenidos en este trabajo se presentan en la Fig. 4.5, y fueron realizados también con el puente de susceptibilidades Highmoore modificado. El procedimiento seguido para realizar estos experimentos es, a grandes rasgos, el siguiente: Se llena el portamuestras (incluido en el equipo) con polvo de la muestra a analizar y se introduce en uno de los brazos del puente Highmoore. De forma semejante a la descrita para los experimentos de susceptibilidad magnética a temperaturas bajas, el puente genera una diferencia de potencial proporcional a la susceptibilidad de la muestra introducida. Posteriormente se corre el programa de adquisición de datos correspondiente mientras que la temperatura de la muestra se incrementa desde temperatura ambiente hasta los 700 °C, y se obtiene la gráfica requerida. Una descripción completa de este sistema se encuentra en Morales-Contreras, [1993].

Además de servir para identificar a los portadores de la magnetización, como se mencionó anteriormente, las curvas de susceptibilidad permiten conocer los cambios físico-químicos experimentados por las muestras, i.e., nos ayudan a saber que minerales magnéticos fueron destruidos y cuales fueron creados; la curva de calentamiento posee información de los minerales magnéticos primarios, mientras que la curva de enfriamiento información de los minerales magnéticos secundarios.

De la figura 4.5 se observa en primer lugar que las curvas correspondientes a los sitios "bien comportados" (aquellos sitios cuya MRN presentó baja dispersión y que se definen en la sección **Paleodirecciones**) son más o menos reversibles (en el sentido de que la curva de calentamiento es muy parecida a la curva de enfriamiento)<sup>4</sup>; estos sitios son adecuados para la aplicación de los experimentos de paleointensidad ya que las muestras experimentarán poca alteración química con el calentamiento. Por el contrario se observan curvas irreversibles ya que sus formas son completamente diferentes a pesar de eliminar el corrimiento vertical descrito anteriormente; coincidentemente, como se verá posteriormente, tales curvas irreversibles corresponden en un gran porcentaje a los sitios con una MRN con alta dispersión.

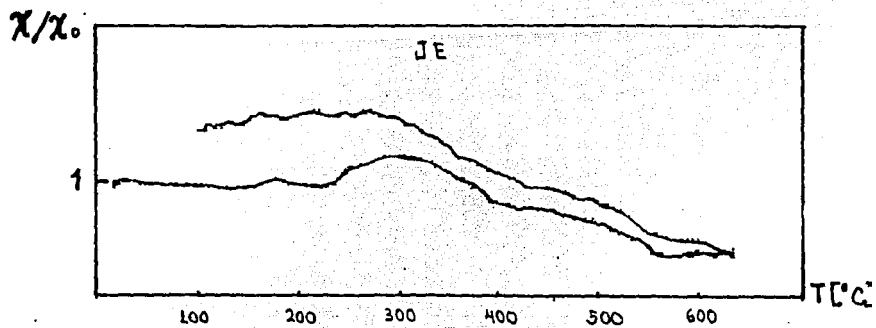
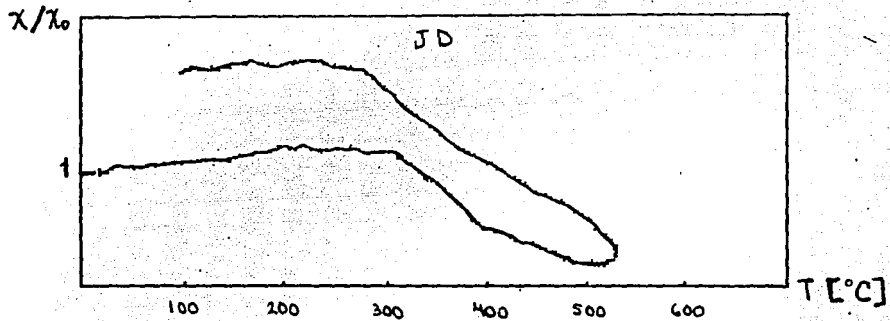
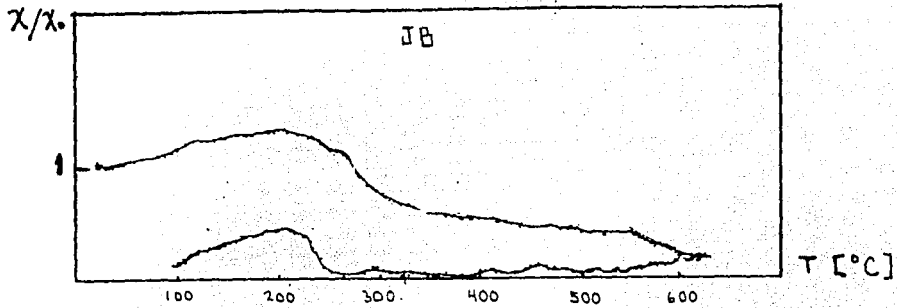
En segundo lugar, se observa en cada curva la presencia de un solo componente magnético con temperatura de Curie que varía entre los 250 y los 550 °C, valores típicos de las titanomagnetitas. En general, si la curva  $\chi$  vs T de una muestra presenta N puntos de inflexión, puede suponerse con mucha certeza que la muestra posee también N componentes magnéticos diferentes.

A excepción de las curvas correspondientes a los sitios JH, JJ y JM, las curvas correspondientes a los demás sitios presentan el efecto Hopkinson; el cual está asociado con partículas de dominio sencillo, de acuerdo a Senanayake y McElhinny [1981].

Nuevamente, la información obtenida de este tipo de curvas podría estar "obscurecida" debido a la dependencia de la  $\chi$  con el tamaño y/o forma de las partículas magnéticas.

---

4 El corrimiento vertical observado se debe en gran parte a deriva térmica experimentada por el puente de impedancias empleado.



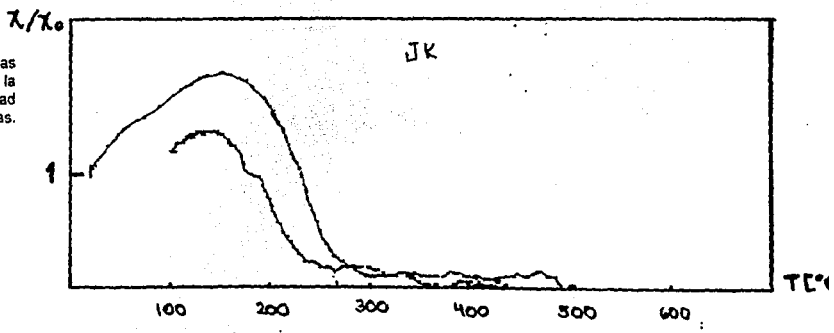
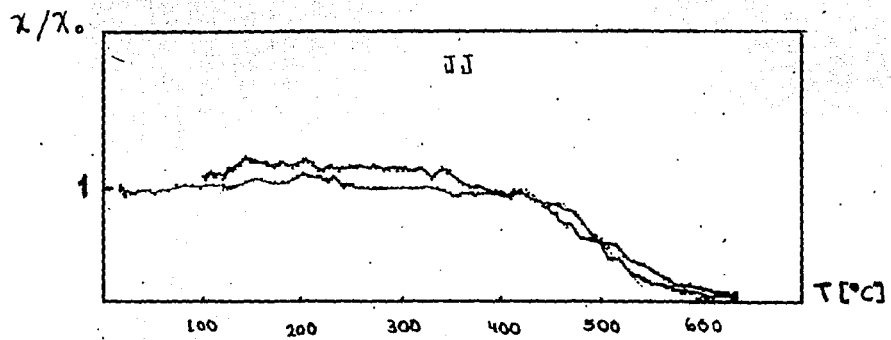
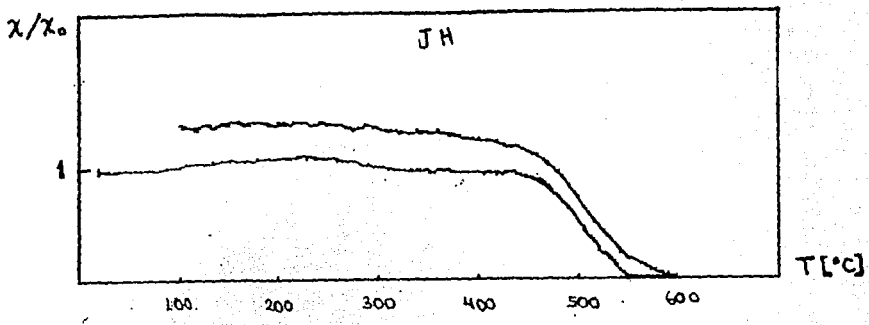


Fig. 4.5 Curvas normalizadas en las que se observa la variación de la susceptibilidad magnética a temperaturas altas.

## • Curvas termomagnéticas

Al igual que la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ), la magnetización inducida experimenta variaciones con la temperatura. La forma más común de estudiar tales variaciones es mediante el empleo de una balanza termomagnética de desplazamiento horizontal [Collinson, 1983]. En este tipo de balanzas las muestras son sujetas a la acción de un campo magnético H alto que satura a la muestra, de tal forma que la magnetización inducida M es igual a la magnetización de saturación  $M_s$ , y dado que ésta no depende del tamaño ni de la forma de las partículas magnéticas, solo de la composición, nos ofrece un medio alternativo para identificar al portador de la magnetización y la potencialidad de alteración debida al calentamiento.

Las curvas termomagnéticas para los sitios estudiados en este trabajo fueron obtenidas en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Liverpool, U.K., y se presentan en la figura 4.6. La intensidad del campo H aplicado fue 352 mT.

Al observar dichas curvas se aprecia que aquellas correspondientes a los sitios "bien comportados"<sup>5</sup> presentan un alto grado de reversibilidad; estos sitios son adecuados para la aplicación de los experimentos de paleointensidad ya que las muestras experimentarán poca alteración química con el calentamiento. Por el contrario, a los sitios con alta dispersión corresponden, en general, curvas irreversibles, lo que significa creación o destrucción de material magnético, y adición de componentes secundarias al MR.

De la figura 4.6 se observa que el 77% de las curvas presentan temperaturas de Curie que varían entre los 550 y los 600 °C, valor de  $T_C$  para la magnetita (580 °C), mientras que el 23% restante poseen  $T_C$  alrededor de los 350 °C.

De las gráficas denominadas JC y JK se observa que la curva de calentamiento posee una  $T_C \cong 350$  °C mientras que la de enfriamiento una  $T_C \cong 550$  °C. Lo anterior significa que el componente magnético original era una titanomagnetita, la cual se transformó en magnetita, i.e., durante el proceso de calentamiento de la muestra tuvo lugar la creación de un componente diferente al original y consecuentemente, la adición de una magnetización secundaria remanente MSR, siendo claro que esta muestra no es adecuada para realizar determinaciones de paleointensidad. En la tabla 4.2 se enlistan algunas transformaciones de minerales magnéticos como función de la temperatura.

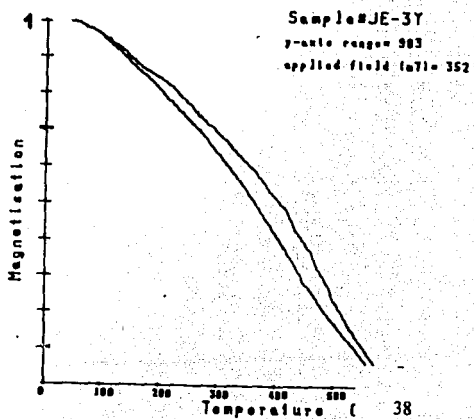
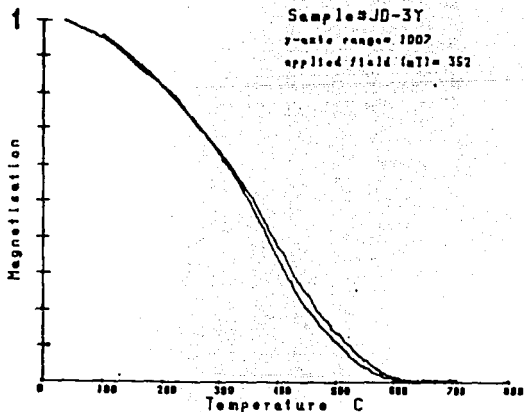
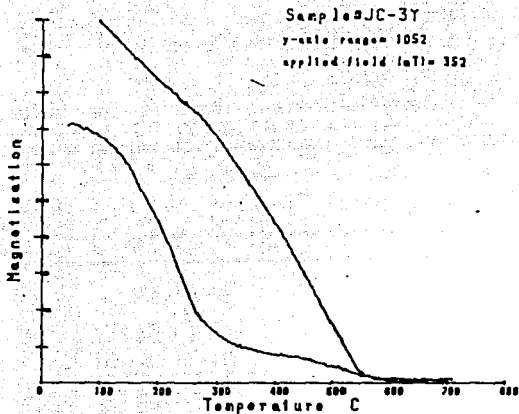
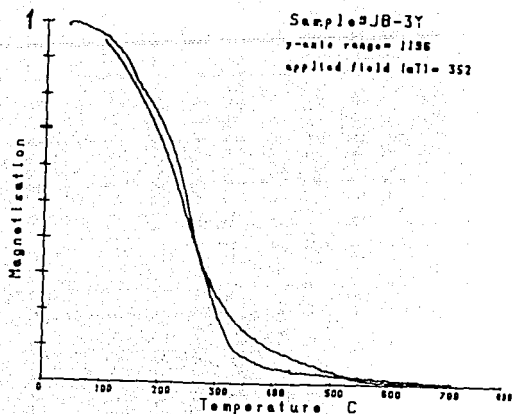
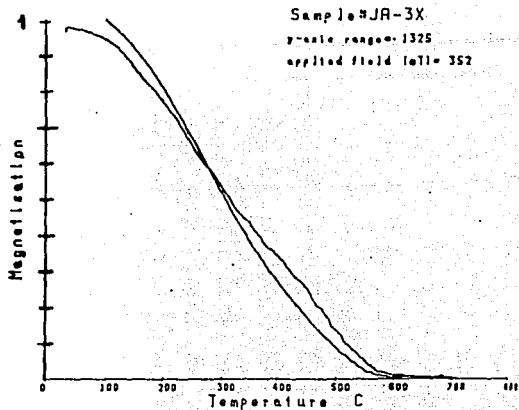
Como se mencionó anteriormente, este tipo de determinaciones poseen la cualidad de no depender del tamaño y/o forma del grano, como las de susceptibilidad a temperaturas altas; sin embargo, no nos dan información acerca del tipo de dominio de los portadores de la magnetización como las últimas, confirmando una vez más la aseveración de que por si mismos, los resultados obtenidos por un solo método no son suficientes para caracterizar las muestras objeto de estudio.

**Tabla 4.2 Algunas reacciones termoquímicas que involucran minerales magnéticos.<sup>6</sup>**

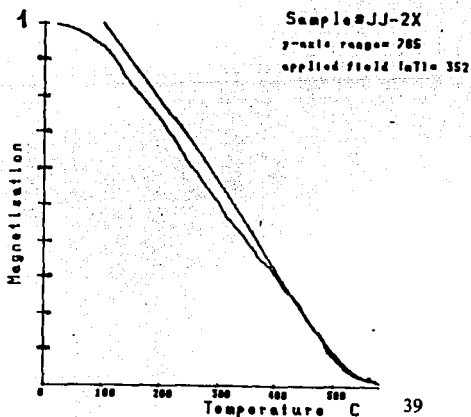
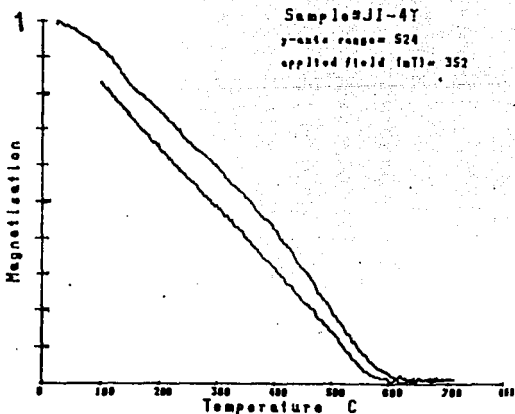
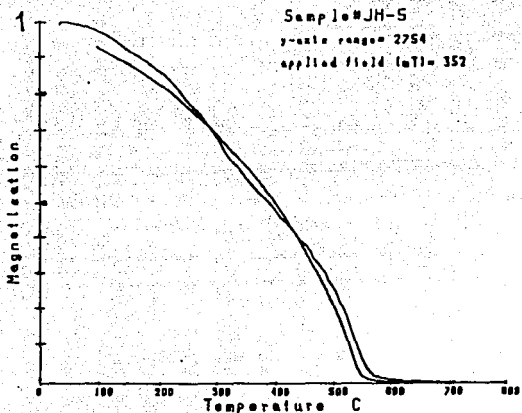
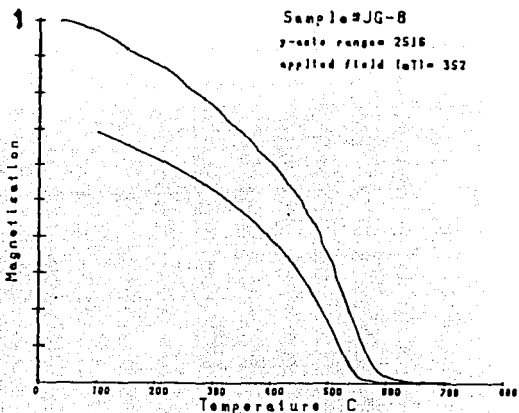
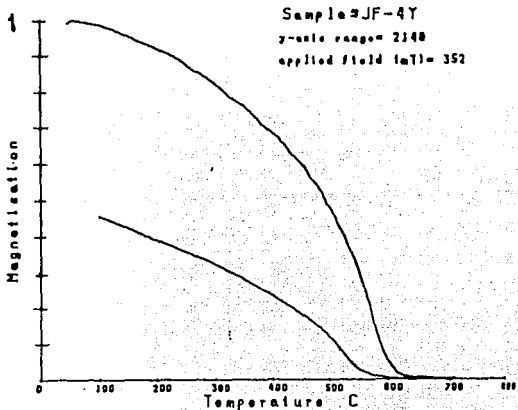
Mineral original	Producto de la alteración	a la temperatura (°C)
Titanomagnetitas	Magnetita	> 300
Magnetita	Maghemita	150-250
Maghemita	Hematita	350-450
Magnetita	Hematita	> 500

<sup>5</sup> Explicación en la sección Paleodirecciones.

<sup>6</sup> Modificada de Taring (1983)







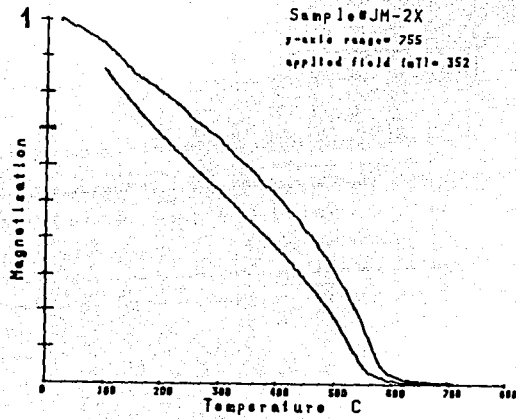
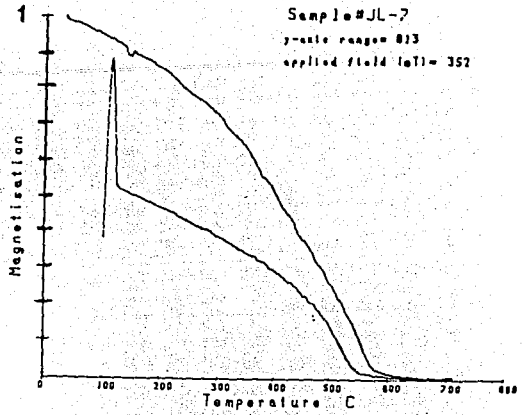
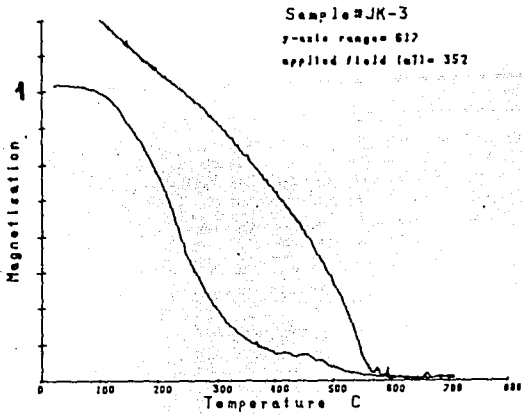


Fig. 4.6 Curvas termomagnéticas normalizadas en las que se observa, en general, el grado de irreversibilidad alto de las curvas para los sitios con baja estabilidad magnética.

## •Curvas de histéresis magnética

Como se mencionó anteriormente, al someter los materiales ferromagnéticos a la acción de un campo magnético  $H$ , dichos materiales adquieren una magnetización inducida  $M_i$  que es proporcional a  $H$ . Considérese la situación siguiente: partiendo de un estado tal en que la  $M_i$  es igual a cero, si ahora este campo se incrementa sucesivamente hasta que la magnetización inducida llega a un límite, se dice que se ha alcanzado la magnetización de saturación  $M_s$  del material. A partir de este punto, si la intensidad del campo ahora disminuye, también lo hará la  $M_i$ . Esta magnetización desaparece al dejar de actuar el campo inductor, pero en su lugar queda una magnetización de remanencia  $M_r$ , proporcional al campo que la provocó. Si se desea eliminar esta  $M_r$ , se deberá aplicar un campo de cierta intensidad pero de dirección opuesta. Tal intensidad de campo se conoce como fuerza coercitiva  $H_c$ . Si se repiten los pasos anteriores pero ahora con la dirección opuesta del campo, lo que se observa es una curva de histéresis magnética, como la que se muestra a continuación.

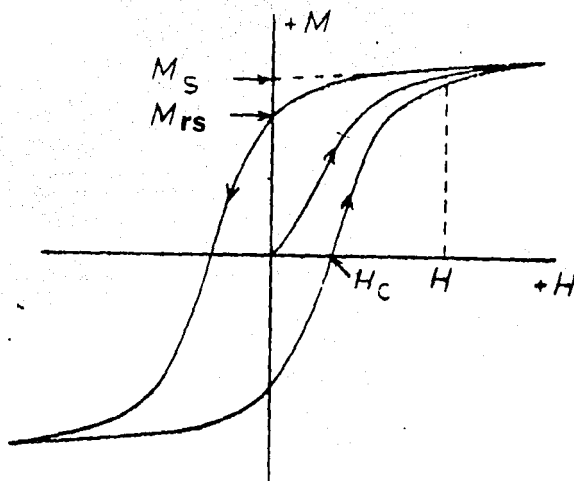


Fig. 4.7. Curva de histéresis magnética. En ella se pueden apreciar los parámetros que la caracterizan.

Con la intención de identificar de manera alternativa los estados de dominio magnético presentes en las muestras de este estudio, se compararon los comportamientos presentados por estas muestras contra aquellos comportamientos exhibidos por sustancias sintéticas de granulometría y composición conocida [Day et al., 1977], con base en sus características de histéresis magnética. Cabe mencionar que, dado que el porcentaje de material magnético (ferro o antiferromagnético, s. s.) presente en las rocas es muy bajo ( $\approx 5\%$ ), y a que el resto de este material presenta una respuesta paramagnética, de utilidad nula para fines paleomagnéticos, las curvas de histéresis obtenidas fueron corregidas previamente a su análisis para eliminar dicha contribución paramagnética [Petersen, 1982].

Para la determinación de las curvas de histéresis magnética se utilizó el magnetómetro Micromag.

Los resultados obtenidos se presentan en la figura siguiente:

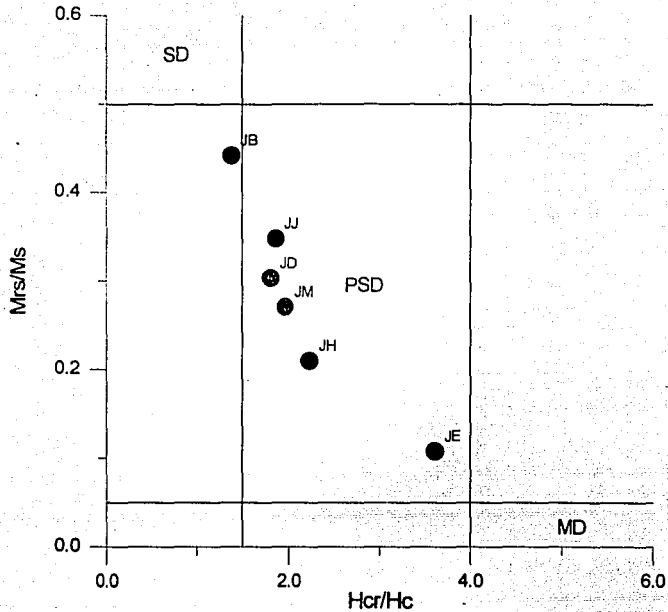


Fig. 4.8 Diagrama de Day para los sitios de este estudio. SD: dominio sencillo, MD: dominio múltiple, PSD: pseudodominio sencillo.

Como puede observarse de la gráfica anterior, todos los sitios caen en la región definida como PSD; se excluyeron los sitios de los cuales no se obtuvieron paleointensidades ya que no se contó con el valor de Hcr/Hc para tales sitio, sin embargo, del valor de Mrs/Ms para estos sitios (1.7 - 3.6) se observó que también ellos se podrían localizar en la región PSD.

Este tipo de dominios magnéticos presenta características tanto de dominio sencillo SD cuanto de dominio múltiple MD. Nuevamente se presenta la ambigüedad en cuanto a la clasificación con base a sus propiedades magnéticas de los tipos de dominio presente en las muestras estudiadas. Tal ambigüedad tiene su origen en la complejidad de la composición tanto en componentes cuanto en granulometría de las rocas ígneas.

## • Discusión de los resultados obtenidos

En la tabla siguiente se resume la información obtenida de los diferentes experimentos de propiedades magnéticas realizados en este estudio.

**Tabla 4.3. Resultados de los experimentos de propiedades magnéticas.**

SITIO	GRUPO	$T_c$ [°C]	Pico Hopkinson	Curva reversible	Diagrama Day
JA	2	490	Si	Si	PSD
JB	1	325	Si	Si	PSD
JC	1 ?	260	Si	No	PSD
JD	1	440	Si	Si	PSD
JE	1	450	Si	Si	PSD
JF	3 ?	580	-	No	PSD
JG	1	570	-	No	PSD
JH	3 ?	540	No	Si	PSD
JI	2	560	-	Si	PSD
JJ	2	490	No	Si	PSD
JK	1	240	Si	No	PSD
JL	2	540	-	No	PSD
JM	2	575	No	Si	PSD

De los resultados mostrados en la tabla anterior se observa lo siguiente:

- La afirmación de Senanayake et al. (1981) acerca de que las muestras del grupo 1 están caracterizadas por  $T_c$  bajas, no es apoyada por los resultados obtenidos en este trabajo, ya que de las seis muestras pertenecientes al grupo 1, tres presentan  $T_c$  bajas, mientras que las tres restantes  $T_c$  altas. En cuanto a los grupos 2 y 3 se refiere, éstos sí presentaron  $T_c$  altas.
- Las observaciones de Radhakrishnamurty et al. (1982), indican una baja ocurrencia de comportamiento magnético atribuible a titanomagnetitas en basaltos; sin embargo, las  $T_c$  estimadas en este trabajo varían desde los 240 °C hasta los 580 °C, sugiriendo la presencia de toda una serie de componentes magnéticos (TiMa), y no solo uno.
- La mayoría de las curvas  $\chi - T$  presentaron el efecto Hopkinson, especialmente las clasificadas como grupo 1; tomando en consideración la observación del punto anterior, y de acuerdo a Radhakrishnamurty et al (1982), los componentes magnéticos de las muestras que presentaron tal efecto corresponden a TiMa SD o SP, lo cual está en clara oposición a la clasificación propuesta por Senanayake et al. (1981)
- La información obtenida de los diagramas de Day no ayuda a esclarecer la controversia suscitada entre los autores anteriores, ya que todas las muestras se localizan en la región denominada PSD.

- Al menos tres de las curvas obtenidas presentaron un comportamiento anómalo que no puede ser catalogado como ninguno de los tres grupos propuestos por Senanayake et al. (1981). Por su parte, Urrutia Fucugauchi et al. (1984), González Huesca (1992) y Radhakrishnamurty (1993) reportan un comportamiento inusual en basaltos, que tampoco corresponde a los descritos por Senanayake et al. (1981).

## CAPITULO 5

### PALEODIRECCIONES Y PALEOINTENSIDADES

#### • Paleodirecciones

Se midió tanto la dirección, cuanto la intensidad del magnetismo remanente MR en cada uno de los especímenes de cada sitio con el empleo de un magnetómetro de giro "MOLSPIN LTD". Se realizó la corrección de las direcciones obtenidas con las coordenadas de campo correspondientes, y se graficaron dichas direcciones corregidas en redes estereográficas [Collinson, 1983] (una por cada sitio). Las direcciones medias de cada sitio (Dec e Inc), la intensidad promedio (Int), y sus respectivos parámetros estadísticos<sup>7</sup> k y  $\alpha_{95}$  fueron calculadas por computadora. Asimismo, se midió la susceptibilidad inicial (k) de cada espécimen con la ayuda de un puente de susceptibilidades "Bartington". Los estereogramas correspondientes a cada sitio se presentan en la figura 5.1, mientras que los resultados estadísticos obtenidos se presentan en la tabla siguiente:

TABLA 5.1 DIRECCIONES E INTENSIDADES MEDIAS DEL MR DE LOS SITIOS ESTUDIADOS

SITIO	DEC [°]	INC [°]	INT [A/m]	k	$\alpha_{95}$	N	R	$k \times 10^{-3}$ [SI]
JA	321.1	-38.1	43.2	1.9	99.9	4	2.375	6.5
JB	5.9	15.5	12.7	74.1	3.3	26	25.663	3.5
JC	332.8	16.2	25.8	4.1	24.5	12	9.322	3.1
JD	6.8	12.7	4.1	33.8	6.0	18	17.497	7.0
JE	2.1	23.3	3.1	158.5	2.5	21	20.874	5.1
JF	131.2	53.9	2.3	4.2	21.2	15	11.683	5.9
JG	331.5	34.4	10.6	1.9	58.7	8	4.210	14.3
JH	5.7	19.3	3.2	16.2	7.1	27	25.392	14.5
JI	190.1	-1.9	7.9	5.0	19.2	15	12.171	3.3
JJ	350.6	25.5	8.8	16.2	7.9	22	20.708	3.4
JK	2.1	72.8	5.9	1.6	58.7	10	4.508	3.7
JL	175.2	-26.1	1.9	2.3	38.0	12	7.157	4.6
JM	354.0	34.6	3.6	154.8	2.4	23	22.858	4.1

k: precisión,  $\alpha_{95}$ : círculo de confianza al 95%, N: número de especímenes analizados, R: resultado, k: susceptibilidad volumétrica.

<sup>7</sup>Estadística de Fisher, definición en Tarling, 1983.

De los estereogramas correspondientes a cada sitio se observa que solo en 6 de ellos existe consistencia en las direcciones individuales de los especímenes; esta característica sugiere que el MRN en los especímenes con mucha seguridad es original, i.e., aquel adquirido al momento de formación de la roca, o que por lo menos todos los especímenes contienen el mismo registro magnético. Por el contrario, en los 7 restantes se observa mucha dispersión, lo cual indica una baja estabilidad magnética, presencia de componentes secundarias diferentes en el MR de los especímenes y por lo tanto, bajas posibilidades de obtener resultados exitosos de paleointensidad en tales sitios.

Asimismo, de la tabla 5.1 se aprecia que tres de los sitios muestreados al parecer presentan polaridad reversa ( $INC < 0$ ). Sin embargo, dado que del sitio JA solo se obtuvieron 4 especímenes la estadística de Fisher es de poca utilidad y sus resultados son poco o nada representativos de la paleodirección de dicho sitio. En lo que toca al sitio JI, como el valor absoluto de la inclinación es diferente de cero por solo unos 2 grados, esa aparente polaridad reversa podría deberse tan solo a componentes secundarias remanentes (posiblemente de origen químico MRQ). Para confirmar tal hipótesis, o en su defecto descartarla, se realizó un proceso de limpieza magnética sobre los especímenes de este sitio (como se ejemplifica más adelante para el sitio JL), encontrando que después de los dos primeros pasos ( $\approx 20$  mT) la inclinación cambiaba de signo ( $INC > 0$ ), evidenciando su carácter de polaridad normal.

Queda solo el sitio JL como diferente al resto de los sitios muestreados. Como se aprecia en el mapa de localización, este sitio se ubica en el volcán conocido como Ajusco. Por su gran volumen y por la presencia de sus dos conos (conocidos como Pico del Águila y la Cruz del Marqués) se considera a éste como un volcán poligenético, i.e., aquel que presenta más de una etapa eruptiva. A alguna de estas etapas se le ha asignado una edad de 0.78 Ma, que coincide con una de las reversiones del CMT [Martín Del Pozzo, 1990].

Para verificar si la inclinación de este sitio es originalmente reversa, y como ejemplo de la aplicación del proceso de limpieza magnética para remover componentes secundarias y así conocer la paleodirección del CGM en cierta etapa de su historia, se desmagnetizaron por medio de campos magnéticos alternos todos los especímenes de este sitio.

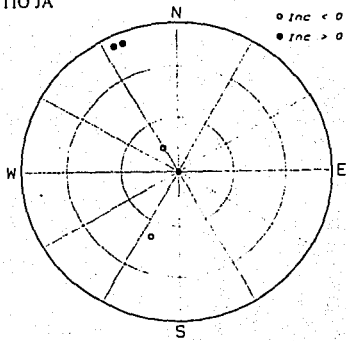
Después de la limpieza magnética aplicada en estos especímenes, se observa como la dispersión disminuye notablemente y que por consiguiente, las direcciones individuales de cada espécimen se agrupan conservándose la polaridad negativa de la inclinación; confirmando la presencia de polaridad reversa del CGM para esa edad (Fig. 5.2a)

Aunque en este caso fue posible recuperar la dirección del campo antiguo, debido a la presencia de MS fuertes presentes, como puede observarse en los diagramas de componentes de cada espécimen (Fig. 5.2c), es muy difícil, sino imposible, conocer la paleointensidad del sitio en cuestión. De la curva de desmagnetización correspondiente al espécimen JL1X (Fig. 5.2b) se observan al menos dos máximos en la intensidad, sugiriendo la presencia de componentes secundarias en dirección oblicua al MRN. Por su parte, la gráfica de desmagnetización correspondiente al espécimen JL7X presenta un decaimiento suave y su diagrama de componentes no presenta cambios de dirección, lo cual confirma la ausencia de componentes secundarias indeseables en este tipo de estudios.

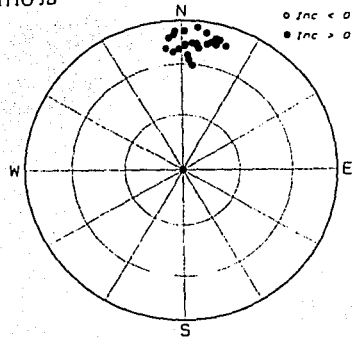
Por lo anterior, se descartaron aquellos sitios que presentaron alta dispersión en la MRN para la determinación de paleointensidades.



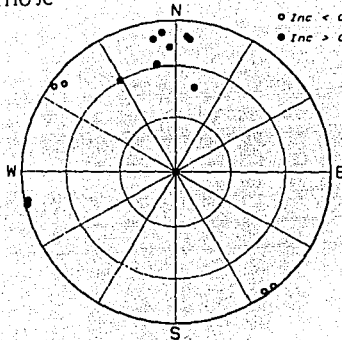
SITIO JA



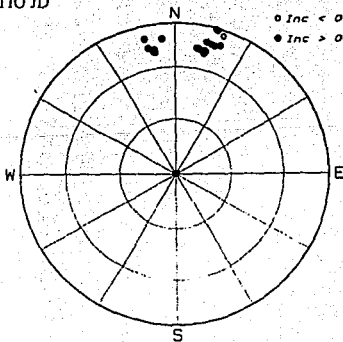
SITIO JB



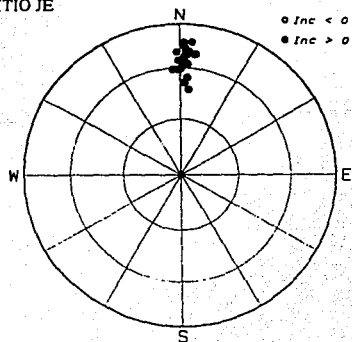
SITIO JC



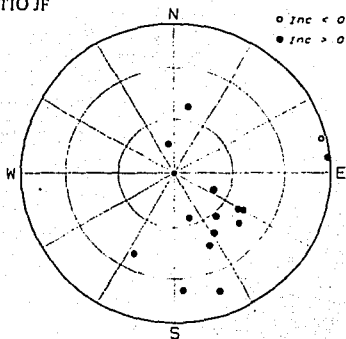
SITIO JD



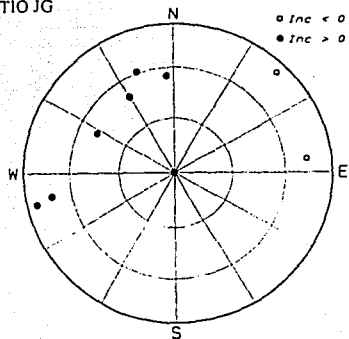
SITIO JE



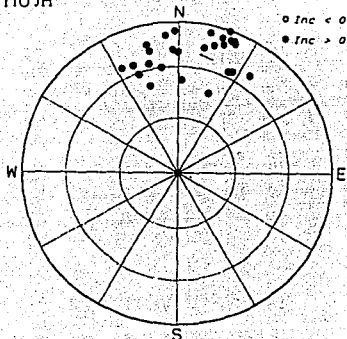
SITIO JF



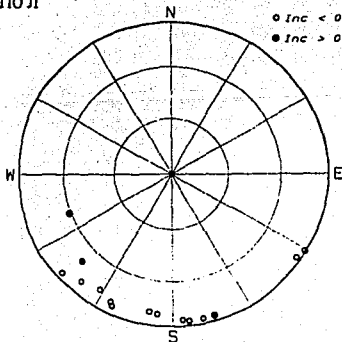
SITIO JG



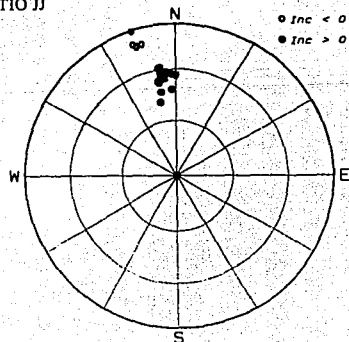
SITIO JH



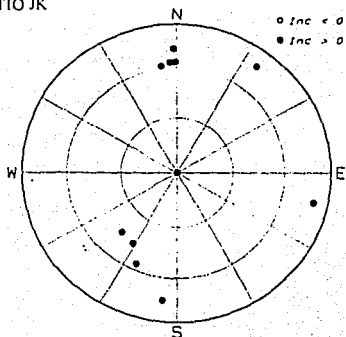
SITIO JI



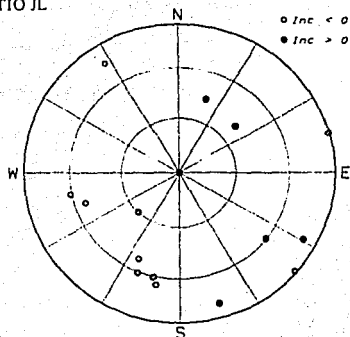
SITIO JJ



SITIO JK



SITIO JL



SITIO JM

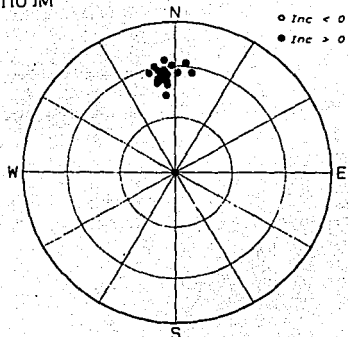


Fig. 5.1 Estereogramas en los que muestra la MRN para cada uno de los sitios muestreados. De los 13 sitios estudiados solo 6 de ellos (JB, JD, JE, JH, JJ, JM) presentan baja dispersión.

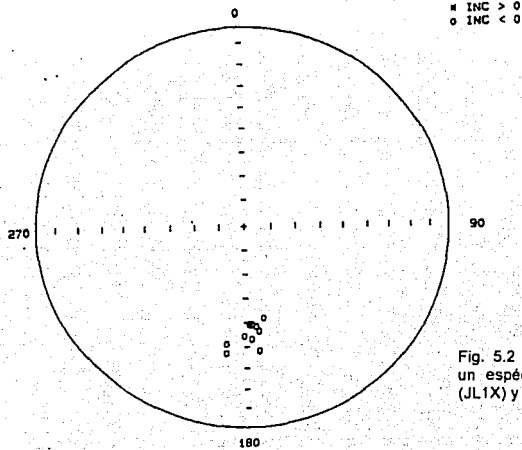


Fig. 5.2 (b) Curvas de desmagnetización para un espécimen con componentes secundarias (JL1X) y para uno carente de ellas (JL7X).

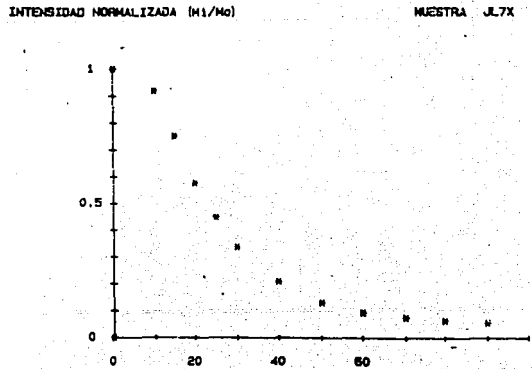
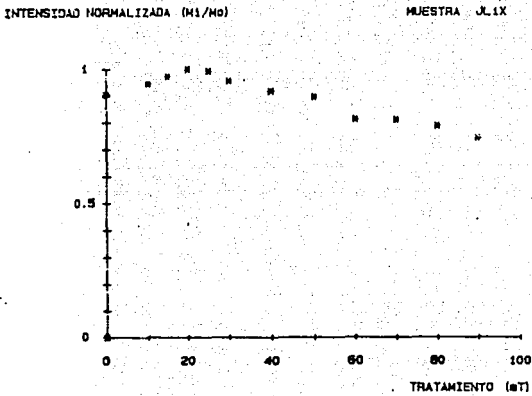


Fig. 5.2 (a) Estereogramas para la MRN característica del sitio JL, obtenida por desmagnetización por campos magnéticos alternos (limpieza magnética).

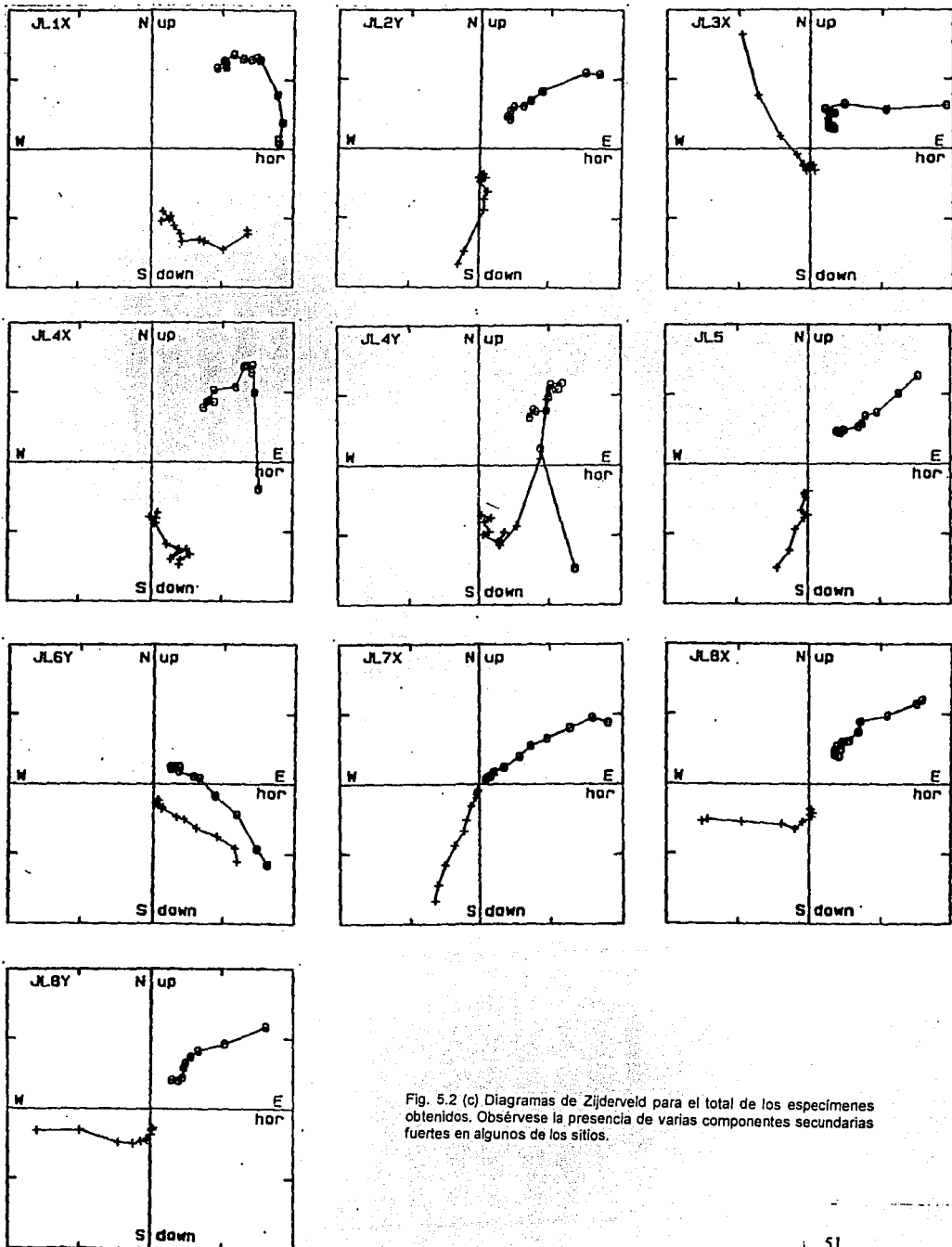


Fig. 5.2 (c) Diagramas de Zijderveld para el total de los especímenes obtenidos. Obsérvese la presencia de varias componentes secundarias fuertes en algunos de los sitios.

A continuación se presentan las paleodirecciones para los sitio "bien comportados" obtenidas a partir de los experimentos de paleointensidad, ya que éstos involucran implícitamente la desmagnetización por pasos requerida.

Tabla 5.2 Estadística de Fisher para la MRN característica obtenida por desmagnetización por campos alternos.

SITIO	DEC [°]	INC [°]	INT [A/m]	k	$\alpha_{95}$	N	TRAT [mT]	Q
JB	10.4	17.0	10.1	197.7	3.9	8	30	72.7
JD	13.8	10.8	1.0	352.6	3.0	8	30	3.6
JE	4.0	23.0	1.0	277.0	3.3	8	40	4.9
JH	342.7	21.5	1.2	370.9	2.9	8	20	2.1
JJ	352.8	33.0	12.2	497.8	1.9	13	0	90.4
JL	178.8	-45.0	0.27	131.2	4.2	10	90	1.5
JM	352.0	36.0	2.4	268.6	2.5	13	0	14.8

k: precisión,  $\alpha_{95}$ : círculo de confianza al 95%, N: Número de especímenes utilizados, Q factor de Königsberger.

De la información contenida en las tablas 1.1 y anterior, se calcularon los Polos Geomagnéticos Virtuales (PGV); los cuales se muestran en la figura siguiente.

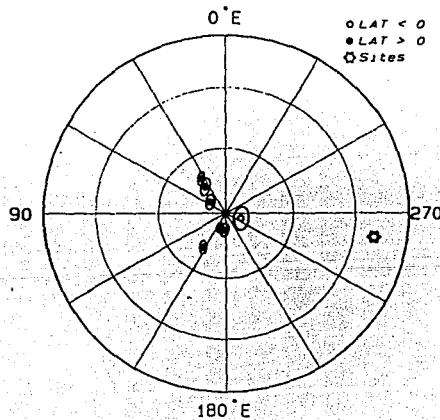


Fig. 5.3 PGV's para los sitios estudiados.

## • Paleointensidades

### Desmagnetización de especímenes piloto

Previamente a la realización de los experimentos de paleointensidad se eligieron 2 especímenes "piloto" por sitio para ser desmagnetizados térmicamente y por campos magnéticos de CA, respectivamente. La utilización de especímenes piloto para la aplicación de estos tratamientos es de gran utilidad ya que permite conocer en poco tiempo el intervalo de mayor variación del MR (y así seleccionar los pasos de desmagnetización más adecuados al llevar al cabo los experimentos de paleointensidad), la detección de componentes secundarias, así como la factibilidad de ser o no removidas. Para ello se utilizó un desmagnetizador térmico "MMTD", y uno de campos magnéticos de CA "SCHONSTEDT". El proceso de desmagnetización por CA se realizó en tres ejes perpendiculares a la muestra, y en ambos casos utilizando pasos de desmagnetización pequeños (50-100 °C y 5-10 mT, respectivamente) [Collinson, 1983], figura 5.4.

Con la información obtenida de esta manera se graficaron las curvas de desmagnetización (M vs T y M vs H) y los diagramas de Zijdeveld correspondientes, los cuales se presentan en la figura 5.5.

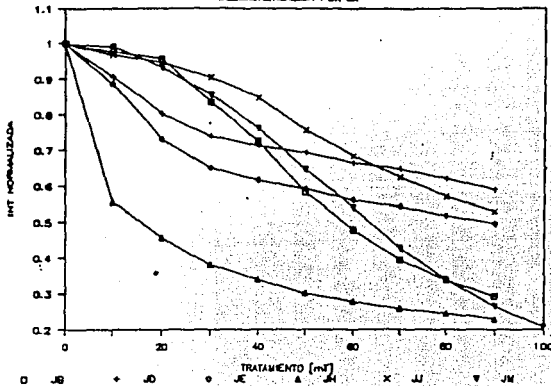
Al analizar los diagramas de componentes de los 6 sitios con poca dispersión se observa que estos, en general, siguen una tendencia lineal hacia el origen, salvo en los 2 o 3 primeros pasos de desmagnetización, *i.e.*, presentan una sola componente original (de alta estabilidad), o una componente original más una componente secundarias de (baja estabilidad), lo cual explica y confirma la baja dispersión observada en los estereogramas correspondientes. Por el contrario, los diagramas de componentes de aquellos sitios con dispersión alta presentan un comportamiento errático; evidencia inequívoca de la presencia de una o más componentes secundarias fuertes.

El origen de tales componentes secundarias se podría explicar, en principio, como isoterma (producida por rayos) debido a la altura grande sobre el nivel del mar a la que se localizan ( $h > 2400$  m); aunque con esta información, por sí misma, no se pueden descartar otros mecanismos como los responsables de su origen.

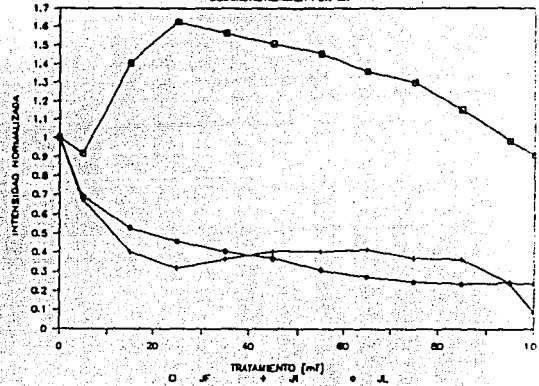
De las gráficas de desmagnetización obtenidas (Fig. 5.4) se observa que los especímenes de los 6 sitios "bien comportados" poseen un campo desmagnetizante medio ( $H_{1/2}$ ) mayor o igual que 20 mT; lo cual tiene ventajas y desventajas. Para que un campo magnético indeseable lograra reducir el MR original al 50% de su valor, dicho campo tendría que ser comparable al  $H_{1/2}$  de la roca en cuestión, lo cual reduce el número de fuentes electromagnéticas contaminantes. Por otra parte, son pocos los equipos de laboratorio que alcanzan intensidades de campo capaces de reducir el MR de una roca a un 10% de su valor, lo cual es un inconveniente. Nuevamente, el  $H_{1/2}$  alto determinado explica la baja dispersión observada en esos sitios.

Una vez analizados los resultados obtenidos de los especímenes pilotos se estuvo en posición de seleccionar los pasos de desmagnetización por campos alternos y desmagnetización térmica adecuados a cada sitio.

ESPECIMENES PILOTO  
DESMAGNETIZACION POR CA



ESPECIMENES PILOTO  
DESMAGNETIZACION POR CA



DESMAGNETIZACION TERMICA  
ESPECIMENES PILOTO

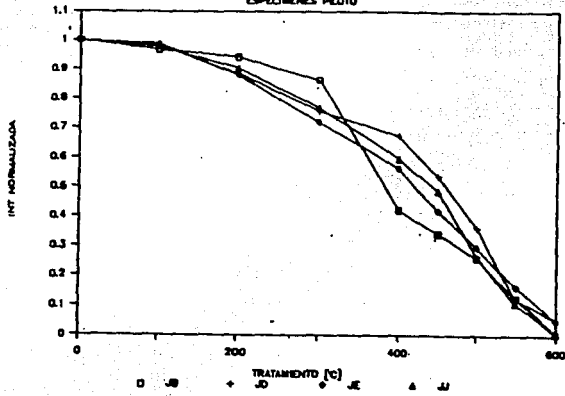
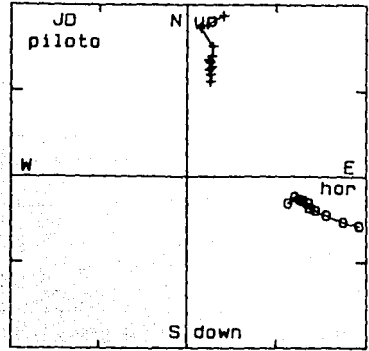
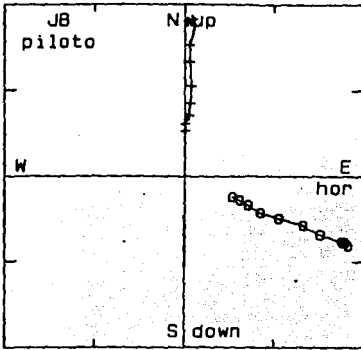
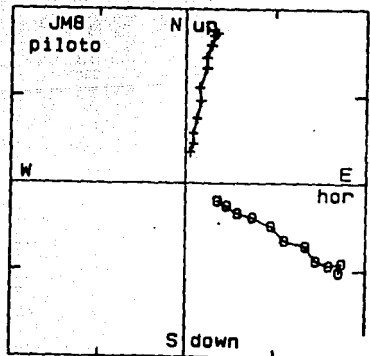
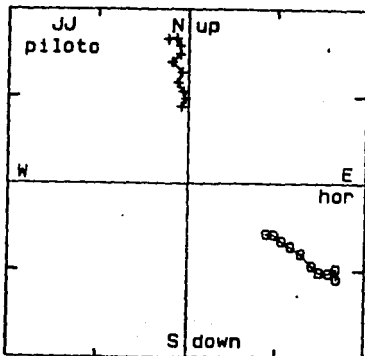
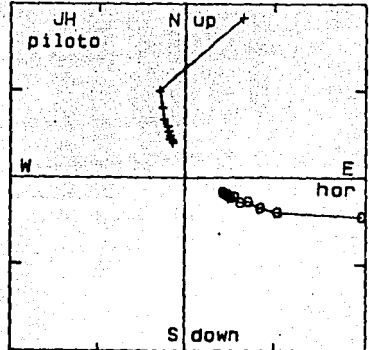
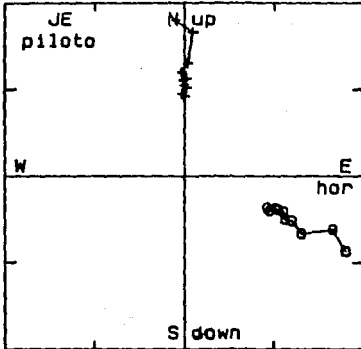


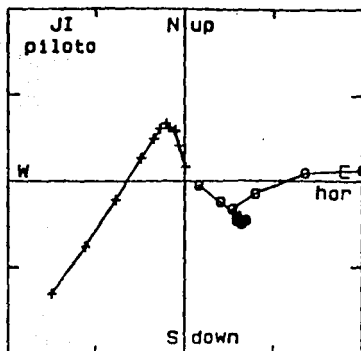
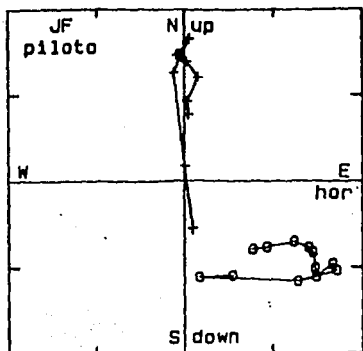
Fig. 5.4 Curvas de desmagnetización obtenidas por campos magnéticos alternos y por desmagnetización térmica de los especímenes pilotos.





## FALLA DE ORIGEN





## FALLA DE ORIGEN

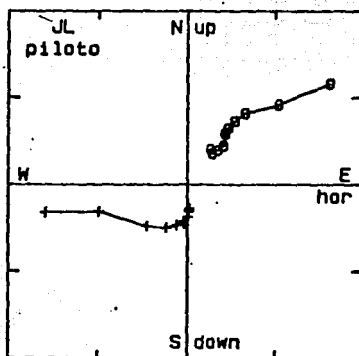


Fig. 5.5 Diagramas de Zijderveld para los especímenes piloto en los que se confirma la presencia de componentes secundarias en los sitios que presentaron alta dispersión.

## Determinación de paleointensidades

Las determinaciones de las paleointensidades se llevaron al cabo en la forma explicada en el capítulo 2; sin embargo, al aplicar el método de Thellier, se agregaron dos técnicas de control para monitorear los cambios físico-químicos experimentados por las muestras a lo largo del experimento. Tales pruebas de control fueron:

1. medición de la susceptibilidad magnética de cada espécimen después de cada paso de doble calentamiento.
2. obtención de curvas de histéresis magnética de pequeños residuos de núcleo, también después de cada paso de doble calentamiento,

En lo que respecta al punto 1, la gráfica de  $\chi$  vs.  $t$  para una muestra ideal (en la que el calentamiento no ha alterado significativamente la composición de los portadores de la magnetización) debería ser una línea recta con pendiente igual a cero; sin embargo, el comportamiento de  $\chi$  para muestras reales se aleja del comportamiento rectilíneo en mayor o menor medida, dependiendo del grado de alteración experimentado.

En la figura 5.6 se muestra el comportamiento de la susceptibilidad magnética de los especímenes como función de la temperatura después de cada paso de doble calentamiento. En general las curvas son muy parecidas en su forma, lo que sugiere que (1), salvo por una diferencia en la cantidad de minerales magnéticos (corrimiento vertical), todos los especímenes utilizados son igualmente aptos para comparar los resultados de este experimento y (2), todos los especímenes empleados fueron sujetos a los mismos factores que alteraron su composición original. De éstas mismas gráficas se aprecia que la variación en la susceptibilidad magnética sufrida por los especímenes solo en unos cuantos casos excedió el 10% para temperaturas mayores a 500 °C, por lo que en los diagramas de Arai para tales especímenes se rechazan los puntos en donde el grado de alteración excede dicho valor. Urrutia Fucugauchi [1979].

En lo que toca al punto 2, las variaciones en la  $M_s$  y/o en la  $H_c$  de la muestra, se reflejarían en variaciones en un gráfica de  $M_r/M_s$  vs.  $H_{cr}/H_c$ . Aunque se observa cierta variación en los diagramas de Day para cada uno de los sitios en los que se llevó al cabo esta técnica de control (Fig. 5.7), se puede ver que dichas variaciones no son suficientes para hacer cambiar de región a los puntos (y por tanto variar el tipo de dominio, cap. 4); desafortunadamente, no se está en posición de decir si dichas variaciones son reales (reflejando cambios físico-químicos en la composición de la muestra, debidos al calentamiento) o son producto de inhomogeneidades dentro de los especímenes ya que se empleó un pedazo diferente para cada temperatura. Nótese sin embargo, que existe cierta tendencia en las variaciones a estar a lo largo de una de las diagonales de la gráfica (esquina superior izquierda - esquina inferior derecha). Lo que si se puede asegurar de las gráficas anteriores es que la alteración sufrida no fue capaz de modificar significativamente la composición original de las muestras, lo cual aumenta el grado de confianza en los resultados de paleointensidad obtenidos.

# FALLA DE ORIGEN

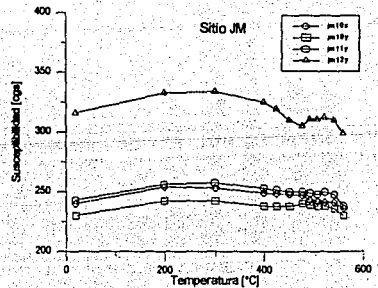
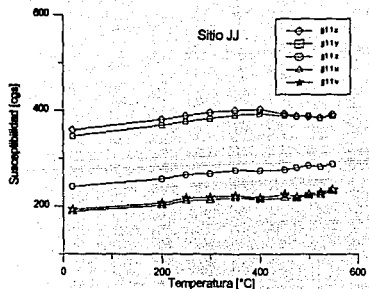
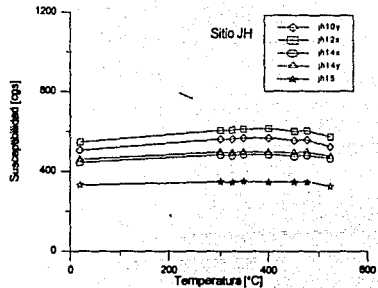
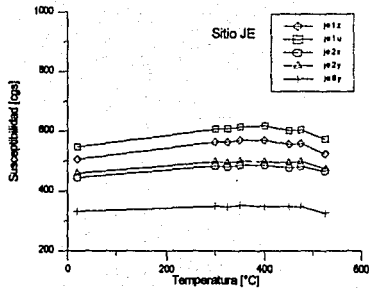
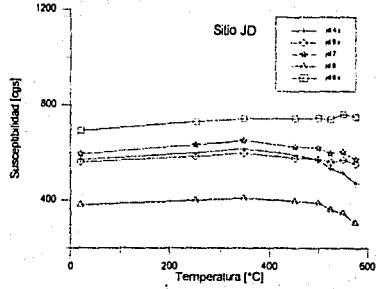
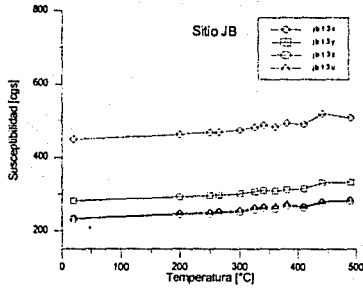
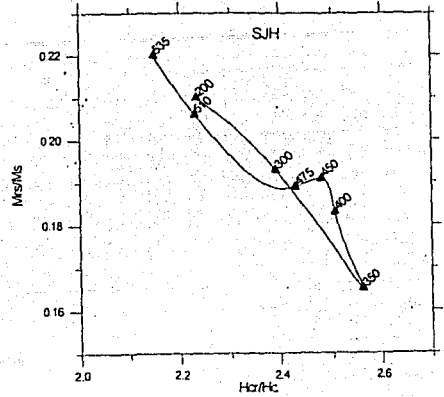
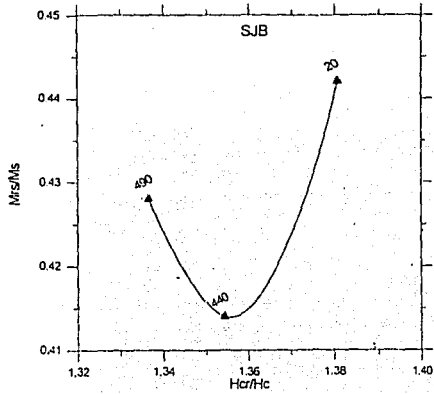


Fig. 5.6 Variación de la susceptibilidad magnética como función de la temperatura, después de cada paso de doble calentamiento



FALLA DE ORIGEN

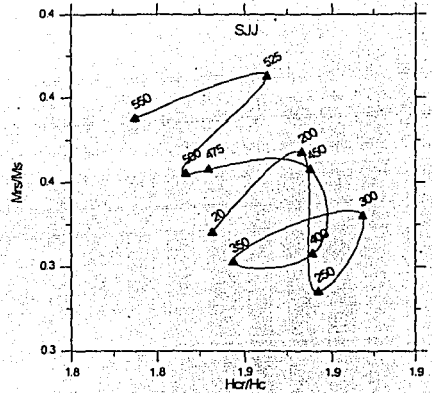
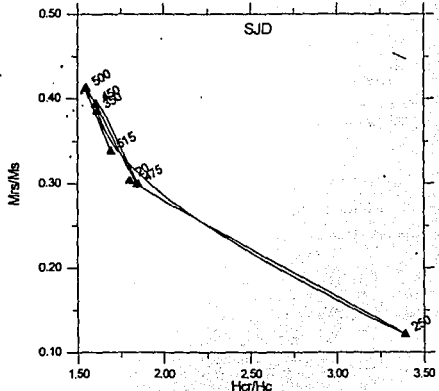
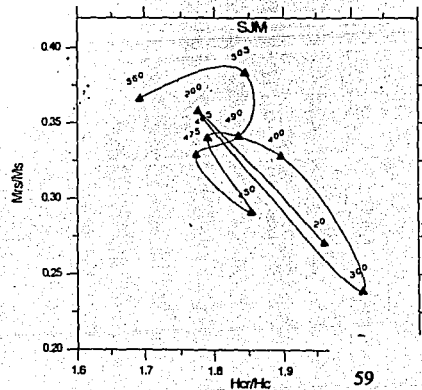
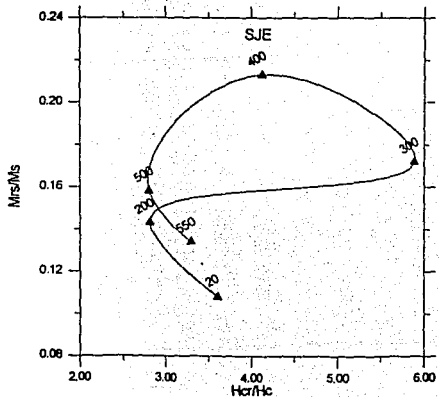


Fig. 5.7 Diagramas de Day en los que se muestran los cambios experimentados por la Hc y Ms después de cada paso de doble calentamiento.



En el apéndice se presenta un ejemplo típico por sitio y por método de las curvas obtenidas.

Cabe mencionar que en tres de los sitios se utilizó el método de Rolph y Shaw, mientras que en los tres restantes se tuvo que emplear el método de Shaw original para el cálculo de la paleointensidad, dependiendo de la forma de la curva MRN vs MRT.

En la realización del experimento de Thellier, los ajustes a las gráficas se hicieron tomando en cuenta exclusivamente aquellos puntos que de acuerdo a las verificaciones realizadas no sufrieron alteraciones significativas.

Una vez terminados los experimentos de paleointensidad por ambos métodos, se empleó un programa que utiliza el algoritmo de York (ISOPLOT) con el objetivo de asociar una incertidumbre a la pendiente (paleointensidad) de cada una de las rectas ajustadas; lo anterior obedece a que tanto la MRT cuanto la MRN tienen asociada una incertidumbre y, por tanto, para el cálculo de la incertidumbre en la pendiente se deben tomar en consideración las incertidumbres de ambas coordenadas [Kono & Tanaka, 1984].

En la tabla que se presenta a continuación se enlistan las paleointensidades de cada sitio estudiado, obtenidas empleando los métodos descritos en el capítulo 2, y se incluyen los valores reportados por González Huesca, 1992.

	MÉTODO DE THELLIER	MÉTODO DE SHAW	González Huesca, 1992
Sitio	Paleointensidad [ $\mu\text{T}$ ] (y número de especímenes empleados)		
JB	32.1 $\pm$ 2.8 (10/10)	22.7 $\pm$ 4.1 (8/8)	46.9 $\pm$ 24.0 (2/3)
JD	54.6 $\pm$ 10.4 (7/10)	30.5 $\pm$ 5.2 (8/8)	-
JE	57.8 $\pm$ 17.3 (5/10)	55.2 $\pm$ 4.2 (7/8)	-
JH	41.8 $\pm$ 4.6 (10/10)	14.5 $\pm$ 2.3 (8/8)	-
JJ	61.1 $\pm$ 12.2 (10/10)	47.6 $\pm$ 3.2 (8/8)	-
JM	59.2 $\pm$ 11.0 (9/10)	48.5 $\pm$ 4.6 (2/8)	66.8 $\pm$ 10.1 (6/8)

De la tabla anterior se observa, en primer lugar, que los valores de paleointensidad obtenidos por el método de Shaw son menores, a lo más, un 30 % que aquellos obtenidos por el método de Thellier, a excepción de los sitios JD y JH.

Para el sitio JH la discrepancia es de 65.3 %; por tal motivo se repitió el experimento de Thellier para este sitio empleando un campo de laboratorio de menor intensidad (30  $\mu\text{T}$ ). En la figura 5.8 se comparan las dos gráficas obtenidas. Como puede observarse de estas gráficas, a pesar de haber empleado intensidades de campo de laboratorio  $F_{lab}$  diferentes, la paleointensidad calculada de ambas curvas es muy parecida; variando el valor de la pendiente de tal forma que su gradiente multiplicado por la intensidad de  $F_{lab}$  utilizado reproduce el valor del campo antiguo  $F_{ant}$ , cargándose la balanza hacia el lado del experimento de Thellier.

En segundo lugar, que el número de especímenes utilizados y paleointensidades aceptadas es mayor para el método de Thellier que para el método de Shaw (o su variante) y que los del trabajo de González Huesca, 1992.

## FALLA DE ORIGEN

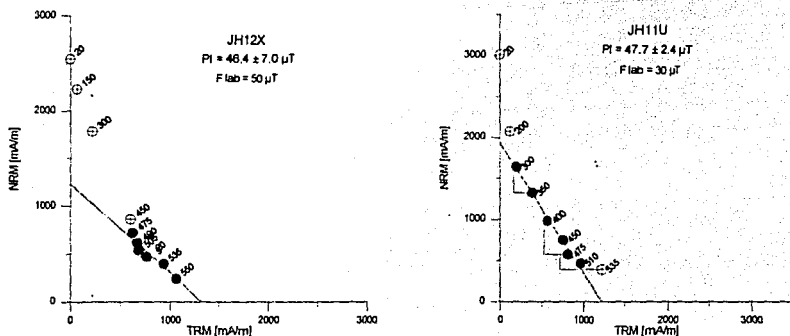


Fig. 5.8 Comparación de dos diagramas de Arai obtenidos al realizar el experimento de Thellier & Thellier, empleando dos intensidades de campo de laboratorio diferentes.

A pesar de que por sí mismas las observaciones anteriores proporcionan una idea acerca de la confiabilidad de los resultados, no es hasta que se toman en consideración todas las evidencias obtenidas, que se puede calificar a las técnicas evaluadas y estar en condiciones de establecer cuál método es más adecuado para el tipo de rocas estudiadas; tarea que se pospone para la discusión.

## **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

### ***De los equipos utilizados...***

La evaluación de los equipos empleados en este trabajo resultó satisfactoria, excepto para el desmagnetizador de campos magnéticos alternos Schönsted. Lo anterior tiene las implicaciones siguientes para la determinación de paleointensidades:

- Desmagnetizador térmico: el régimen de temperatura-tiempo controlado y reproducible de este equipo es adecuado después de dejar transcurrir por lo menos 20 min. como tiempo de estabilización. Con esto se garantiza que todos los especímenes seleccionados para realizar los experimentos de paleointensidad estarán sujetos a la misma temperatura durante el mismo tiempo.

- Susceptibilímetro: la precisión de este equipo es suficiente para los valores típicos de susceptibilidad magnética de las rocas ígneas, y su reproducibilidad garantiza que las variaciones experimentadas por los especímenes después de ser calentados (si las hay) se deben a alteraciones físico-químicas experimentadas por los portadores de la magnetización.

- Magnetómetro de giro: la incertidumbre en la dirección del MRN (con respecto a las coordenadas de la muestra) obtenida con este equipo es mucho menor que la incertidumbre de la orientación en campo de las muestras. Por su parte, la reproducibilidad en la intensidad del MRN es buena para los valores típicos de intensidad de las rocas volcánicas. Lo anterior garantiza también que las variaciones en la intensidad del MRN y/o en la MRT de las muestras son debidas exclusivamente a la eliminación de componentes del MRN y/o MRT con temperaturas de bloqueo menores que la  $T_c$  (descartando los errores de tipo humano).

- Puente de susceptibilidades Highmoore modificado: el régimen de temperatura-tiempo controlado y reproducible de este sistema somete a las muestras estudiadas a temperaturas y tiempos de calentamiento similares, con lo cual se eliminan dependencias del comportamiento de la susceptibilidad magnética con el ritmo de calentamiento-enfriamiento, permitiendo la comparación de curvas de muestras diferentes.

- Desmagnetizador de campos magnéticos alternos Schönsted: el problema descrito en el capítulo 3 acerca de este instrumento representa una seria limitación para desarrollar cualquiera de las técnicas basados en la desmagnetización por campos magnéticos alternos (método de Shaw original, método de Rolph y Shaw). Lo anterior obedece a la incapacidad de este equipo de eliminar substancialmente, en la mayoría de los casos, la MRN de las muestras antes de aplicar la  $MRA_1$  necesaria; es decir, en lugar de medir la  $MRA_1$  después del i-ésimo paso de desmagnetización, se mide en realidad el vector resultante  $MRA_1 + MRN_u$ , donde el subíndice  $u$  representa el último paso empleado para la desmagnetización por pasos de la MRN. Algo similar es aplicable al caso de la  $MRA_2$ .

### ***De los experimentos de propiedades magnéticas...***

Los resultados obtenidos de los experimentos de propiedades magnéticas no apoyan 100 % a ninguna de las clasificaciones descritas en el capítulo 4, ya que en algunos casos las observaciones hechas concuerdan con una de las clasificaciones, mientras que en los otros casos con la otra clasificación propuesta.



Tomando en consideración el rango de temperaturas de Curie estimadas y la presencia del efecto Hopkinson en la mayoría de las curvas, se concluye que los portadores de la magnetización pertenecen a la serie de la TiMa de SD o SP.

La observación de comportamientos de susceptibilidad magnética a temperaturas bajas diferentes a los mencionados en las clasificaciones descritas en el capítulo 4, y de las observaciones hechas en el basalto de San Antón, hacen evidente la simplicidad de esta clasificación, sugiriendo un comportamiento más complejo en realidad.

Las observaciones hechas de los diagramas de Day no fueron de gran utilidad para tratar de esclarecer el origen de los portadores de la magnetización; al menos para las rocas volcánicas jóvenes como las estudiadas.

Lo anterior tiene las implicaciones siguientes para la determinación de paleointensidades:

La idea de algunas personas de que las muestras pertenecientes a algún grupo en particular (específicamente grupo 2 o 3) son más adecuadas para la determinación de paleointensidades no es justificada. Asimismo, se ha llegado a sugerir que los experimentos de susceptibilidad magnética a temperaturas bajas (por ser no destructivos) podrían ser suficientes para conocer el tipo de componente magnético presente, su tamaño y forma, lo cual es muy aventurado.

La información obtenida de las curvas de susceptibilidad magnética a temperaturas altas y de las curvas termomagnéticas es determinante: curvas reversibles de este tipo son condición necesarias, más no suficientes, para garantizar resultados exitosos en la determinación de paleointensidades.

### ***De los métodos de paleointensidad...***

El mal funcionamiento del desmagnetizador de campos magnéticos alternos resultó crítico para la realización del experimento de Shaw original y de su variante (método de Rolph y Shaw). Tal vez corrigiendo los valores de los vectores medidos  $ARM_1$ , TRM y  $ARM_2$ , restándoles el valor del vector  $MRN_u$  correspondiente, la discrepancia observada de aproximadamente 30 % entre los resultados obtenidos por ambos métodos se reduciría significativamente.

En cuanto a utilizar el experimento de Shaw original o método de Rolph y Shaw, se observó que el último de estos no siempre es aplicable, ya que se hacerlo resulta en una mayor desviación de los puntos de la gráfica de la tendencia lineal original. La ocurrencia de curvas **1a** es la excepción más que el tipo común observado.

Los soportes principales del método de Shaw original son, por una parte, el requerimiento de un solo calentamiento hasta la temperatura de Curie de la muestra, reduciendo con esto la alteración físico-química en las muestras, y por la otra parte, la "equivalencia entre la MRT y una MRA", la cual fue cuestionada seriamente por Kono, 1987. Lo anterior es aplicable a la versión de Rolph y Shaw.

Por su parte, la capacidad de detectar cambios experimentados por las muestra, más que corregirlos, y seleccionar sólo aquellos puntos de la gráfica que fueron obtenidos antes de la aparición de alteración, es el principal atractivo del método de Thellier.

El desmagnetizador de campos magnéticos alternos, necesario para llevar al cabo los experimentos de Shaw o de Rolph y Shaw, es más complejo y delicado que el desmagnetizador térmico utilizado para realizar el experimento de Thellier. Por lo anterior, se debe tener un cuidado mayor al realizar el experimento de Shaw.

Mientras que el método de Shaw requiere de la presencia continua del investigador, el método de Thellier no; si se toma en cuenta que aplicar cualquiera de los métodos anteriores para un juego de 8 especímenes toma en promedio una semana, y que un estudio típico consta de más 100 especímenes, se entiende que el factor error humano se incrementa notablemente al realizar los métodos de desmagnetización por campos magnéticos alternos.

Lo anterior tiene la implicación siguiente para la determinación de paleointensidades:

La confiabilidad del método de Thellier y Thellier modificado por Coe resultó mayor que la de los métodos de desmagnetización por campos magnéticos alternos (Shaw, Rolph y Shaw).

### ***De la confiabilidad de los resultados de paleointensidad...***

En cuanto a la confiabilidad de las paleointensidades también se ha generado una controversia; hay quienes ponen en duda la mayor parte de las determinaciones realizadas hasta el momento, como Walton [1988], y quienes opinan lo contrario, Aitken et al. [1988].

De los resultados obtenidos en este trabajo por el método de Thellier, la incertidumbre asociada a la paleointensidad de cada sitio no excede el 20 %, a excepción del sitio JE cuya paleointensidad se estimó con 5 de 10 especímenes.

La observación de Walton, acerca de que la diferencia máxima entre los resultados obtenidos por Thellier y Thellier [1959] es tan solo del 20 %, inferior a aquellas obtenidas desde entonces con métodos "perfeccionados", es una llamada de atención para las personas que trabajan en este tipo de determinaciones; pero hay que tomar en cuenta también que el error límite estimado de la comparación de intensidades obtenidas por estos métodos contra aquellas obtenidas de observaciones directas de laboratorio es de alrededor del 6 % (Aitken et al., 1988).

Walton afirma que las técnicas actuales son incapaces de detectar, en la mayoría de los casos, alteraciones experimentadas por los minerales durante el calentamiento de laboratorio, y atribuye a esto la falta de reproducibilidad observada en las determinaciones de paleointensidades. Las paleointensidades aquí obtenidas de cuatro o cinco especímenes de un mismo núcleo también mostraron cierto grado de variación, a pesar de que la evaluación realizada al desmagnetizador térmico garantiza condiciones similares para diferentes posiciones dentro del mismo. Lo anterior sugiere una inhomogeneidad interna en los flujos que podría ser la causa de la baja reproducibilidad. De los resultados aquí presentados no se esta en condición de verificar tal afirmación; sin embargo el estudio detallado de un perfil de lava podría comprobar dicha hipótesis.

### ***De los objetivos...***

Se pusieron en práctica los dos métodos más utilizados para la determinación de paleointensidades del campo geomagnético y se compararon con la intención ofrecer un criterio cuantitativo para seleccionar aquel método más adecuado, en función del tipo de rocas y de los equipos disponibles.

Se obtuvieron paleointensidades del campo geomagnético para diferentes episodios volcánicos de la Sierra Chichinautzin. Desafortunadamente solo de dos de estos eventos volcánicos se tuvo una estimación de su edad. Se tiene confianza en que con el tiempo se incrementará el número de fechamientos de los diferentes episodios volcánicos de la Sierra Chichinautzin, así como el número de paleointensidades asociadas a éstos, y que con ello se pueda contar con una curva de paleointensidades vs tiempo que sirva como un medio alternativo de fechamiento.

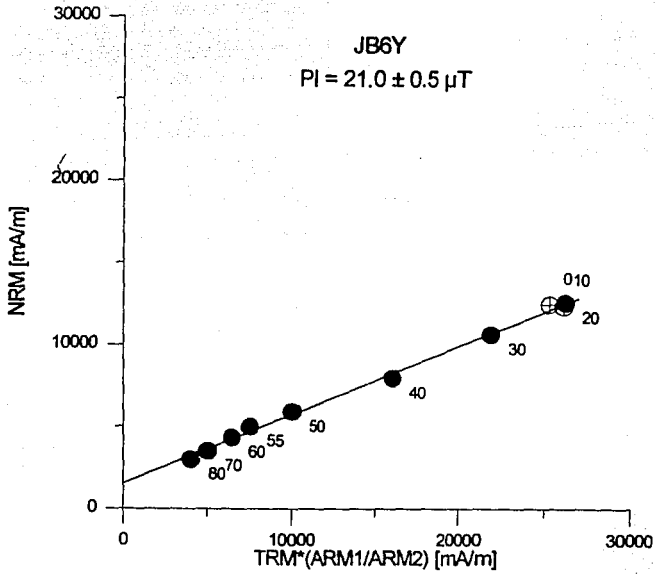
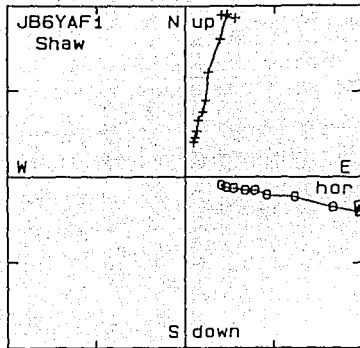
## **APÉNDICE**

Diagramas de Arai típicos para cada sitio y método, obtenidos de los experimentos para la determinación de paleointensidades, y sus respectivos diagramas de componentes para la MRN.

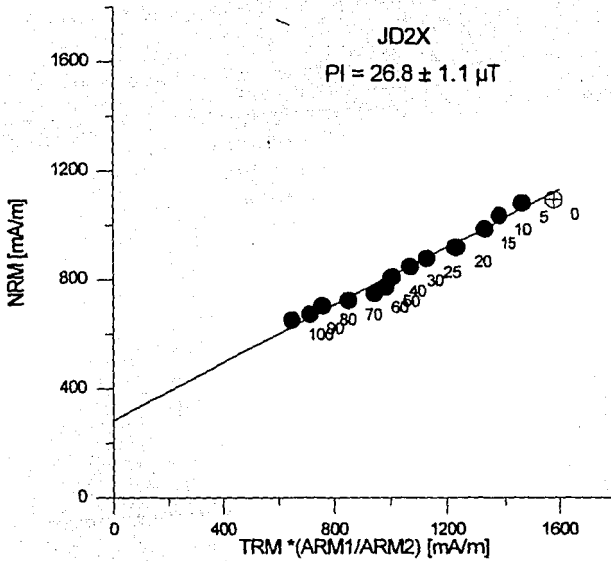
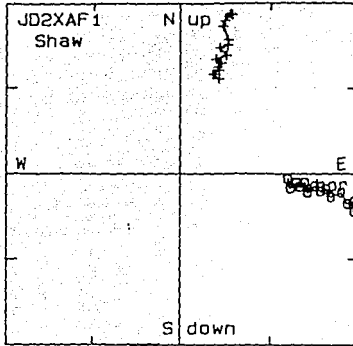
Diagramas A1- A3: Método de Rolph y Shaw.

Diagramas A4- A6: Método de Shaw original.

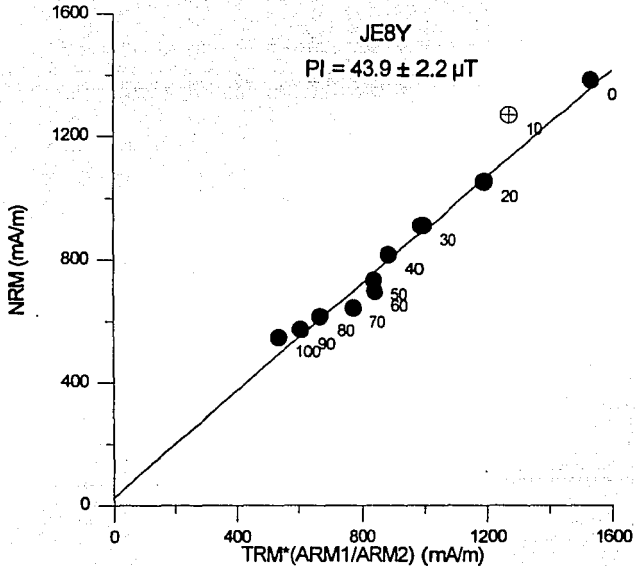
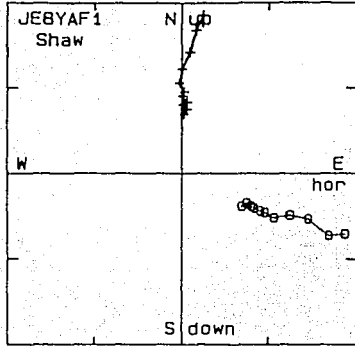
Diagramas A7- A12: Método de Thellier y Thellier modificado por Coe.



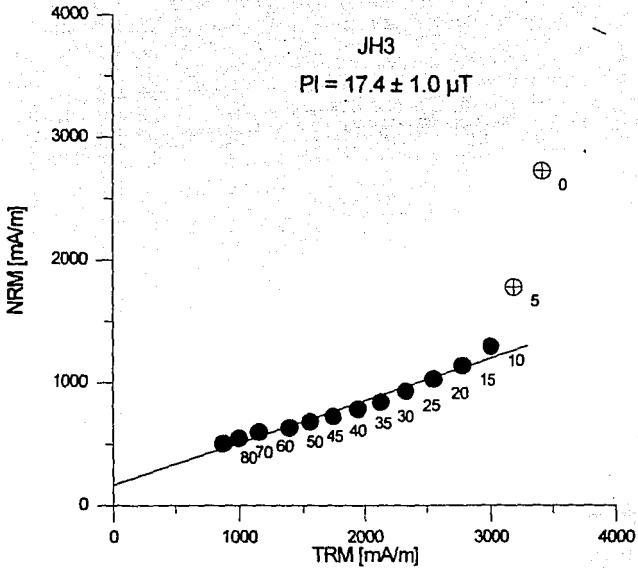
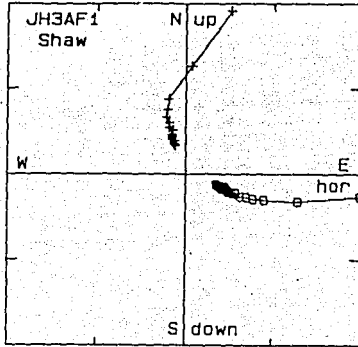
A1



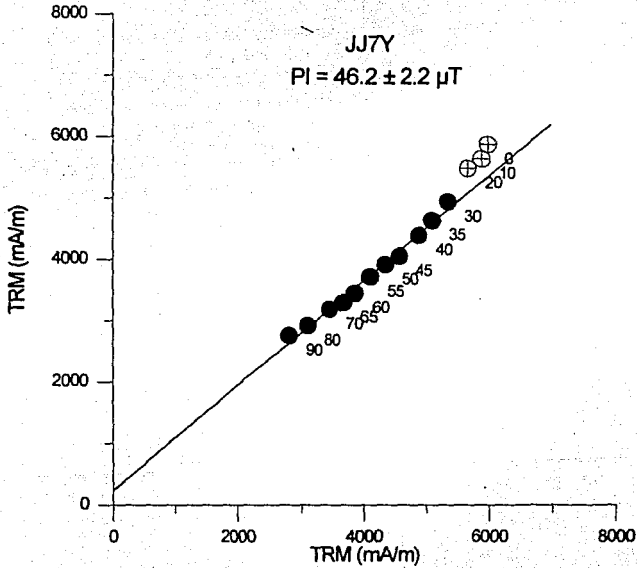
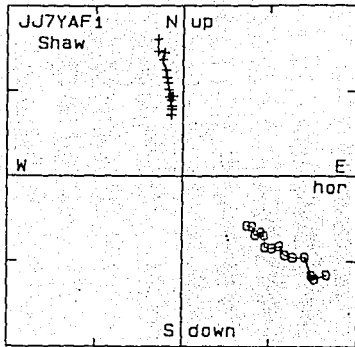
A2



A3

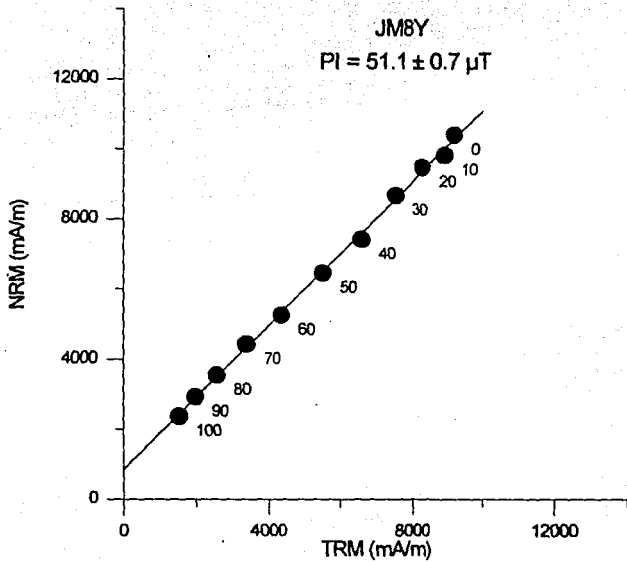
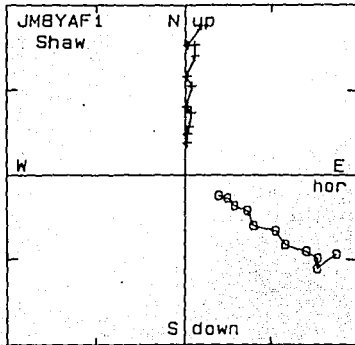


A4

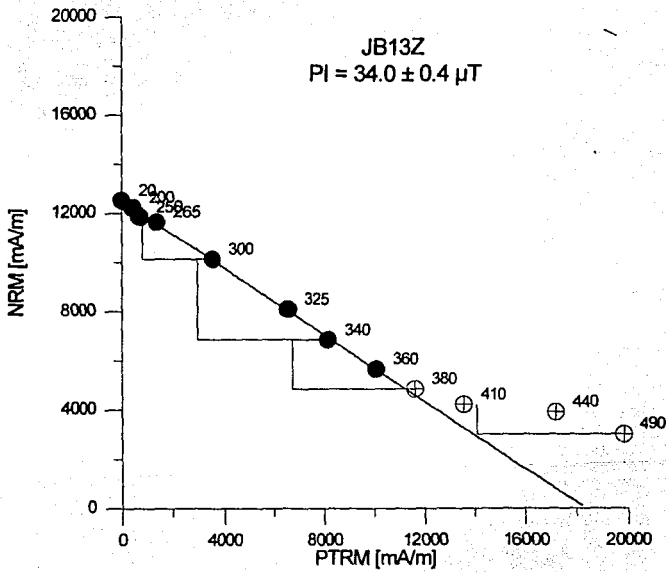
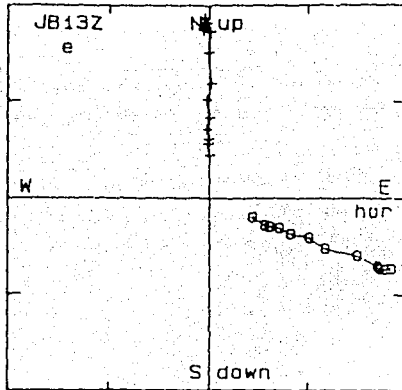


A5

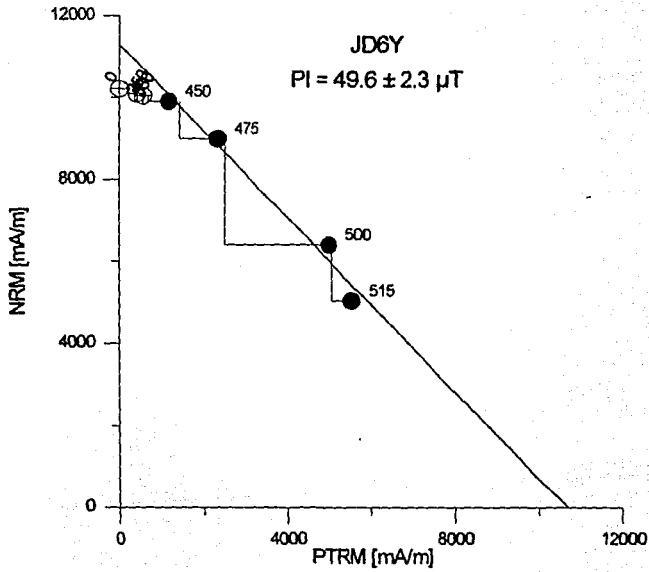
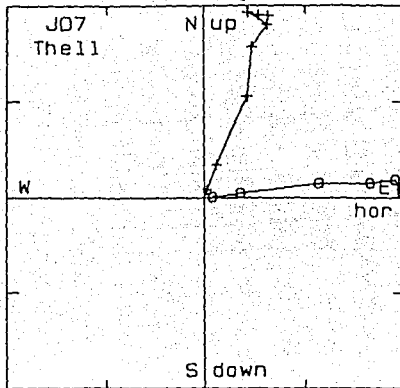




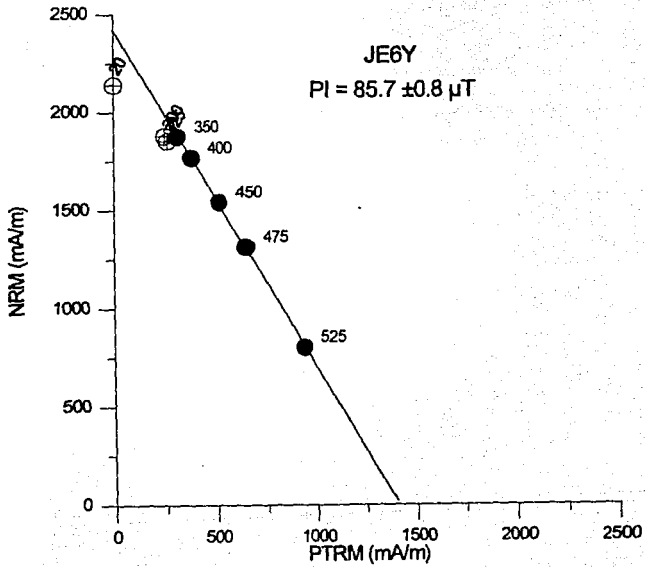
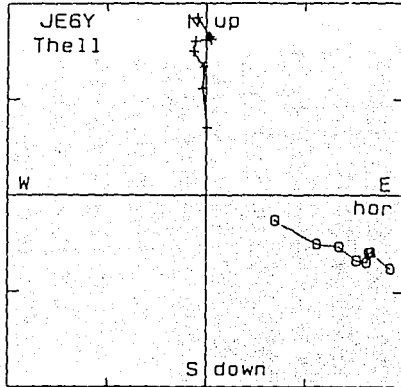
A6



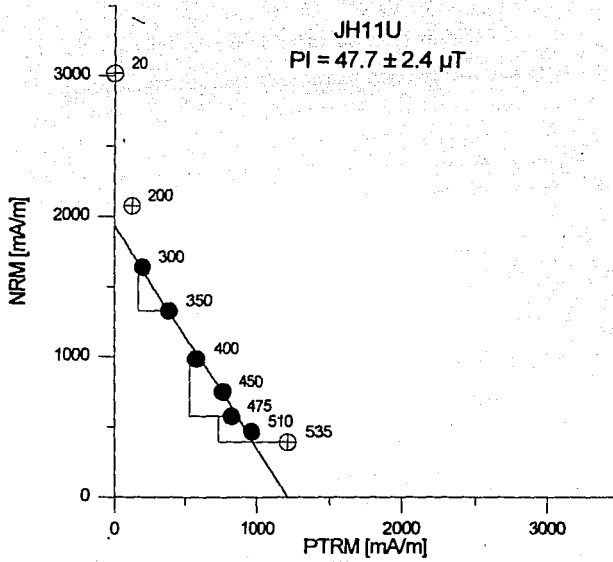
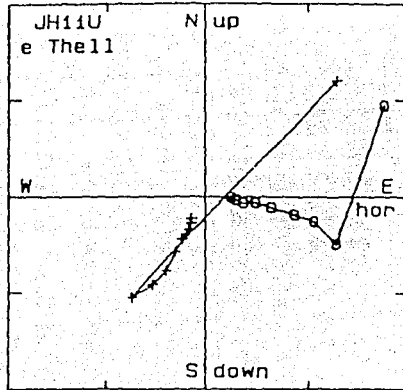
A7



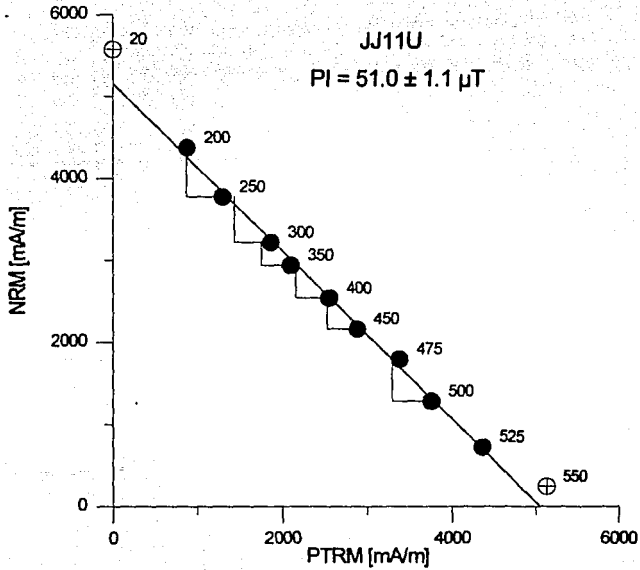
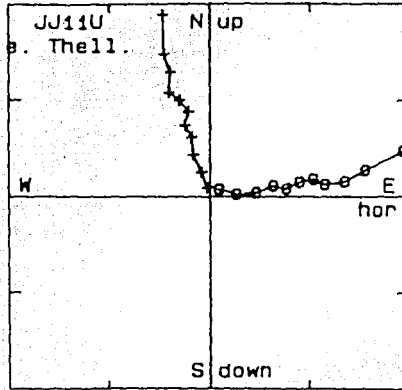
A8



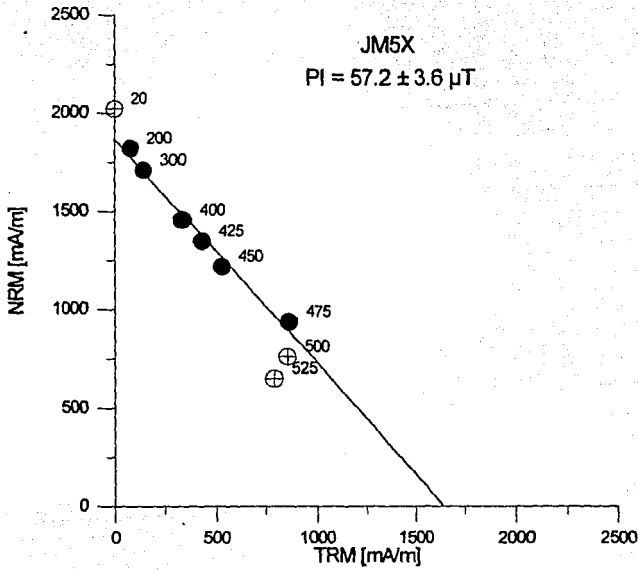
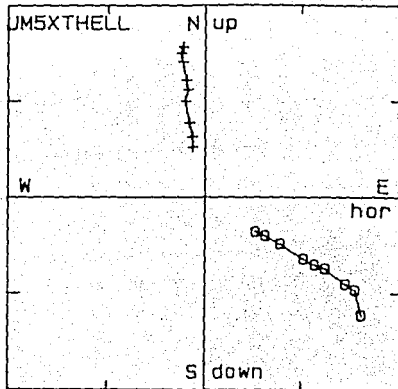
A9



A10



A11



A12

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco a los doctores Harald Norbert Böhnel, Jaime Urrutia Fucugauchi y Ana Lilian Martín Del Pozzo por la asesoría y apoyo brindado durante estos años.

Por la revisión y sugerencias hechas a este manuscrito de los doctores Jaime Urrutia Fucugauchi, Luiz Muniz Barreto, Harald Norbert Böhnel, Cecilia Caballero Miranda y Oscar Campos Enriquez, mi agradecimiento.

Por su colaboración en el trabajo de campo, de laboratorio y en el trabajo escrito agradezco sinceramente a María del Sol Hernández Bernal.

Por sus comentarios y revisión del Abstract se agradece a Gustavo Tolson.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado del Instituto de Geofísica de la UNAM, a la DGAPA y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por todas las facilidades brindadas durante mi formación profesional, gracias.

... y por su confianza y apoyo en mi desempeño profesional futuro deseo agradecer a los señores Dante J. Morán Zenteno, Peter Schaaf, Raymundo Martínez Serrano, Harald Norbert Böhnel y Jaime Urrutia Fucugauchi.

Ciudad Universitaria, D.F., 1995.



## REFERENCIAS

ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

AITKEN M. J., ALLSOP A. L., BUSSELL G. D. & WINTER M. B., 1988, Determination of the intensity of the Earth's Magnetic Field during Archaeological Times: reliability of the Thellier Technique, *Reviews of Geophysics*, vol. 26, No. 1, pp 3-12

BÖHNEL H., URRUTIA J., Y HERRERO E., 1990, Paleomagnetic data from central Mexico and their use for paleosecular variation studies, *Phys. Earth Planet. Inter.*, pp 476-497

CLARK, D. A. AND SCHMIDT P. W., 1982 Theoretical analysis of thermomagnetic properties, low-temperature hysteresis and domain structure of titanomagnetites, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30 pp 300-316

COE R. S., 1967, Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from tertiary and quaternary rocks. *Journal of Geophysical Research*, Vol 72, No 12, pp 3247-3262.

COE R. S., GROMMÉ S. AND MANKINEN A., 1978, Geomagnetic Paleointensities From Radiocarbon-Dated Lava Flows on Hawaii and the Question of the Pacific Nondipole Low, *Journal of Geophysical Research*, Vol 83, No B4, pp 1740-1756.

COE R. S., GROMMÉ S. AND MANKINEN A., 1984, Geomagnetic paleointensities from excursion sequences in lavas on Oahu, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, Vol 89, No B2, pp 1059-1069.

COLLINSON D.W., 1983, *Methods in rock magnetism and Paleomagnetism, techniques and Instrumentation*, Chapman & Hall, New York

DAY R., FULLER M. AND SCHMIDT V. A., 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, pp 260-267

GONZALEZ HUESCA, I. S, 1992, La variación secular en México central durante los últimos 30,000 años por medio del estudio magnético de lavas, Tesis doctoral, UACPyP CCH, UNAM, México. Inédita.

HERRERO E. AND PAL S, 1978, Paleomagnetic investigation of Sierra Chichinautzin, *Geofísica Internacional*, pp 167-180

HERRERO E., URRUTIA J, MARTIN A.L., BÖHNEL H. Y GUERRERO J., 1986, Normal amplitude Bruhnes paleosecular variation at low-latitude: A paleomagnetic record from the Trans-Mexican volcanic belt, *Geophys. Res. Lett.*, 13, pp 1442-1445

KOENIGSBERGER, J. G., 1938, Natural residual magnetism of eruptive rocks 1 and 2, *Terrest. Magnetism Atmospheric Elec.*, 43 pp 119-127 and 299- 320

KONO M., 1978, Reliability of paleointensity method using alternating field demagnetization and anhysteretic remanence, *Geophys. J. R. Astr Soc* 54, pp 241-261

KONO M. AND TANAKA H., 1984, Analysis of the Thellier's Method of Paleointensity Determination 1: Estimation of Statistical Errors, *J. Geomag. Geoelectr.*, 36 pp 267-284

KONO M., 1987, Changes in TRM in a basalt due to laboratory heating, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 46, pp 1-8

MARTIN DEL POZZO, A. L. 1990 *Geoquímica y Paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin*, Tesis doctoral, Fac. de Ciencias, UNAM, México. Inédita.

MOOSER F., NAIRN A. AND NEGENDANK J., 1974, Paleomagnetic investigation of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A Paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico, *Geol Rund.* 63, pp 451-483

MORALES CONTRERAS, J. J., 1993, Sistema automatizado para la determinación de propiedades magnéticas en función de la temperatura, Tesis de Licenciatura, Fac. de Ciencias, UNAM, inédita.

PETERSEN N., 1982, Gesteinsmagnetismus, Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig Maximilians Universität München pp 71

RADHAKRISHNAMURTY C., LIKHITE S. D. DEUTSCH E. R. AND MURTHY G. S., 1982, On the complex magnetic behaviour of titanomagnetites, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30 pp 281-290

RADHAKRISHNAMURTY C., 1993, Magnetism and Basalts, Geological Society of India, Bangalore

ROLPH T.C. AND SHAW J., 1985, A new method of paleofield magnitud correction for thermally alter samples and its implication to lower carboniferous lavas. *Geophysic J. R. Astr. Soc* 80, pp 773-781

SENANAYAKE W.E. AND McELHINNY M. W., 1981, Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: interpretation of results from basaltic rocks, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26 pp 47-55

SHAW J., 1974, A new method of determining the magnitud of the paleomagnetic field: Application to five historic lavas and five archeological samples. *Geophysic J. R. Astr. Soc.* 39, pp 133-141.

TARLING D.H., 1983, Paleomagnetism: Principles and applications in Geology, Geophysics and Archeology, Chapman & Hall, New York

THELLIER, E., & O. THELLIER, 1959, Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, *Ann. Geophys.*, 15, pp 285-376

TURCOTTE D. L. AND SCHUBERT G., 1982, Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems, John Wiley & Sons, New York

URRUTIA FUCUGAUCHI, J., 1976, Estudio paleomagnético de rocas ígneas del norte del estado de Jalisco, México, Tesis de Maestría, Universidad de México, 292 p.

URRUTIA FUCUGAUCHI, J., 1979, Further reliability tests for determination of paleointensities of the Earth's magnetic field, *Geophys. J. R. astr. Soc.* 61, pp. 243-251

URRUTIA FUCUGAUCHI, J., RADHAKRISHNAMURTY C. AND NEGENDANK J. F. W., 1984, Magnetic properties of a columnar basalt from Central Mexico, *Geophysical Research Letters*, vol. 11, No 9, pp 832-835

URRUTIA FUCUGAUCHI, J., Y MARTIN DEL POZZO A. L., 1993, Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra Chichinautzin, cuenca de México, *Geofisica Internacional* 32, Num 3, pp 523-533

WALTON D., 1988, The lack of reproducibility in experimentally determined intensities of the Earth's Magnetic Field, *Reviews of Geophysics*, vol. 26 No. 1, pp 15-22