

# Propiedades magnéticas y petrofábrica de unidades volcánicas terciarias de la región de Arandas-Atotonilco, Jalisco, México

J. Urrutia-Fucugauchi\* y Roberto S. Molina Garza\*\*

\*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM

\*\*Department of Geological Sciences, Universidad de Michigan, Michigan, USA.

Recibido: 8 diciembre, 1990; aceptado: 11 diciembre, 1991.

## RESUMEN

Se reportan los resultados de un estudio combinado de paleomagnetismo, propiedades magnéticas, observaciones con microscopio óptico en láminas delgadas y superficies pulidas, microscopio electrónico de barrido (SEM) y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) en varias unidades volcánicas de la región de Arandas-Atotonilco, Los Altos de Jalisco, México. La mineralogía magnética y estados de dominio se estiman de las mediciones de susceptibilidad magnética, dirección e intensidad de la magnetización remanente natural (NRM), coeficientes Q, espectros de coercitividad y de temperaturas de bloqueo, curvas termomagnéticas (temperaturas de Curie), variación de la susceptibilidad en función de bajas temperaturas (temperatura de nitrógeno líquido), curvas de magnetización isoterma (IRM), desmagnetización por campos alternos (CA) de la IRM de saturación, curvas de magnetización remanente anhisterética (ARM), desmagnetización por CA de la ARM de saturación, pruebas de Lowrie-Fuller de estado de dominio magnético y pruebas de magnetización remanente viscosa. Las características de flujo y petrofábrica se determinan a partir de los datos de ASM. Las direcciones de flujo estimadas de observaciones de campo correlacionan con las direcciones de los ejes de susceptibilidad mínimos. Las intensidades de magnetización de cada sitio y de todos los sitios siguen una distribución logarítmico normal. En general, la mineralogía magnética y los estados de dominio son de naturaleza compleja en los diferentes flujos. Las diferencias y similitudes en y entre las varias unidades se discuten en términos de los parámetros magnéticos e indicadores de estado de dominio. Los experimentos de determinación de paleointensidades se discuten en términos de los datos sobre estado de dominio, en particular en referencia a los datos de temperaturas de Curie, espectro de temperaturas de bloqueo y variación de la susceptibilidad con bajas temperaturas.

**PALABRAS CLAVE:** Magnetismo de rocas, fábrica magnética, minerales opacos, rocas volcánicas, región de Arandas-Atotonilco, Jalisco, México.

## ABSTRACT

Detailed paleomagnetic, rock-magnetic, ore-microscopy, scanning electron microscopy (SEM) and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) studies of volcanic units from Arandas-Atotonilco, NW Jalisco State, Mexico are reported. Units are basaltic and basaltic-andesite flows of Miocene age (dated by K-Ar). The magnetic mineralogy and domain states are derived from measurements of low-field susceptibility, intensity and direction of natural remanent magnetization (NRM), Q-coefficients, NRM coercivity and unblocking temperature spectra, thermomagnetic curves (Curie points), susceptibility variations with low-temperatures (down to liquid nitrogen temperature), isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition, alternating field (AF) demagnetization of saturation IRM, anhysteretic remanent magnetization (ARM) acquisition, AF demagnetization of saturation ARM, Lowrie-Fuller test of domain state, and viscous remanent magnetization (VRM) tests. The petrofabrics and lava flow characteristics are determined from the AMS results. The minimum principal susceptibility axes correlate with the lava flow directions (estimated from field observations). The NRM intensities closely follow a lognormal distribution. The ore-microscopy, SEM, rock magnetics and AMS data document a complex assemblage of magnetic minerals and grain sizes. Within- and between- lava flow differences and similitudes are discussed in terms of various magnetic parameters and domain state indicators. Paleointensity experiments are discussed in terms of domain states, particularly with respect to Curie temperatures and blocking temperature spectra and the susceptibility variation with low temperatures (down to liquid nitrogen temperature).

**KEY WORDS:** Rock-magnetism, magnetic fabric, opaque minerals, volcanic rocks, Arandas-Atotonilco region, Jalisco State, Mexico.

## 1. INTRODUCCION

Los estudios paleomagnéticos han proporcionado información sobre las variaciones espaciales y temporales del campo geomagnético en el pasado geológico. Esta información permite contar con sistemas de referencia temporal y geométrico, de utilidad en problemas estratigráficos y tectónicos. La información paleomagnética reside en ciertos minerales tales como los óxidos de hierro (Fe) y titanio (Ti), sulfuros de hierro, hidróxidos de hierro y carbonatos de hie-

ro. Las características del registro paleomagnético dependen de la composición, tamaño, cantidad, arreglo y distribución, etc. de los minerales magnéticos (ver por ejemplo: Stacey y Banerjee, 1974; Valencio, 1980; Tarling, 1983; O'Reilly, 1984). En el caso de las rocas volcánicas, las propiedades magnéticas dependen principalmente de los óxidos de hierro y titanio (y otros elementos traza). Los óxidos se distribuyen en series, caracterizadas por sus con-

tenidos relativos de Fe y Ti. De estas series, las de titanomagnetitas, titanohematitas y titanomaghemitas presentan un interés particular, por su abundancia relativa en las diversas litologías y por sus propiedades magnéticas. El documentar la mineralogía magnética presente y sus características (en particular sus estados de dominio magnético) es importante en estudios paleomagnéticos, determinaciones de la paleointensidad del campo geomagnético en el pasado y exploraciones aeromagnéticas y magnetométricas.

Cuando una roca se encuentra fundida, los minerales ya cristalizados están sujetos a esfuerzos. El campo de esfuerzos está controlado por las condiciones de flujo del magma y por el modo de emplazamiento. La fábrica de flujo ha sido reconocida en cuerpos ígneos a partir del estudio de varios elementos mineralógicos. Sin embargo, las observaciones necesarias para estimar la petrofábrica requieren un procedimiento laborioso y frecuentemente las características de flujo son difíciles de determinar; por estas razones se ha propuesto el empleo alternativo de observaciones de propiedades magnéticas como la dirección de lineación magnética y el plano de foliación magnética (Ellwood y Whitney, 1980; Birch, 1979; Urrutia, 1986) para interpretar la dirección de flujo de lavas, aunque muchas veces sin resultados concluyentes. Las condiciones prevalecientes durante el flujo de material fundido presentan diferencias con respecto a las presentes durante el depósito en medios fluviales, lacustres o marinos (Tarling, 1983; Urrutia, 1983). En el caso de magmas: (a) las viscosidades son mucho mayores que las observadas en medios acuosos con sedimentos, (b) el comportamiento reológico del magma depende en mayor grado de las variaciones de temperatura, lo que da lugar a diversas condiciones plásticas, visco-plásticas, etc. y (c) las temperaturas a las cuales se tienen condiciones de flujo son generalmente superiores a las temperaturas de bloqueo y de Curie de los minerales magnéticos. La acción del campo magnético sobre los minerales ferromagnéticos es nula o muy pequeña en el caso de magmas. Entre las fuerzas que actúan en la conformación de la fábrica magnética, las fuerzas gravitacionales son también afectadas por la alta viscosidad. Los alineamientos preferenciales de los minerales (en fábricas con características de flujo) son probablemente producidos por fuerzas hidrodinámicas.

La fábrica magnética se representa usualmente por el elipsoide de susceptibilidad magnética. La anisotropía en la susceptibilidad magnética (ASM) es causada por el alineamiento de los ejes cristalográficos o ejes morfológicos. Es decir, en algunos casos, la ASM está relacionada a la orientación preferencial de los ejes de máxima longitud de los minerales magnéticos y correlaciona con la dirección de flujo o el estado de esfuerzos durante el emplazamiento del magma.

Sin embargo, la interpretación que se da a los datos de ASM es incompleta sin la consideración de otros elementos como: los minerales magnéticos responsables de la anisotropía (Bathal, 1971), la configuración de dominios magnéticos (Stephenson *et al.*, 1987), los efectos de materiales

de comportamiento diamagnético, superparamagnético o paramagnético (McCabe *et al.*, 1985) y los problemas experimentales asociados a la medición de la susceptibilidad magnética (Urrutia, 1980b, 1981; Hrouda *et al.*, 1971); que son aún más importantes en rocas volcánicas, las cuales presentan generalmente baja anisotropía.

En este trabajo se reportan resultados de un estudio de propiedades magnéticas y de ASM (direcciones de flujo y condiciones de emplazamiento) en rocas volcánicas. El área en estudio se encuentra localizada en la porción noreste del Estado de Jalisco, en la región de Los Altos, Arandas-Atotonilco (Figura 1).

## 2. UNIDADES VOLCÁNICAS DE ARANDAS-ATOTONILCO, JALISCO

Los sitios muestreados se localizan (referencia: cartas topográficas 1:50,000 de DETENAL F-13-D-69 (Jesús María) y F-13-D-69 (Atotonilco el Alto) a los lados de las carreteras Arandas-San Ignacio, San Ignacio-Atotonilco el Alto, Carretera Estatal 5 y camino de Santiaguito de Velázquez-Jesús María (Figura 1).

Los primeros trabajos en estas unidades volcánicas son estudios paleomagnéticos y petrográficos preliminares, que incluyen la medición de la magnetización remanente natural (MRN), desmagnetización térmica y por campos alternos, identificación de minerales magnéticos y observaciones petrográficas. Entre los resultados principales, se tiene la estimación de la dirección y posición polar media para el Terciario inferior (Oligoceno-Mioceno). La edad de las unidades se estimó a partir de los datos paleomagnéticos, por comparación con unidades estudiadas y fechadas de la región de Durango (Urrutia, 1976; Urrutia y Pal, 1977).

Entre los trabajos subsecuentes, se tiene un estudio de paleointensidad del campo geomagnético y de fechamientos radiométricos de K-Ar (Urrutia, 1980a). En 16 muestras no desmagnetizadas del estudio anterior se aplicó la técnica experimental descrita por Shaw (1974) para la determinación de paleointensidades, que incorpora una magnetización remanente anhisterética (ARM) en cada paso y estudia su espectro de coercitividad, para identificar alteraciones en la muestra durante el calentamiento. Los fechamientos fueron realizados por el método de K-Ar en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica de la Universidad de Buenos Aires, Argentina. Las fechas obtenidas para las unidades de los sitios 1, 7 y 8 son respectivamente  $13 \pm 2$ ,  $14 \pm 2$  y  $12 \pm 2$  Ma (Mioceno Superior) y para el sitio 4,  $52 \pm 10$  Ma (Eoceno Inferior) (Urrutia, 1980a).

El estudio paleomagnético incluyó el análisis de 8 sitios (Figura 2), con un total de 106 muestras, de diferentes derrames de andesitas basálticas y basaltos. Los sitios 1, 2 y 8 corresponden a flujos de basalto con color de gris oscuro a gris claro. Los sitios 3, 4, 5, 6 y 7 corresponden a flujos de andesita-basáltica, con color de gris claro (el sitio 6 presenta una tonalidad rosada). La textura de las rocas muestreadas es descrita como inequigranular y afanítica, variando

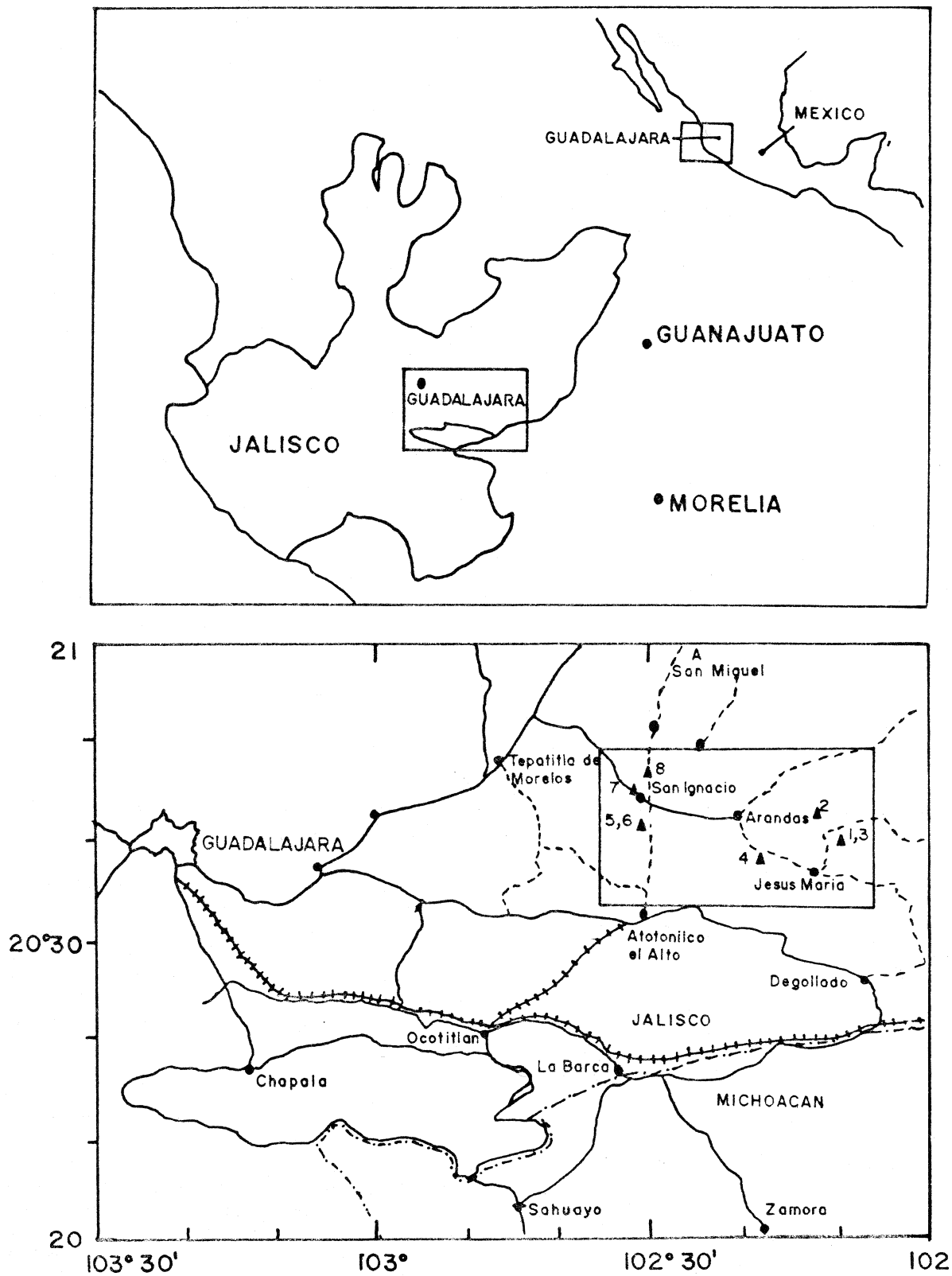


Fig. 1. (a) Mapa de localización del área en estudio. (b) Localización de los sitios estudiados (1 al 8) en la región de Arandas-Atotonilco (recuadro), Los Altos de Jalisco.

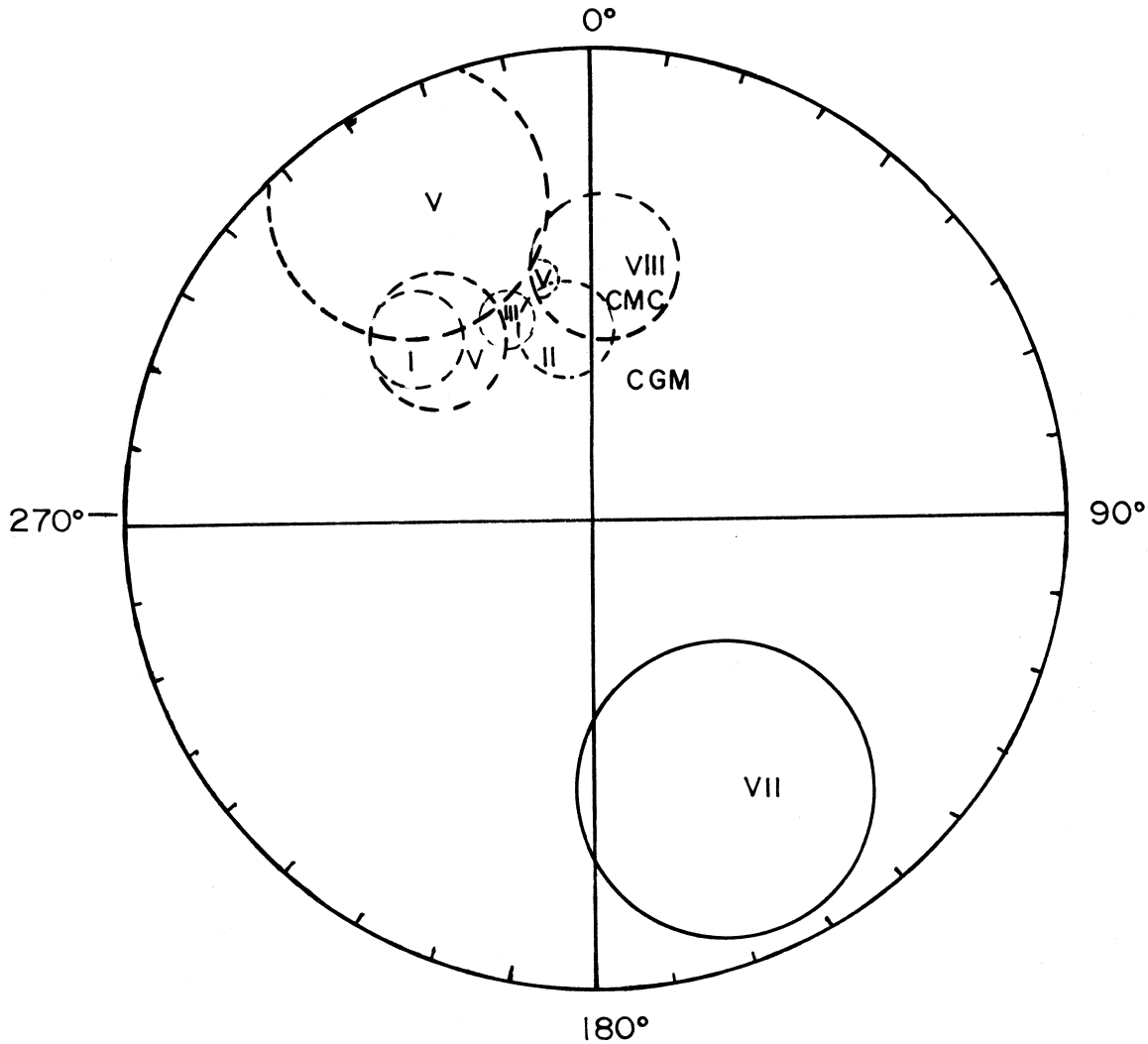


Fig. 2. Direcciones medias de magnetización remanente para las unidades estudiadas en Arandas-Atotonilco. La gráfica corresponde a una proyección estereográfica; los círculos representan los  $\alpha_{95}$  para cada dirección.

de vesicular a masiva. La magnetita es el principal mineral magnético, presente en cantidades del 4 al 7%, frecuentemente mostrando reducida alteración deutérica. Cuando la hematita ocurre es rellenando huecos entre minerales secundarios (sitios 3 y 6). Calcita de carácter secundario se observa en los sitios 2 y 5. Los cristales de plagioclasa presentan zoneamiento (Urrutia, 1976). Algunos de los datos se resumen en las Tablas 1 y 2. La mineralogía de ópacos se estudió nuevamente en mayor detalle para este trabajo y las observaciones petrográficas y de los minerales magnéticos se reportan y discuten en las siguientes secciones.

### 3. PROPIEDADES MAGNETICAS

#### 3.1 Magnetización remanente, coercitividad, temperaturas de bloqueo y curvas termomagnéticas.

La intensidad de la magnetización (J) varía en el rango de  $0.217 \times 10^{-1}$  a  $0.95 \times 10^{-5}$  A/m, con media  $0.25 \times 10^{-2}$  A/m; las menores intensidades se observaron en los sitios 3 y 6 (del orden de  $10^{-3}$  y  $10^{-4}$  A/m respectivamente). Las

intensidades siguen aproximadamente una distribución estadística log-normal (por ejemplo, Figura. 3a). Las intensidades al ser sólo valores positivos no se ajustan a una distribución gaussiana (Figura. 3b) (Tarling, 1966). Los datos de otros parámetros magnéticos como la susceptibilidad axial y las susceptibilidades principales de anisotropía siguen asimismo una distribución logarítmica normal (Urrutia, 1981).

En la desmagnetización por campos alternos en muestras piloto se observaron coercitividades bajas del orden de 10 a 15 mT (militeslas) para los sitios 1, 4 y 8; el resto mostraron campos medios destructivos (campo alterno requerido para reducir la intensidad de magnetización a la mitad del valor original) entre 27.5 y 51.5 mT. En muestras sujetas a desmagnetización térmica se observaron temperaturas de bloqueo distribuidas entre 250° y 570°C, que se pueden atribuir a variaciones de tamaño de los granos magnéticos. En la mayoría de los casos se observaron comportamientos estables con la desmagnetización y la ausencia de componentes secundarias. Las temperaturas destructivas me-

Tabla 1

Sitio	Muestra	Litología	Total	Magnetita	Hematita	Total	Olivino	Augita	Iddingsite	Calcita	Otros
I	3	basalto	7	7		93	9	4	10		70 andesina labradorita
II	15	basalto de iddingsite	7	7		93	15		9	(relleno en vacuolas)	69 labradorita
III	28	andesita basáltica	6	4	2	92	10	5	7		70 andesina labradorita
IV	37	andesita basáltica	5	5		95	10	6	4		75 oligoclasa andesina
V	48	andesita basáltica	6	6		94	10		7		76 andesina labradorita
VI	50	andesita basáltica	8	4	4	88	5	4	9		70 andesina labradorita
VII	59	andesita de olivino	7	7		90	8	2			80 oligoclasa andesina
VIII	100	basalto	6	6		94	15	2	3		74 andesina labradorita

días (temperatura requerida para reducir la intensidad de magnetización a la mitad del valor inicial) son arriba de 500°C para los sitios 1, 2 y 3; de 450° y 490°C en los sitios 8 y 6 y entre 275° y 400°C para los sitios 4, 5 y 7.

En este trabajo se reportan experimentos adicionales de medición de la intensidad de magnetización en función de la temperatura (curvas termomagnéticas) en muestras pulverizadas seleccionadas de la colección (ver por ejemplo Figura 4). Las mediciones se efectuaron en una balanza horizontal (calentamiento en aire con las muestras encapsuladas) con un campo aplicado suficiente para saturar minerales de la serie de titanomagnetitas. De esta manera se determinaron temperaturas de Curie de 575-578°C (que indican la presencia de magnetita pura). Para el sitio 7 se tienen muestras con temperaturas menores del orden de 525°C. En general, se observaron comportamientos reversibles indicando la ausencia de minerales magnéticos metaestables (maghemita) o la alteración de los minerales magnéticos presentes durante el calentamiento en el laboratorio. Las excepciones encontradas corresponden a muestras de los sitios 4 y 5, en que las curvas termomagnéticas y el espectro de temperaturas de bloqueo indica la ocurrencia de fases con temperaturas menores del orden de 410° a 460°C. Esto correlaciona con las temperaturas destructivas medias observadas, que para los sitios 4 y 5 son del orden de 390° y 275°C, respec-

tivamente. Estos aspectos presentan una correlación con otros datos, tales como la variación de susceptibilidad con temperatura y son discutidos en relación a la determinación de paleointensidades.

### 3.2 Susceptibilidad a bajas temperaturas

En siete muestras de la colección se analizó el comportamiento de la susceptibilidad a bajas temperaturas, desde 300°K hasta 77°K (temperatura de nitrógeno líquido, -196°C).

Empleando este proceso es posible investigar la composición y la configuración de dominios magnéticos predominante en una muestra (Radhakrishnamurty *et al.*, 1981; Senanayake y McElhinny, 1981; Urrutia *et al.*, 1984, 1991). Estas observaciones no permiten eliminar cierta ambigüedad excepto si se combinan con observaciones microscópicas y de coercitividad (Senanayake y McElhinny, 1981); los valores de coercitividad reportados por Urrutia (1976) apoyan la interpretación de la presencia de tamaños de grano en ambos estados, dominio sencillo y dominio múltiple.

A partir del análisis de cientos de muestras de basalto en diferentes ambientes tectónicos y de muestras sintetizadas de titanomagnetitas de diferente composición y tamaño de

Tabla 2

Sitio	Muestra	Magnetita	Plagioclasas	Olivino	Calcita	Otros
I	3	pequeñas alteraciones (oxidación deutérica)	zoneamiento (enfriamiento de la roca)	fenocristales con alteraciones (iddingsite)		
II	15		zoneamiento	alteraciones (iddingsite)	carácter secundario	presencia de pequeñas vacuolas
III	28	pequeñas alteraciones (deutéricas)	zoneamiento	alteraciones (iddingsite)		presencia de pequeñas vacuolas
IV	37	alteraciones (deutéricas)	zoneamiento	alteraciones (iddingsite)		
V	48	pequeñas alteraciones (deutéricas)	zoneamiento	alteraciones (iddingsite)	carácter secundario	
VI	50	alteraciones (deutéricas)	zoneamiento	alteraciones (iddingsite)		hematita relleno los espacios entre minerales de carácter secundario (cambio de temperatura)
VII	59		zoneamiento	alteraciones (iddingsite)		
VIII	100		zoneamiento	alteraciones (iddingsite)		vacuolas rellenas parcialmente por material de la misma roca muy fino que puede ser vidrio o sílice (?)

grano, Senanayake y McElhinny (1981), Radhakrishnamurty *et al.* (1981) y Urrutia *et al.* (1984, 1991) han distinguido cuatro tipos principales de variación de la susceptibilidad con bajas temperaturas (Figura 5).

En el primer grupo (Figura 5a) la susceptibilidad decrece de forma monótona al disminuir la temperatura y la coercitividad aumenta considerablemente. Este comportamiento se asocia a la presencia de magnetita de tamaño de dominio simple o superparamagnética y principalmente en titanomagnetitas de composición intermedia en cuyo caso la relación  $k/k_{300}$  (la susceptibilidad a temperatura ambiente entre la susceptibilidad final) es pequeña.

El segundo grupo (Figura 5b) se caracteriza por un incremento de la susceptibilidad de tal manera que  $k/k_{300} = 1.2$ . Este comportamiento está asociado a deficiencia de cationes en la estructura atómica. Este comportamiento no ha sido observado en muestras sintetizadas. Las muestras de es-

te grupo son las más estables al desmagnetizarse por campos alternos, con campos medios de desmagnetización del orden de 40 a 50 mT (Senanayake y McElhinny, 1981). En el microscopio, muestras que presentan este comportamiento presentan diferentes grados de oxidación, por lo que estos autores han propuesto que el comportamiento de dominio simple observado en este grupo puede ser debido a la presencia de intercrecimientos (lamellae) de ilmenita en los granos de magnetita, separando regiones magnéticas estables de comportamiento de dominio sencillo o pseudo-sencillo.

El tercer grupo (Figura 5c) se caracteriza por un incremento de la susceptibilidad hasta un máximo para luego decrecer de manera monótona. Esta discontinuidad en la gráfica está asociada a la transición que ocurre en magnetita a 130°K. Según el modelo de Senanayake y McElhinny (1981) la anisotropía magnetocristalina cambia de signo, esta forma de anisotropía en la susceptibilidad sería impor-

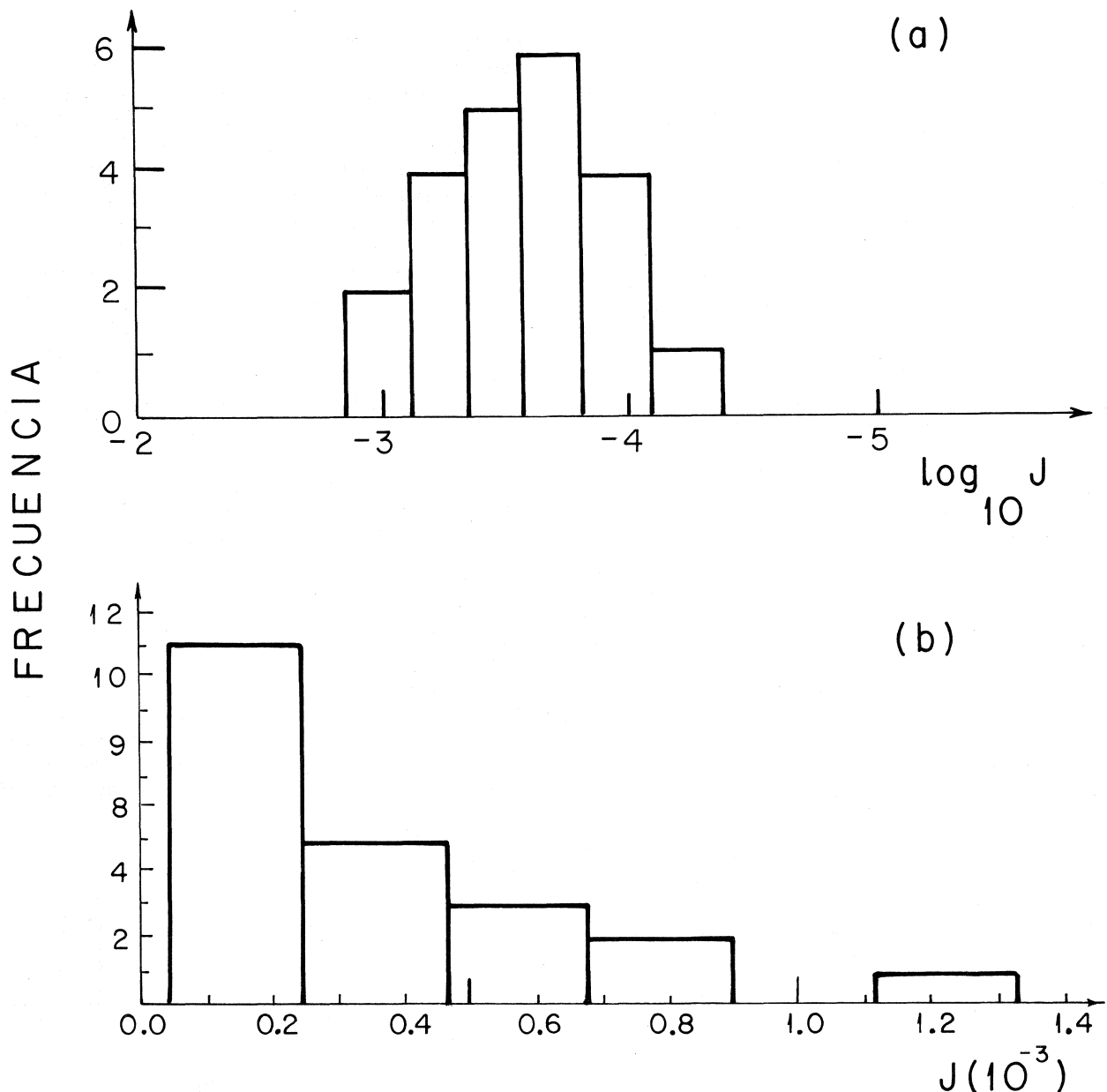


Fig.3. Distribución de los valores de intensidades de magnetización remanente natural para muestras del sitio 8 (a) gráfica semi-logarítmica, distribución log-normal. (b) gráfica lineal.

tante en granos grandes (mayor que la anisotropía de forma) y por esta razón este comportamiento se asocia a la presencia de granos de magnetita o titanomagnética rica en magnetita de dominio múltiple. Por otro lado Radhakrishnamurty *et al.* (1981) sugieren que el pico en la gráfica k-T puede ser un reflejo de la máxima contribución del superparamagnetismo a la susceptibilidad. La coercitividad final aumenta de manera poco importante.

El cuarto grupo (Figura 5d) se caracteriza por una disminución de la susceptibilidad seguida por un aumento conforme la temperatura a la que se somete la muestra se acerca a la temperatura del nitrógeno líquido (Urrutia *et al.*, 1984). Este tipo de comportamiento se ha interpretado en términos de arreglos de titanomagnetitas de dominio senci-

llo y concentraciones variables de granos de tamaño muy fino de comportamiento superparamagnético. Esta interpretación es corroborada por el incremento en la coercitividad medida a baja temperatura, -200°C, en relación con la observada a temperatura ambiente. Las propiedades magnéticas de estas muestras se asemejan a las reportadas para basaltos de composición toleítica provenientes del fondo oceánico. Las formas de los cristales presentan estructuras peculiares y composiciones intermedias en la serie de titanomagnetitas (Urrutia *et al.*, 1984, 1991).

De acuerdo con estas ideas, las muestras de Arandas-Atotonilco estudiadas corresponden a variaciones en composición y tamaño (Figura 6) de los minerales magnéticos. El instrumento y técnica empleados para la determinación

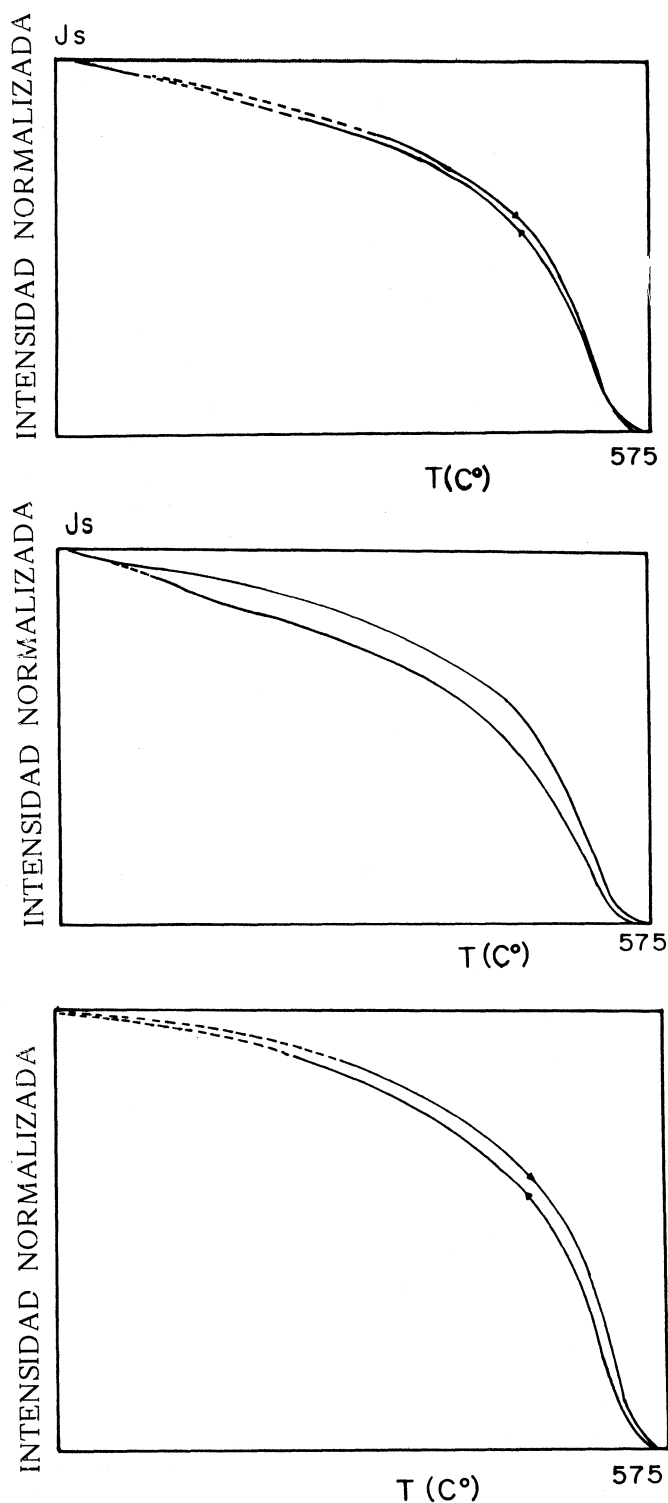


Fig. 4. Ejemplos de curvas termomagnéticas. Se indican las temperaturas de Curie estimadas. La escala vertical corresponde a la magnetización de saturación en unidades arbitrarias y la escala horizontal es temperatura en grados centígrados.

de la variación de la susceptibilidad con el cambio de temperatura es el descrito en Rhadakrishnamurty *et al.* (1981). Tres muestras (9, 15 y 59) pertenecen al segundo grupo,

interpretadas por Radhakrishnamurty *et al.* (1981) en términos de deficiencia de cationes, con una importante contribución de superparamagnetismo, con valores de  $k/k_{300}$  mayores de 3 y mayor coercitividad. Alternativamente, éstas pueden interpretarse como indicación de titanomagnetitas con intercrecimientos de ilmenita, que proporcionan subdivisiones con comportamiento de dominio sencillo y alta estabilidad (Urrutia, 1976). Esta interpretación es aquí preferida, debido a su correlación con otros indicadores de dominio magnético y los experimentos de paleointensidades. Tres muestras pertenecen al tercer grupo (21, 47 y 52) interpretadas como muestras de dominio múltiple, con valores de  $k/k_{300}$  entre 0.4 y 0.6, de acuerdo con los espectros de coercitividad observados. La muestra 62 presenta un comportamiento irregular que puede asociarse a una combinación de partículas en los estados de dominio múltiple y superparamagnéticas.

### 3.3 Magnetización isotermal y anhisterética

Los experimentos de adquisición de magnetización isotermal (IRM) en campos de hasta 1.5 teslas (T) indican la ocurrencia de minerales de baja coercitividad (por ejemplo Figura 7). Las curvas de IRM observadas corresponden a minerales de la serie de titanomagnetitas con bajo contenido de titanio y con diversas concentraciones y tamaño de grano (indicadas por los diferentes valores de saturación). Las curvas de adquisición de magnetización anhisterética (Figura 8) en campos alternos de hasta 120 militeslas (mT) son congruentes con la presencia predominante de minerales de la serie de titanomagnetitas. Las curvas de adquisición muestran saturación en campos menores a los 100 mT.

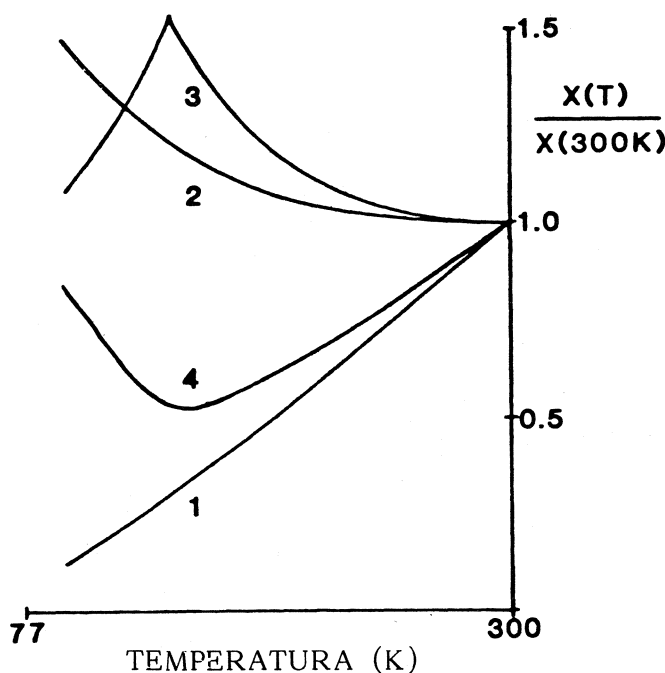


Fig. 5. Tipos de comportamiento de la susceptibilidad magnética en función de bajas temperaturas.



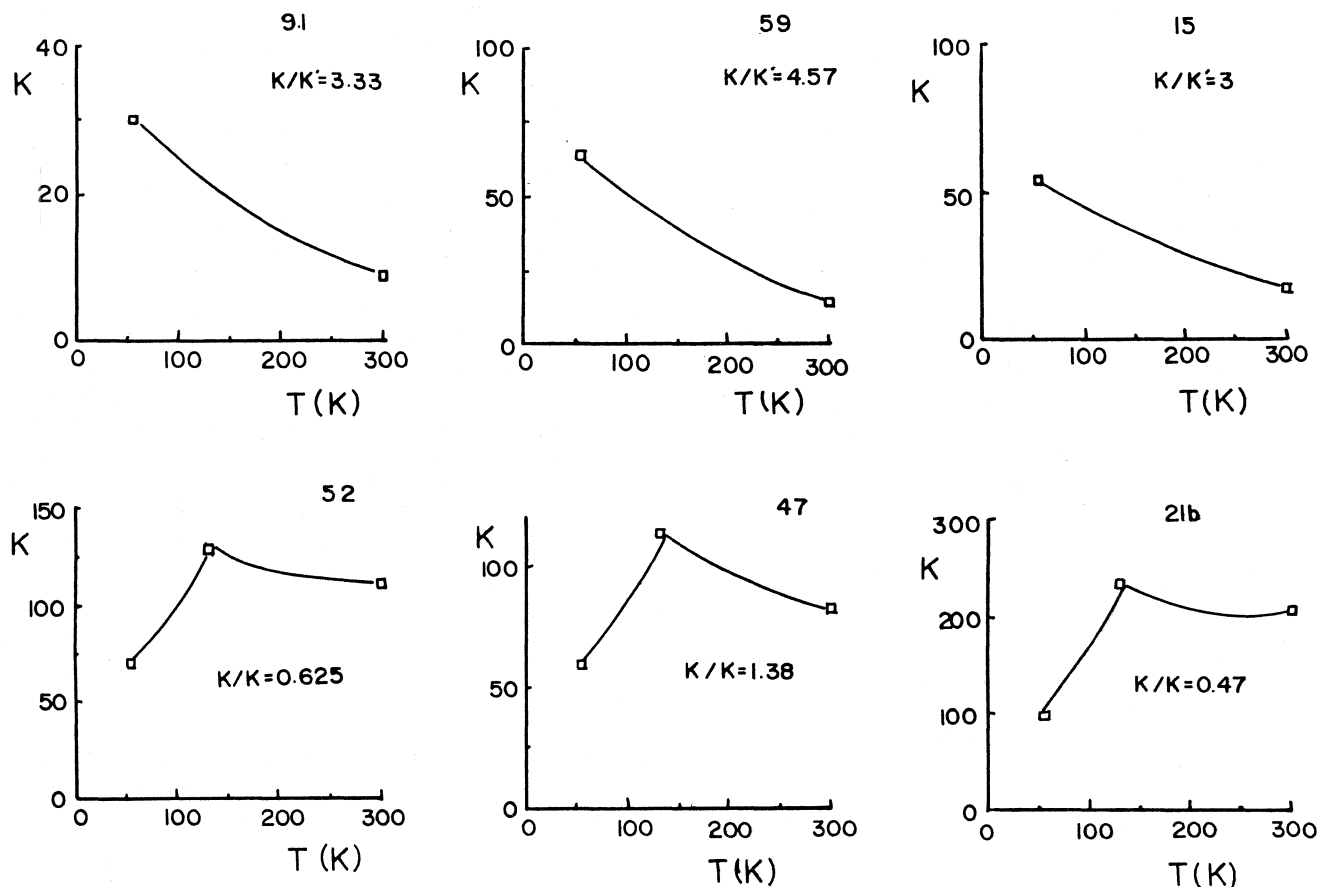


Fig. 6. Ejemplos de mediciones de variación de susceptibilidad con bajas temperaturas e interpretación de configuración de dominio magnético dominante. MD, dominio múltiple; CD, deficiencia de cationes; SP, superparamagnetismo (ver texto para explicación).

La comparación de las curvas normalizadas de desmagnetización por campos magnéticos alternos para las magnetizaciones de saturación de IRM, ARM y de NRM (Figura 9 a,b) sugiere que los minerales tienen comportamientos de dominio sencillo o pseudo-dominio sencillo (criterios de Lowrie y Fuller, 1969 y Johnson *et al.*, 1975). Las curvas de desmagnetización para la NRM muestran consistentemente coercitividades menores que las correspondientes a las magnetizaciones de IRM y ARM.

En la Figura 10 se ilustra la variación del cociente de adquisición de ARM y desmagnetización de ARM en función del campo magnético alterno empleado.

### 3.4 Anisotropía en la susceptibilidad magnética.

La anisotropía en la susceptibilidad magnética (ASM) de 85 muestras seleccionadas del estudio paleomagnético (Urrutia, 1976) fue medida en la unidad de anisotropía del sistema de magnetómetro Dígico (Molyneux, 1973; Urrutia, 1980b, 1981; Collinson, 1983).

La anisotropía en la susceptibilidad se describe en términos de direcciones y magnitudes de la susceptibilidad máxima (k1), intermedia (k2) y mínima (k3). La interpretación se complementa calculando diferentes parámetros que

relacionan las magnitudes de los valores de susceptibilidad principal (Urrutia, 1986; Tarling, 1983). Estos parámetros se muestran en una serie de tablas que se describen más adelante (Tablas 3, 4 y 5).

La variación de la susceptibilidad media, es decir el promedio aritmético entre k1, k2 y k3 se muestra en la Tabla 3 y su variación en la Figura 11. La susceptibilidad media es  $980.56 \times 10^{-6}$  (unidades cgs), aunque la distribución es sensiblemente bimodal). La variación de este parámetro dentro de cada sitio, Tabla 3, muestra que los sitios con mayor susceptibilidad media son 4, 5, 6 y 7 (susceptibilidad media mayor de  $1000 \times 10^{-6}$ ) mientras que el resto están en el rango de 250 a  $1000 \times 10^{-6}$ . Esta variación se puede relacionar al tipo de roca, siendo los basaltos pobres en olivino las muestras de menor susceptibilidad; la distribución estadística de este parámetro es generalmente gaussiana o normal dentro de cada sitio.

Los parámetros que describen el grado de anisotropía se muestran en la Tabla 4. Los parámetros calculados son los propuestos por Graham (1966) y Owens (1974), el porcentaje de anisotropía y el factor de anisotropía, respectivamente. El porcentaje de anisotropía es bajo, con una media de 6.15% y desviación estándar de 1.54. La forma del histograma construido con los valores de este parámetro in-

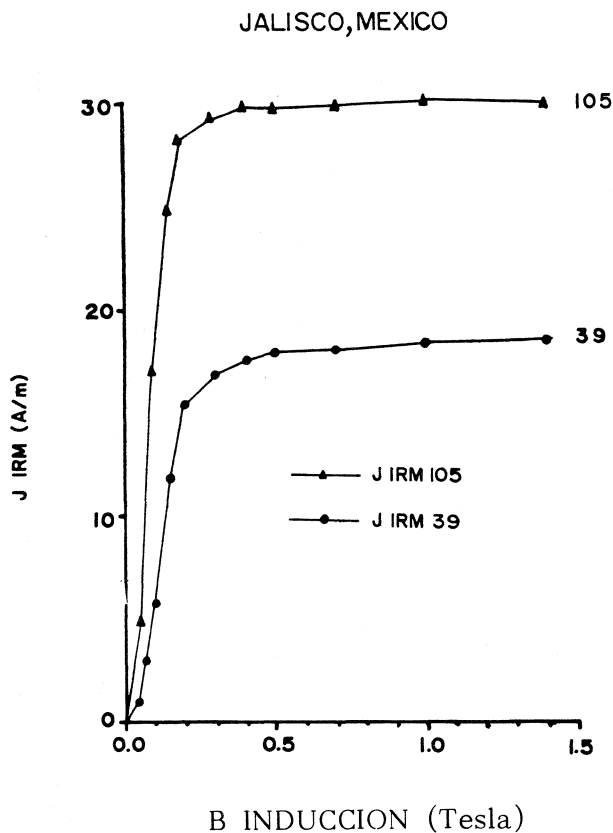


Fig. 7. Ejemplo de curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal (IRM).

dica que la distribución normal, es una buena aproximación (Figura 12). Por otro lado, el parámetro propuesto por Owens (1974) incluye  $k_2$  e indica mayor grado de anisotropía para elipsoides prolados que oblatos (Urrutia, 1986), los valores obtenidos, entre 0.02 y 0.11, indican que el grado de anisotropía es pequeño.

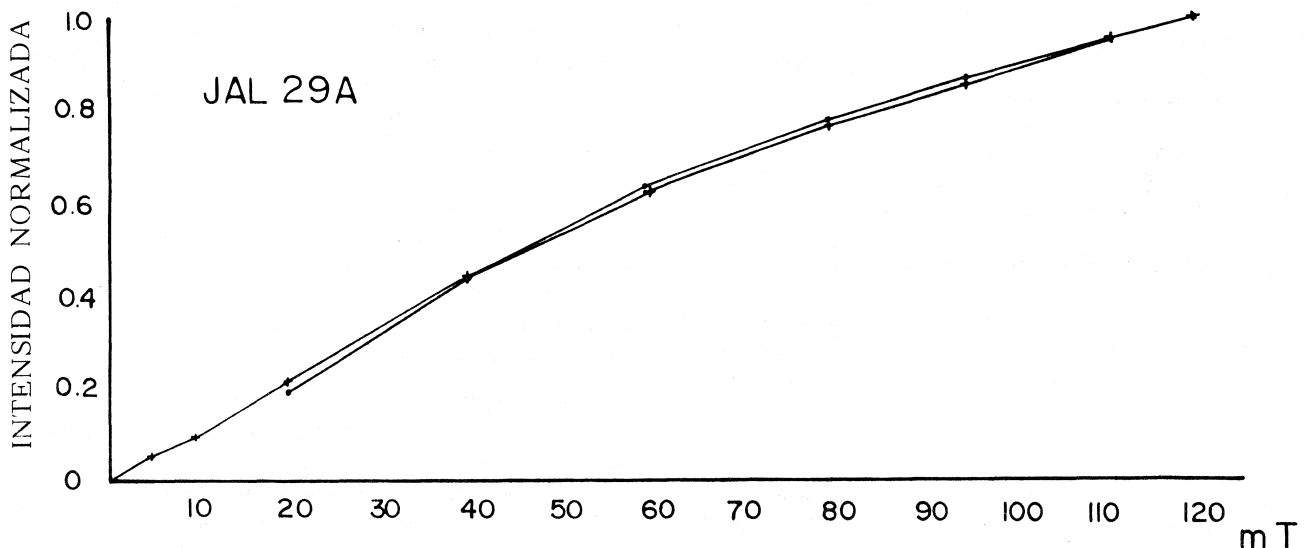


Fig. 8. Ejemplo de curva de adquisición de magnetización remanente anhisterética.

### 3.5 Fábrica magnética-Lineación y foliación.

En la fábrica magnética predomina la lineación. Se calcularon dos parámetros para describir el grado en que la fábrica es lineal y se muestran en la Tabla 4, estos parámetros son respectivamente los propuestos por Balsey y Buddington (1960) y Urrutia (1986). El grado en que la fábrica es foliada se muestra en la misma tabla, los parámetros empleados son los propuestos por Stacey (1960) y Urrutia (1986). La interpretación más simple se obtiene comparando L contra F; en este grupo de muestras L siempre es mayor que F, excepto en la muestra 55. En la Figura 13, se grafica F como abcisa y L como ordenada, utilizando los parámetros de Stacey y Balsey y Buddington respectivamente. Los puntos graficados se encuentran por encima de la línea  $L = F$ , en el campo de prolidad dominante. Las muestras en que el valor de estos parámetros está en las colas de la distribución (L relativamente muy pequeño o F muy grande) muestran en ocasiones direcciones principales de susceptibilidad distintas al resto de las muestras del sitio (por ejemplo las muestras 60.1, 52.1 y 105.9).

Las elipses de susceptibilidad son predominantemente proladas (Tabla 4), con valores pequeños del parámetro de oblicuidad ( $0 \leq 1$ ) y prolidad media de 16.8. Ambos parámetros están distribuidos asimétricamente con mayor dispersión hacia los valores más altos. Los parámetros empleados son los propuestos por Khan (1962) y Urrutia (1977).

### 3.6 Direcciones principales de susceptibilidad

Las direcciones medidas de los ejes principales de susceptibilidad (Figura 14) se calcularon utilizando la estadística de Fisher (Fisher, 1953) y por el método de análisis de componentes principales. En el primer caso las medidas de dispersión son los parámetros  $\alpha_{95}$  (círculo de confianza

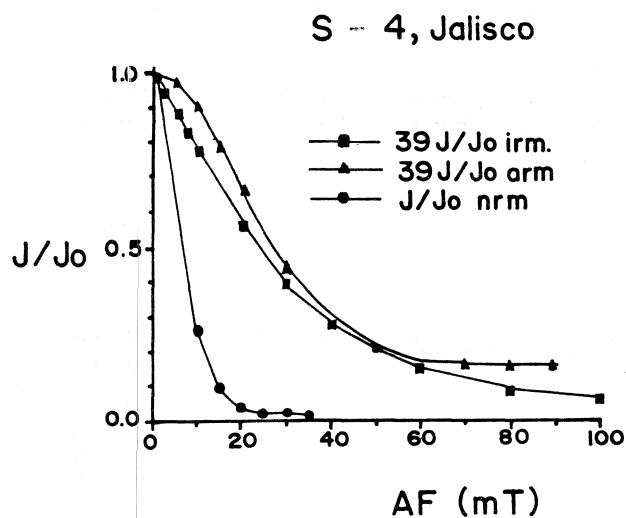
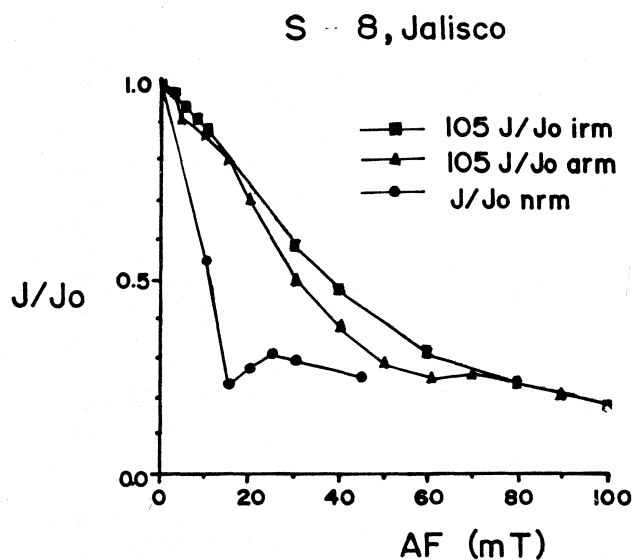


Fig. 9. Comparación de curvas de desmagnetización por campos magnéticos alternos para magnetizaciones natural (NRM), isotermal (IRM) y anhisterética (ARM). Ver texto para discusión de interpretación en términos de configuración de dominio.

al 95%) y  $k$  (parámetro de concentración); en el segundo caso la desviación angular media (MAD). Los parámetros  $\alpha_{95}$  y MAD no son directamente equivalentes. Las direcciones medias se resumen en la Tabla 5.

Las direcciones principales de susceptibilidad máxima están bien definidas, mostrando dispersiones pequeñas ( $\alpha_{95} < 10$  y  $k > 20$ ), excepto los sitios 4 y 7 en los que la dispersión es un poco mayor. La dirección de máxima susceptibilidad es semi-vertical, excepto en los sitios 3 y 7. Las direcciones de susceptibilidad intermedia y mínima están prácticamente en el plano horizontal y en general no están tan bien definidas como  $k_1$ . En los sitios con litología

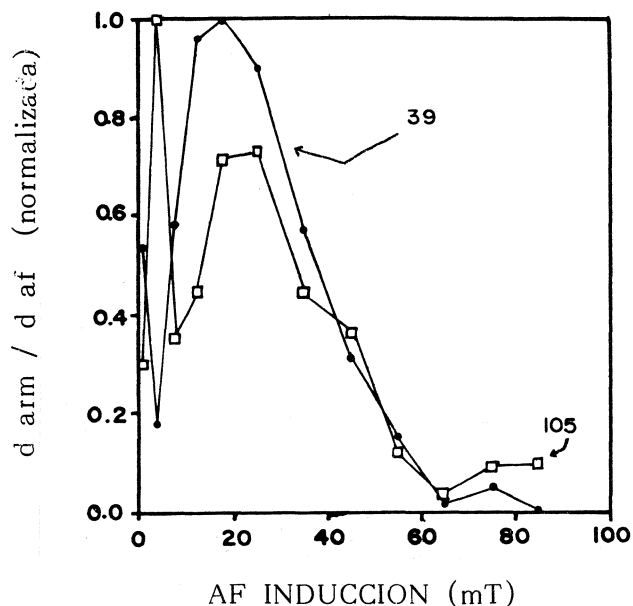


Fig. 10. Gráfica del cociente ARM/AF ARM en función del campo magnético de inducción para dos muestras.

descrita como basaltos, (1, 2 y 8) se observan elipsoides de susceptibilidad mejor definidos. Las direcciones de los ejes de susceptibilidad tienen distribuciones bipolares, las Figuras 14a a 14g muestran proyecciones estero gráficas de las direcciones en el hemisferio inferior (invirtiendo las polaridades para este fin), excepto en el sitio 3 (donde la orientación de la elipse se muestra más claramente con las direcciones de susceptibilidad mínima reversas). Los círculos, triángulos y cuadrados representan respectivamente las direcciones de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima. el mismo símbolo pero delineado representa la dirección media calculada.

Las muestras de los sitios 1 y 2 se clasificaron como basaltos, presentan textura vesicular con una alta porosidad. La dirección  $k$  es casi vertical. La distribución de las direcciones mínima e intermedia es bimodal, es decir, se pueden distinguir dos agrupamientos, separados por un ángulo de  $53^\circ$  aproximadamente, referidas como los grupos "A" y "B", con 5 y 4 muestras respectivamente (8 y 7 especímenes) para el sitio uno y 6 y 3 muestras (12 y 6 especímenes) para el sitio 2; los dos grupos de direcciones se muestran más claramente en los diagramas de rosa construidos en la Figura 15. La dirección "B" está ligeramente mejor definida en el sitio uno. Un fenómeno observado en pocas muestras es la ambigüedad en la definición de  $k_2$  y  $k_3$ , por el pequeño grado de anisotropía, por ejemplo en la muestra 4, los 3 especímenes muestran estas direcciones alternadas. En el sitio 2 la dirección "A" está mejor definida.

Las muestras del sitio 3 son andesitas basálticas, masivas y con pequeñas vesículas, el contenido de magnetita es relativamente bajo y presentan también hematita (2%). El sitio 3 presenta una fábrica magnética bien definida. Las di-





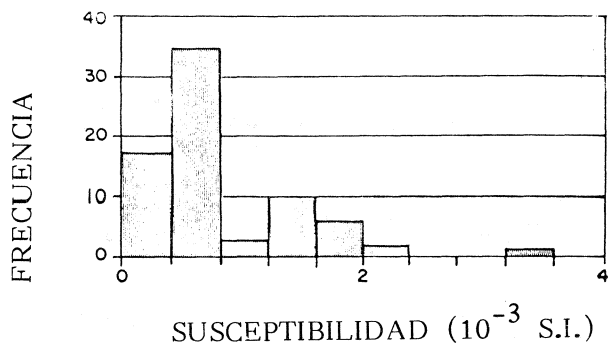


Fig. 11. Distribución de valores de susceptibilidad media en un

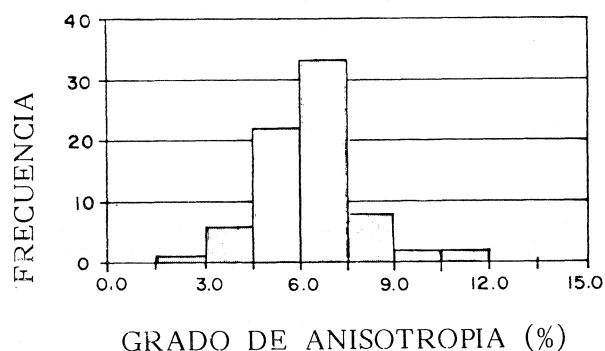


Fig. 12. Distribución del grado de anisotropía en porcentaje en un histograma de frecuencias.

recciones principales se obtuvieron eliminando ambos especímenes de la muestra 23, aunque en ellos se observan direcciones similares al resto de las muestras al no considerarlas se obtiene un incremento notable en el valor del parámetro k.

Las muestras de los sitios 4, 5 y 6 se clasificaron también como andesitas basálticas. La dirección media de  $k_1$  es casi vertical y las direcciones poco dispersas, sin embargo las direcciones de susceptibilidad intermedia y mínima están distribuidas más bien a lo largo del círculo de la horizontal, con la dirección intermedia hacia el NE-SW y la mínima hacia el SE-NW. Para el sitio 4, eliminando las dos direcciones más alejadas de la media se obtiene una media muy similar pero el valor de  $\alpha_{95}$  se reduce y  $k$  aumenta. Así se determinaron mejores estimaciones de las direcciones para  $k_2$  y  $k_3$  respectivamente.

Los sitios 5 y 6 se consideraron independientemente en el estudio paleomagnético sin embargo, por el reducido número de muestras y por su cercanía, para los estudios de anisotropía se consideran como en forma asociada. Las muestras del sitio 6 presentan hematita secundaria. Las muestras 49 y 54 no se incluyeron en el análisis y en la muestra 47 se consideró la posibilidad de ambigüedad entre las direcciones de  $k_2$  y  $k_3$ . En estos sitios la susceptibilidad intermedia está preferentemente orientada entre el NW y el N, las direcciones de  $k_3$  presentan una distribución cerca del plano horizontal hacia el W y el SW.

El sitio 7 incluye 5 muestras de basalto de olivino. La fábrica magnética está pobremente definida. En el sitio 8 la fábrica magnética está definida con menor ambigüedad que en ningún otro, aunque no con mejor precisión. La dirección de  $k_1$  es semivertical y las direcciones intermedia y mínima son semi-horizontales, hacia el norte y el este respectivamente. Para calcular la media se eliminaron las muestras 96 y 98.1, que son sensiblemente diferentes al resto de las observaciones.

### 3.7 Minerales opacos

El estudio de los minerales magnéticos se realizó utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM) y un microscopio óptico con luz reflejada en superficies pulidas (Haggerty, 1981; Negendank, 1972). En la Figura 16 se presentan algunos ejemplos de los minerales observados, que corresponden a óxidos de hierro y titanio de diversas composiciones y tamaños. Estos ejemplos corresponden al sitio 8, que presenta la fábrica magnética mejor definida. En este sitio, la ocurrencia más común de óxidos es en forma de cristales grandes y alargados de ilmenita, euhedrales, que varían entre unas 20 y 100 micras. La relación promedio largo-ancho es de 15:1 (Figura 16a). En mucho menor abundancia se observan cristales de la solución sólida magnetita-ulvospinel, con bajo contenido de titanio y alta densidad de lamelas de ilmenita a lo largo de los planos  $\{1,1,1\}$ , producto de oxy-exolución de alta temperatura (textura Trellis). La mayoría de los cristales de magnetita son aproximadamente equidimensionales y el tamaño varía entre 2 y 10 micras (Figura 16b), aunque algunos granos son de mayor tamaño, hasta de 150 micras (Figura 16c). En estas imágenes se puede observar que la distancia entre lamelas de ilmenita es generalmente menor a una micra (Figura 16d). También es posible observar inter-crecimientos de ilmenita en forma de lamelas gruesas paralelas a uno de los planos  $\{1,1,1\}$  (Figura 16d). La ilmenita también ocurre en forma de inclusiones de forma irregular. Las texturas observadas son típicas de los estados C2 a C3 de oxidación (Haggerty, 1981).

Análisis cualitativos de la composición se realizaron con el microscopio electrónico, con una resolución espacial de hasta 2 a 3 micras. Los análisis en las lamelas gruesas de color oscuro indican que el contenido de Ti es mayor que en las áreas de tono más claro, sin embargo las observaciones en estas áreas incluye un promedio entre áreas claras (pobre Ti) y lamelas delgadas (alto Ti). Las temperaturas de Curie indican la ocurrencia de magnetita pura (575°C), por lo que es posible asumir que la magnetización reside en pequeños dominios de magnetita separados por las lamelas de ilmenita.

Respecto a la anisotropía magnética observada, sus relaciones no son claras. El mineral magnético más abundante es ilmenita o más estrictamente minerales de la solución sólida hematita-ilmenita. La composición primaria en basaltos varía entre ilm80-hem20 ( $y = 0.8$ ) e ilm95 - hem5 ( $y = 0.95$ ) (Haggerty, 1981). A temperatura ambiente la ilmenita pura muestra un comportamiento paramagnético.

Tabla 4

	MAXIMA			INTERMEDIA			MINIMA				MAXIMA			INTERMEDIA			MINIMA		
	DEC	INC	a95	DEC	INC	a95	DEC	INC	a95		DEC	INC	a95	DEC	INC	a95	DEC	INC	a95
<b>SIT. 1</b>										<b>SIT. 4</b>									
1	67	77		339	0		249	13	b	33	205	74		6	5		279	-9	
1	89	68		359	0		268	22	b	34	25	83		60	-5		330	-6	
2	339	84		345	-6		255	3	b	35	281	87		84	2		354	-3	
2	1	84		345	-5		255	2	b	36	331	82		52	-3		322	-7	
4	30	84		301	-2		211	6	a	38	352	75		31	-12		299	-9	
4	222	85		295	-2		26	5	a	39	208	82		66	8		335	1	
4	17	83		297	-1		27	-7	a	40	299	83		89	0		10	-7	
5	144	79		312	-11		223	-4	a										
6	154	83		294	6		205	-5	a	<b>MEDIA</b>	<b>321</b>	<b>85</b>	<b>6</b>	<b>244</b>	<b>2</b>	<b>19</b>	<b>335</b>	<b>-5</b>	<b>21</b>
8	207	84		339	4		250	4	b	Dirección esperada de flujo N 50 W									
9	23	75		300	-2		212	-2	a										
9	67	69		286	17		193	13	a	<b>SIT. 5-6</b>									
10	337	81		290	-6		201	-6	a	42	245	81		9	-2		281	-9	
11	43	78		182	9		273	7	b	43	183	80		151	-9		242	2	
11	269	81		184	9		275	-9	b	45	89	85		177	0		267	5	
										47	198	82		350	8		80	2	
<b>MEDIA</b>	<b>53</b>	<b>83</b>	<b>9</b>	<b>170</b>	<b>4</b>	<b>9</b>	<b>260</b>	<b>2</b>	<b>15 b</b>	49	171	68		93	3		5	21	
Dirección esperada de flujo N 75 E										49	15	80		341	9		251	-3	
										52	275	81		169	-1		258	9	
<b>SIT. 2</b>										52	254	81		139	-7		229	6	
12	133	79		279	9		10	6	a	54	278	63		162	11		249	-24	
12	140	82		294	7		25	3	a										
13	144	83		267	4		357	6	a	<b>MEDIA</b>	<b>238</b>	<b>86</b>	<b>7</b>	<b>345</b>	<b>5</b>	<b>13</b>	<b>262</b>	<b>0</b>	<b>11</b>
13	145	84		267	3		357	5	a	Dirección esperada de flujo S 80 E									
14	137	74		214	5		305	17	b										
14	294	84		211	4		302	15	b	<b>SIT. 7</b>									
16	95	84		267	-5		357	1	a	55	224	67		97	19		5	13	
16	111	78		315	-4		224	-11	-	56	269	43		134	36		206	-25	
16	111	78		321	-3		230	-11	-	57	303	61		158	25		239	-14	
17	38	82		262	-8		351	0	a	60	3	53		102	8		198	36	
17	8	78		279	7		8	-10	a	60	7	80		114	10		209	27	
18	266	87		225	2		315	3	b	61	240	67		132	9		219	-21	
18	268	87		228	2		318	2	b	<b>MEDIA</b>	<b>262</b>	<b>63</b>	<b>23</b>	<b>126</b>	<b>21</b>	<b>23</b>	<b>213</b>	<b>19</b>	<b>27</b>
19	102	76		285	15		14	-2	a	Dirección esperada de flujo S 25 E									
19	101	74		298	14		27	-6	a										
19	294	82		276	-6		7	-6	a	<b>SIT. 8</b>									
19	31	74		302	5		212	15	-	96	209	61		127	2		219	-29	
20	336	84		261	2		351	-6	a	96	117	79		169	-10		255	6	
20	333	84		264	-1		354	-6	a	96	200	73		0	6		260	-13	
21	65	76		221	14		314	20	b	97	170	81		340	8		90	-6	
21	67	76		221	14		314	3	b	97	192	82		221	-3		251	1	
										98	198	87		5	13		131	1	
<b>MEDIA</b>	<b>80</b>	<b>85</b>	<b>5</b>	<b>275</b>	<b>3</b>	<b>8</b>	<b>183</b>	<b>1</b>	<b>9 a</b>	98	251	59		167	-9		281	-28	
Dirección esperada de flujo N - S										99	144	80		352	9		262	-5	
										99	163	75		161	-11		252	-10	
<b>SIT. 3</b>										100	257	77		203	-6		293	-11	
23	75	-14		169	-3		271	75		101	36	81		178	4		268	8	
23	75	-14		168	-6		263	74		102	291	86		184	4		93	-1	
24	103	-28		162	-8		243	60		103	187	77		167	-5		77	-12	
25	95	-21		191	22		308	59		104	176	77		179	-6		87	-11	
25	95	-21		185	12		292	65		104	175	73		10	9		98	-14	
26	85	-24		187	10		292	63		105	276	83		22	-7		294	3	
28	112	-38		161	3		251	52		105	281	84		26	-1		299	-6	
29	27	-27		203	3		285	63		<b>MEDIA</b>	<b>186</b>	<b>84</b>	<b>4</b>	<b>174</b>	<b>-7</b>	<b>6</b>	<b>264</b>	<b>0</b>	<b>9</b>
29	57	-27		197	-3		285	63		Dirección esperada de flujo ?									
30	109	-27		160	-9		212	61											
30	110	-27		159	-13		204	60											
<b>MEDIA</b>	<b>86</b>	<b>-2.5</b>	<b>15</b>	<b>174</b>	<b>1</b>	<b>11</b>	<b>271</b>	<b>66</b>	<b>9</b>										
Dirección esperada de flujo W ?																			

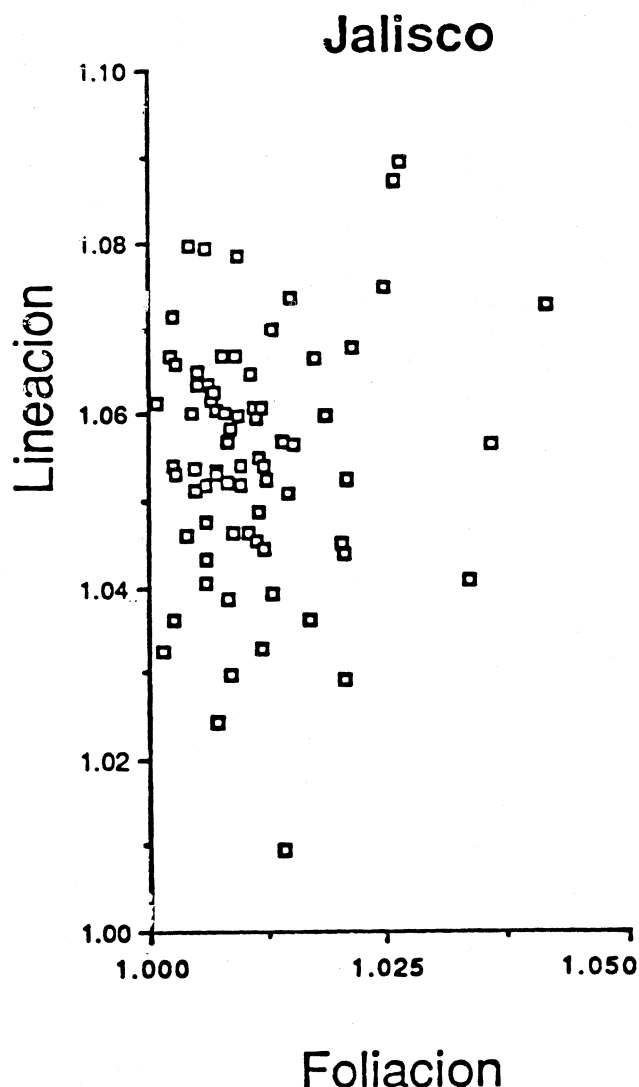


Fig. 13. Diagrama de discriminación de fábricas oblatas y proladas o de foliación-lineación.

Sin embargo la temperatura de Néel y la susceptibilidad magnética aumentan considerablemente al incrementarse el contenido de hematita en la solución sólida. La máxima susceptibilidad magnética se observa para una composición entre  $y = 0.7$  e  $y = 0.8$  (Wescott-Lewis y Parry, 1971). La susceptibilidad magnética volumétrica de la ilmenita y la maghemita tienen valores mayores promedio de susceptibilidad (alrededor de  $6.2 \times 10^{-6}$  y  $3.0 \times 10^{-6}$ , respectivamente). Por lo tanto, es posible que la anisotropía esté controlada por el alineamiento preferencial de cristales alargados de ilmeno-hematita.

#### 4. DISCUSION E INTERPRETACION

##### 4.1 Empleo de la ASM para la determinación del flujo de una corriente de lava.

Como mencionamos anteriormente, en un magma el alineamiento de granos o minerales magnéticos, generalmente ya cristalizados, puede ocurrir por la influencia del flujo mecánico del material, sin embargo esta forma de orientar los granos es generalmente débil. En magmas básicos se espera que el alineamiento sea mayor que en magmas ácidos más viscosos. En las muestras analizadas el principal mineral magnético es magnetita por lo que el tipo de anisotropía magnética dominante es anisotropía de forma.

Los estudios de dirección de flujo a partir de indicadores macroscópicos generalmente presentan dificultades prácticas, ya que: (a) los indicadores macroscópicos son vulnerables a los procesos de erosión, (b) los afloramientos frecuentemente no son favorables para las observaciones, (c) los indicadores presentan variaciones grandes en distancias cortas (de hasta unos  $40-50^\circ$ , en escala de un afloramiento) y (d) la mayor parte de las unidades no presenta indicadores macroscópicos. Aun considerando las complicaciones potenciales a la determinación de direcciones de flujo a partir de la ASM debidas al carácter irregular de los flujos lávicos, los datos que aquí se muestran son consistentes.

En contra de la interpretación intuitiva de esperar que las direcciones de máxima susceptibilidad magnética sean paralelas a la dirección de flujo, que básicamente sería consecuencia de un flujo laminar y regular de la corriente de magma, la dirección de  $k_1$  es vertical o semi-vertical. La fábrica magnética corresponde entonces a una fábrica 'inversa'. Fábricas inversas pueden deberse a efectos de forma asociados al proceso de medición de la anisotropía (Scriba y Heller, 1978; Urrutia, 1980b) o a diversos procesos de orientación de los minerales (Rochette, 1989; Urrutia, 1983).

Un resultado interesante lo constituye el paralelismo entre la dirección de mínima susceptibilidad y la dirección de flujo determinada en el campo conociendo la fuente de emisión (Tabla 5). La Figura 15 muestra la distribución de los sitios uno y dos respecto a su fuente y diagramas de rosa indicando la dirección de mínima susceptibilidad.

Aquí se proponen dos explicaciones para esta observación. Stephenson *et al.* (1986) han mostrado que cuando una roca contiene partículas magnéticas uniaxiales de dominio sencillo, la forma de los elipsoides de anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) y de magnetización remanente (MR) es diferente. En este caso, la dirección de mínima susceptibilidad es paralela al eje de fácil magnetización, y el elipsoide de magnetización remanente es más anisotrópico que el elipsoide de susceptibilidad.

Otra alternativa es una explicación mecánica, ya sea el depósito gravitacional de los granos de magnetita a lo largo de su eje de mayor longitud dentro de la corriente de lava, o la subrotación de los granos minerales como consecuencia del flujo.



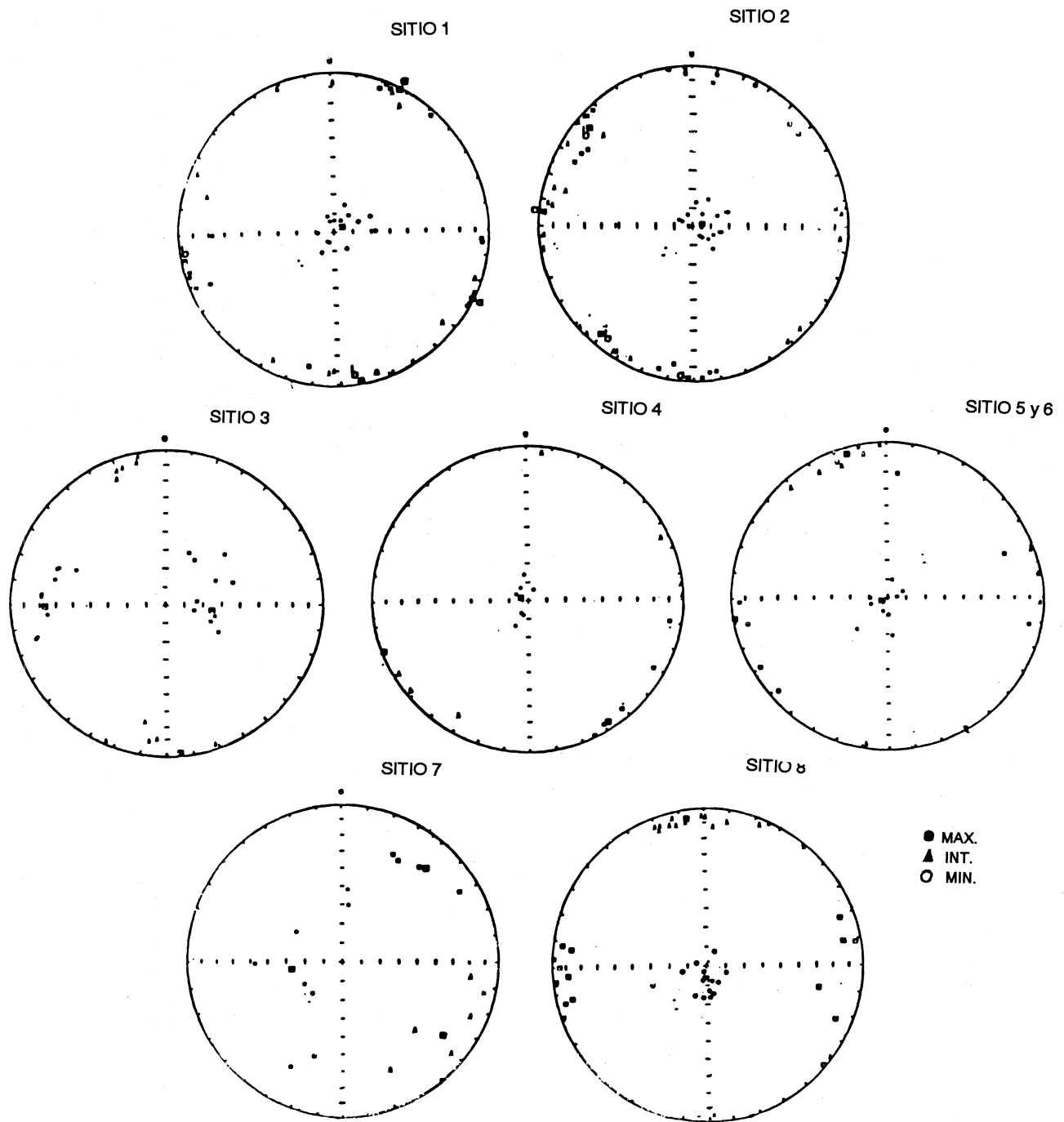


Fig. 14. Proyección estereográfica de las direcciones principales de susceptibilidad (círculos, máxima; triángulos, intermedia y cuadrados, mínima) para las ocho unidades estudiadas.

Tabla 5

SITIO	SUSCEP. MAXIMA				SUSCEP. INTERMEDIA				SUSCEP. MINIMA												
	ACP.		ESTAD. FISHER		ACP.		ESTAD. FISHER		ACP.		ESTAD. FISHER										
	DEC.	MAD	DEC	INC	DEC	INC	DEC	INC	DEC	INC	DEC	INC									
N-15	53.6	10.5	54.2	84.9	5.2	48.1	140.5	2	28.3	141.5	2	14.9	7.6	230.3	2.3	28.6	231.6	2.3	15.1	7.4	
N-8 A	54.5	10.3	54.8	84.9	7.6	55.3	116.8	0.2	10.4	116.8	0.1	7.7	52.3	207.2	0.4	10.8	207.2	0.4	7.5	55.8	
N-7B	52.6	84.9	53.4	84.9	8.8	54.4	170.2	3.7	11.2	170.3	3.7	9.1	44.6	260.2	2.4	14.3	260.4	4	15.1	27.5	
SITIO 2																					
N-18	81.4	85.4	9.3	81.2	85.4	3.9	72.7	259	4	27.8	257.2	4.5	13.2	7.8	161.7	-2.7	26.5	165.5	-3.3	12.9	8.6
N-12A	80	85.2	8.9	79.6	85.2	4.5	77.4	274.8	2.6	14.1	275.1	2.6	8	30.2	182.9	0.9	11.5	183	0.9	6.9	44.9
N-6B	85.2	85.8	10.1	85.5	85.7	9.2	53.5	220.1	6.8	7.8	220.1	6.8	7.1	80.9	131.8	-9.9	9.6	131.7	-9.9	8.8	59.9
SITIO 3																					
N-11	88	-25.8	21.8	86.1	26.4	13.9	11.6	176.2	0.8	18.4	176.4	0.9	11.2	17.5	264.5	67.1	15.5	263.8	67.1	9.4	24.5
N-10	85.7	-24.4	21.4	83.7	24.9	14.5	12	173.5	0.5	17.2	173.7	0.7	11.1	19.9	270.8	66.4	13.7	270.3	66.4	8.8	31.1
N-9	89.4	-23.4	15.9	89.1	23.5	11	22.7	175	0.2	17.6	175.2	0.3	12.8	18.8	277	65.5	11.5	276.8	65.5	7.8	44
SITIO 4																					
N-7	207.5	86.4	8.9	287	86.4	7.3	70.2	238.3	1	26.2	236	0.8	23.1	7.8	328.3	-6.1	27.3	327.3	-6.5	24.3	7.1
N-6	320.7	85.4	6.9	320.8	85.4	6.2	116	244.2	1.5	198	243.8	1.7	18.8	13.7	334.9	-5.3	22.1	334.9	-5.5	21.3	10.9
N-5	294.6	86.6	5.3	294.4	84.6	5.6	187	250	-0.4	14.6	250.1	-0.4	15.7	24.7	341.5	-4.5	17.5	341.9	-4.6	19.1	17
SIT 5-6																					
N-9	234.7	84	12.4	235.2	83.9	8.5	37.8	347.9	4.9	16.8	346.9	5	11.7	20.4	257	-2	17.6	256.8	-2.1	12.2	18.7
N-8	257.8	84	10.9	258.6	83.9	8.1	48.2	344.8	2.8	15.5	344.8	2.8	11.7	23.5	257.9	0.7	16.5	257.7	0.6	12.4	20.8
N-7	238.1	86.3	7.9	238.3	86.4	6.9	89.3	345.3	4.9	15.6	345.2	4.9	12.9	22.8	261.8	-0.1	13.3	261.8	-0.2	10.9	31.4
SITIO 7																					
N-6	295.7	69.6	25.8	297.5	69.6	24.8	8.3	121.1	18.6	21.3	121.6	18.9	20.1	12	209.9	-3.8	29	209.8	-2.1	28.6	6.6
N-4	262.3	62.5	17	262.6	62.4	22.8	17.2	125.9	20.7	20.8	125.9	20.9	22.9	17.1	212.7	-19.4	19.4	212.6	19.2	26.6	12.4
SITIO 8																					
N-17	200.7	81.7	11.8	201.7	81.6	5.5	45.7	179.9	-5	20.7	179.8	-4.8	10.1	13.5	270.6	-1.7	23.1	270.3	-2.6	11.3	11
N-16	190.9	82.3	10.2	191.1	82.2	4.9	58.5	178.1	-5.4	20.2	177.9	-5.2	10.2	14	268.4	-1.7	21.6	267.8	-2.7	10.9	12.5
N-15	186	83.5	8.9	186	83.5	4.4	76.8	180.3	-5.6	17	181	-5.5	8.6	20.8	270.1	-0.6	18.4	270.5	-0.9	9.3	18
N-12								174.3	-6.6	10.6	174.3	-6.5	6	53.9	264.1	0.5	14.9	264.3	0.2	8.5	26.8

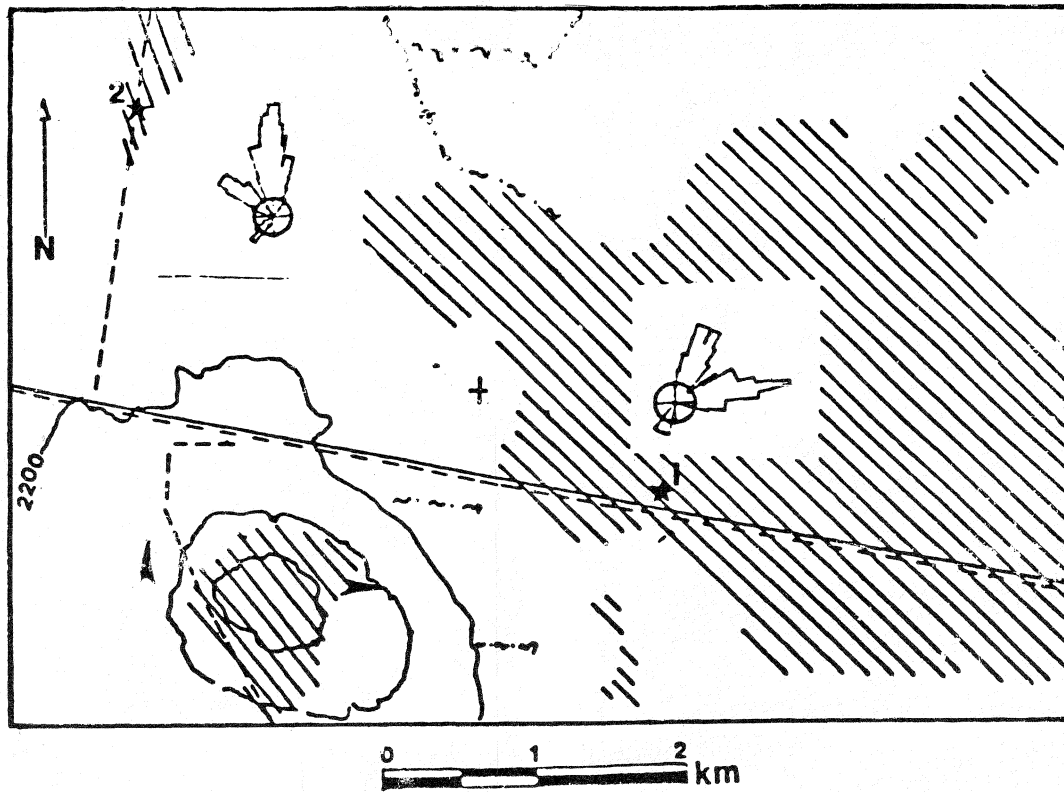


Fig. 15. Mapa de localización de los sitios estudiados, con la estimación de las direcciones de flujo de las lavas. Los caminos son para referencia de localización. Los afloramientos se indican hachurados y se incluye la dirección de los arroyos. Las curvas topográficas son cada 25 metros. Los datos de anisotropía de susceptibilidad se resumen en forma de diagramas de rosas para el eje de susceptibilidad principal mínimo.

El primer mecanismo sólo sería eficiente si los granos no alcanzan completamente el fondo de la colada sino que quedan atrapados en el camino de descenso por el rápido enfriamiento del magma. El segundo mecanismo es probablemente más eficiente, la subrotación de los granos magnéticos puede ocurrir en el frente lávico, como consecuencia de deformación y flujo interno del material.

#### 4.2 Propiedades magnéticas

Los flujos de lava estudiados presentan variaciones apreciables en sus propiedades magnéticas y mineralogía de opacos. La intensidad de magnetización varía en más de tres ordenes de magnitud. La coercitividad es generalmente intermedia, indicando minerales de la serie de titanomagnetitas. Las magnetizaciones muestran comportamiento estable con campos magnéticos y con temperaturas. Las temperaturas de bloqueo se distribuyen entre unos 250° y 570°C. Las curvas termomagnéticas son reversibles y con temperaturas de Curie del orden de 575-578°C, indicando magnetita y la ausencia de minerales metaestables como maghemita o fases de alteración durante el calentamiento. De acuerdo con la variación de la susceptibilidad con bajas temperaturas, los flujos corresponden a los grupos 2 y 3, que corresponden a magnetitas de comportamiento de dominio sencillo o pseudosencillo con intercrecimientos de ilmenita y a titanomagnetitas ricas en hierro de dominio múltiple, respectivamente. Los expe-

rimentos de adquisición de magnetizaciones isoterma y anhisterética indican minerales de la serie de titanomagnetitas pobres en titanio y ricas en hierro. La comparación de los espectros de coercitividad correspondientes a la desmagnetización de las IRM, ARM y NRM indican comportamientos de dominio sencillo o pseudodominio sencillo. Las observaciones al microscopio óptico y en SEM indican arreglos de minerales opacos con tamaños de grano, intercrecimientos, texturas y estados de oxidación variable. Los minerales más abundantes son de la serie de hematita-ilmenita. La anisotropía magnética parece estar asociada a minerales alargados de ilmenita. Por otro lado, las observaciones indican que la magnetización reside en pequeños dominios de magnetita los cuales están separados por intercrecimientos de ilmenita.

Las propiedades magnéticas de rocas volcánicas, aún en el caso de flujos lávicos individuales, presentan variaciones en las diversas escalas (por ejemplo ver Wilson y Haggerty, 1965; Ade-Hall *et al.*, 1968; Wilson *et al.*, 1968; Wilson y Smith, 1968; Centeno-García *et al.*, 1987; Herzog *et al.*, 1988). El documentar la mineralogía magnética y sus características (composición, tamaño de grano, dominio magnético, etc) es importante para la interpretación de datos paleomagnéticos, de fábrica magnética y de propiedades físico-químicas de rocas y minerales (O'Reilly, 1984).

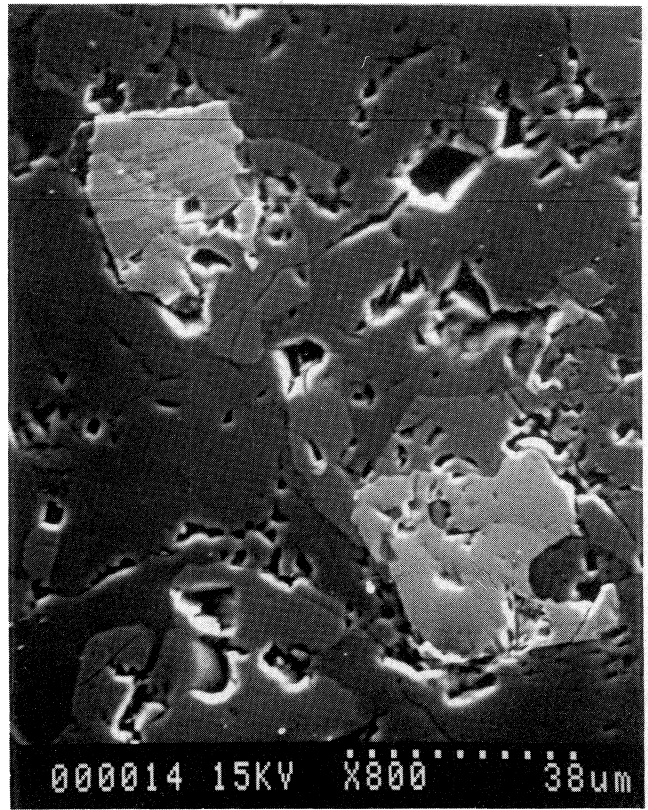
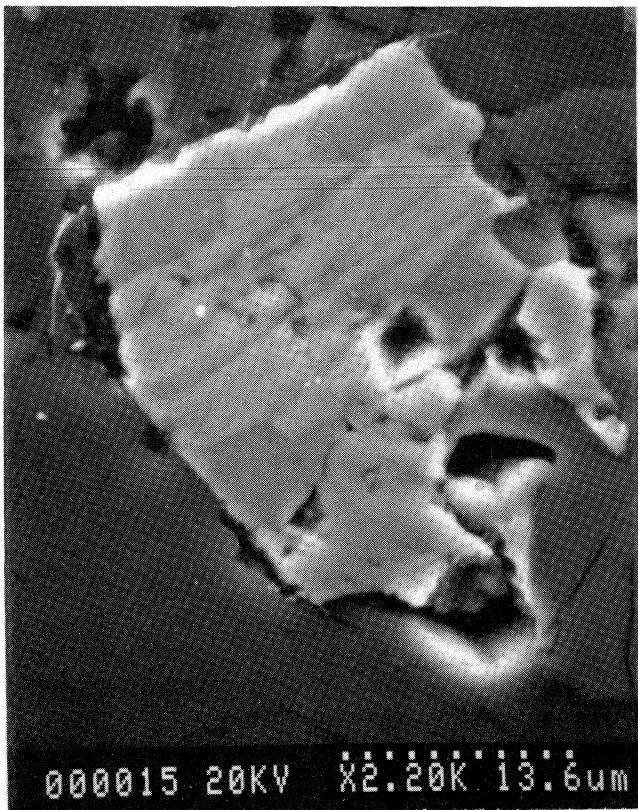
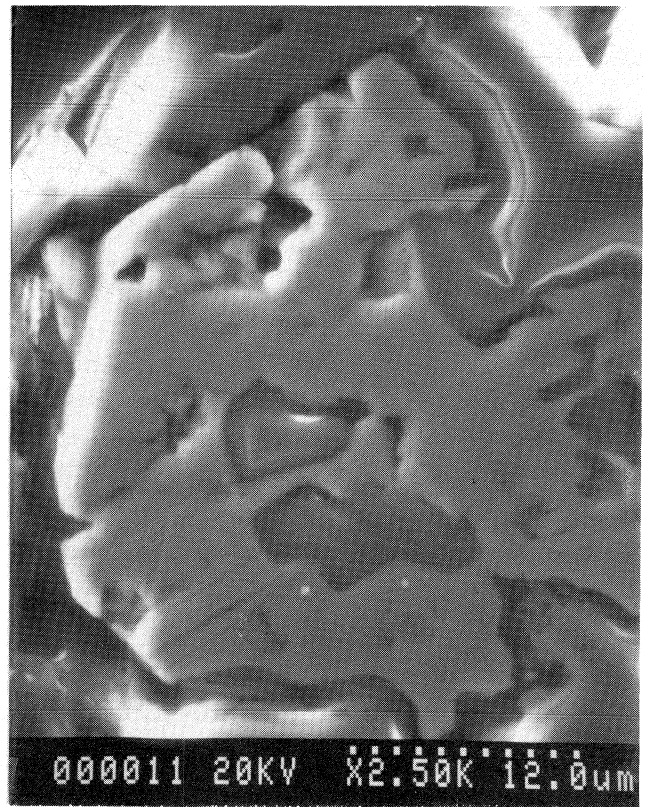
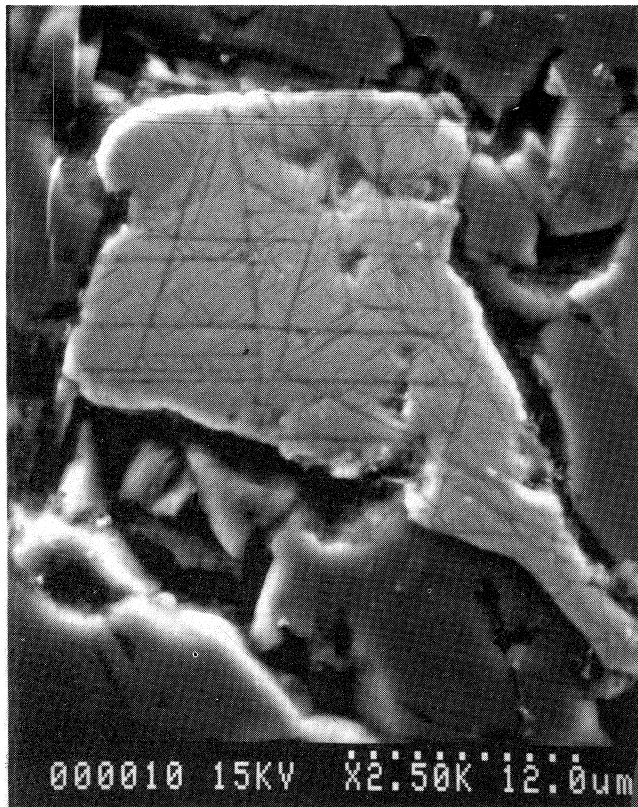


Fig. 16. Ejemplos de las observaciones de minerales magnéticos con el microscopio electrónico de barrido para muestras del sitio 8 (ver. texto para discusión e interpretación).

### 4.3 Determinación de paleointensidades

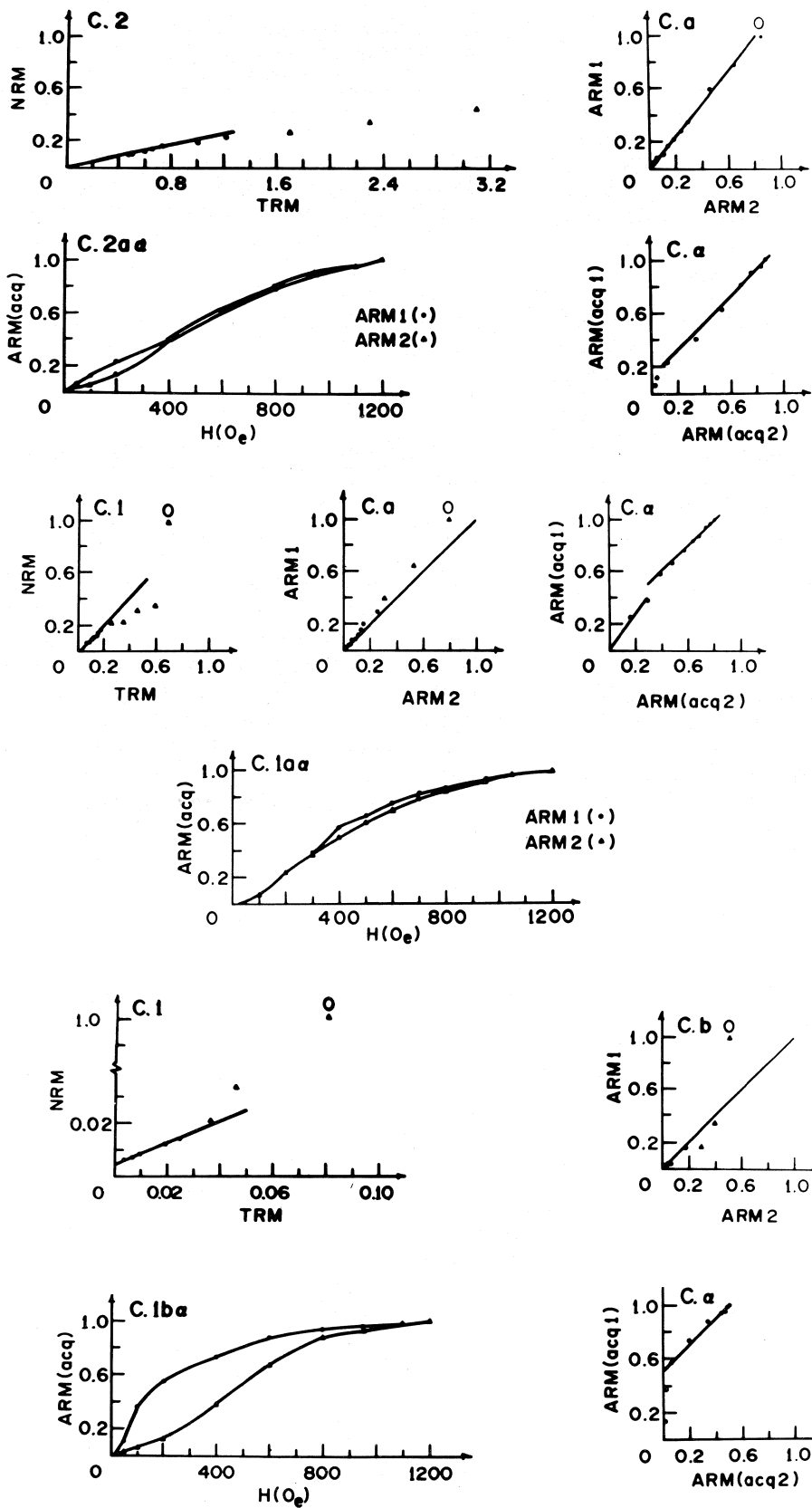
Experimentos de determinación de paleointensidad se realizaron en muestras seleccionadas de los sitios 1 a 4 y 7 y 8. Las muestras de los sitios 5 y 6 se destruyeron durante los calentamientos requeridos en los experimentos, para impartir la magnetización térmica en el laboratorio. Los métodos empleados han sido descritos en detalle con anterioridad (Shaw, 1974; Kono, 1978; Urrutia, 1980a). Las pruebas de laboratorio se efectuaron utilizando la comparación de espectros de coercitividad para las magnetizaciones natural (MRN), térmica (MRT) y antihistéctica (MRA). En las muestras se observaron tres tipos de comportamiento, referidos como clases 1a, 1b y 2a, que corresponden a experimentos en donde no se detectan alteraciones apreciables en el espectro de coercitividad de la MRA (clases 1a y 1b) y en donde se detecta una alteración del espectro (clases 2a). Ejemplos de las determinaciones de paleointensidad se presentan en la Figura 17 (Urrutia, 1980a). La diferencia entre las clases 1a y 1b es en la relación (la cual es lineal y con ángulo de 45° en ambos casos) entre los espectros de coercitividad de la MRN y de la MRT; en el primer caso la recta ajustada pasa por el origen y en el segundo caso no pasa por el origen.

Uno de los problemas más críticos en la determinación de paleointensidades es el concerniente a la evaluación de la calidad de los datos, en particular la invariabilidad de la relación entre el campo magnético aplicado y la magnetización térmica adquirida. Los estudios de propiedades magnéticas ofrecen la posibilidad de investigar la naturaleza de los cambios potenciales en los espectros de temperaturas de blo-

queo y de obtener criterios que permitan seleccionar las muestras más adecuadas para realizar los experimentos. De los datos de propiedades magnéticas de las muestras y su correlación con los datos de paleointensidades se observa una relación con los indicadores de estado de dominio y espectros de temperaturas. Para el sitio 4 se tienen comportamientos 2a, que indican la ocurrencia de alteraciones durante la impartición de la magnetización térmica. Los indicadores de dominio correspondientes indican minerales de dominio múltiple (grupo 3 de variación de susceptibilidad con bajas temperaturas) y dos fases magnéticas en las curvas termomagnéticas, con temperaturas destructivas medias más bajas que otros sitios.

### AGRADECIMIENTOS

El estudio forma parte del proyecto apoyado por CONACYT P218CCOC - 892241, "Investigaciones sobre la Paleointensidad del Campo Geomagnético en la Faja Volcánica Mexicana". Los estudios reportados se han realizado en su mayor parte en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM. Parte de las mediciones se efectuaron en la Escuela de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne, Inglaterra y en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Michigan, Estados Unidos. Se agradecen los comentarios y revisión crítica del artículo por parte de María Luisa Osete (Madrid, España). Apoyo parcial para la realización del proyecto fue además provisto por el Centro Internacional de Paleomagnetismo y Paleogeofísica (CIPP). Contribución número CIPP-015.



JAL. 53

JAL. 11 c

JAL. 62 b

Fig. 17. Ejemplos de mediciones de determinación de paleointensidad por el método de espectro de coercitividad de magnetizaciones natural, anhisterética y térmica.

## BIBLIOGRAFIA

- ADE-HALL, J. M., M. A. KHAN, P. DAGLEY y R. L. WILSON, 1968. A detailed opaque petrological and magnetic investigation of a single Tertiary lava flow from Syke, Scotland. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 375-399.
- BALSEY, J. R. y A. F. BUDDINGTON, 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics of some Adirondack granites and orthogneisses. *Am. J. Sci.*, 258-A, 6-20.
- BHATHAL, R. S., 1971. Magnetic anisotropy in rocks. *Earth-Sci. Rev.*, 7, 227-256.
- BIRCH, F. B., 1979. Magnetic fabric of the Exeter pluton, New Hampshire. *J. Geophys. Res.*, 94, 1129-1137.
- CENTENO, E., J. URRUTIA y E. HERRERO, 1987. Diferenciación y caracterización de flujos de lava por medio de sus propiedades magnéticas - Pedregal de San Angel, México, Mem. Reunión Anual UGM, Morelia, Michoacán, 464-471.
- COLLINSON, D. W., K. M. CREER y S. K. RUNCORN (Eds), 1967. *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.
- COLLINSON, D. W. y L. MOLYNEUX, 1967. An instrument for the measurement of isotropic initial susceptibility of rock samples. In: Collinson D. W. et al. Eds., *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, 368-371.
- COLLINSON, D. W., 1983. *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*, Chapman and Hall, N. Y., USA.
- ELLWOOD, B. B., 1978. Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 254-264.
- ELLWOOD, B. B. y N. D. WATKINS, 1976. Comparison of observed intrusive to extrusive ratios in Iceland and the Troodos Massif with results of experimental emplacement mode analysis of DSDP igneous rocks. *J. Geophys. Res.*, 81, 4152-4156.
- ELLWOOD, B. B. y J. A. WHITTNEY, 1980. Magnetic fabric of the Elberton granite, northeast Georgia. *J. Geophys. Res.*, 85, 1481-1486.
- GRAHAM, J. W., 1966. Magnetic susceptibility, an unexploited element of petrofabric. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 1257-1258.
- HAGGERTY, S. E., 1976. Oxidation of opaque mineral oxides in basalts. In: Oxide minerals, D. Rumble (Ed), Min. Soc. Am. Short Course Notes, 3.
- HERZOG, M., H. BÖHNEL, H. KOHNEN y J. F. W. NEGENDANK, 1988. Variation of magnetic properties and oxidation state of titanomagnetites within selected alkali-basalt lava flows of the Eiffel-area, Germany. *J. Geophys.*, 62, 180-192.
- HROUDA, F., M. CHUPACOVA y L. RESL, 1971. The mimetic fabric of magnetite in some foliated granodiorites, as indicated by magnetic anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 381-384.
- KHAN, M. A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 67, 2873-2885.
- MAC DONALD, W. D. y B. B. ELLWOOD, Anisotropy of magnetic susceptibility: Sedimentological, igneous and structural-tectonic applications. *Rev. Geophys.* 25, 905-909.
- LOWRIE, W. y M. FULLER, 1971. On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite. *J. Geophys. Res.*, 76, 6339-6349.
- MCCABE, C., M. JACKSON y B. B. ELLWOOD, 1985. Magnetic anisotropy in the Trenton limestone: Results of a new technique, anisotropy of anhysteretic susceptibility. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 333-336.
- NEGENDANK, J. F. W., 1972. Volcanics of the Valley of Mexico, part II: The opaque mineralogy, N. Jb. Miner., 117, 183-195.
- O'REILLY, W., 1984. *Rock and Mineral Magnetism*, Blackie, Glasgow, UK.
- OWENS, W. H., 1974. Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophys.*, 24, 115-131.
- RHADAKRISHNAMURTY, C., S. D. LIKHITE, E. R. DEUTSCH y G. S. MURTHY, 1981. A comparison of the magnetic properties of synthetic titanomagnetites and basalts. *Phys. Earth Planet. Int.*, 26, 37-46.
- ROCHETTE, P., 1988. Inverse magnetic fabric in carbonate bearing rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 229-237.
- SCRIBA, H. y F. HELLER, 1978. Measurements of anisotropy of magnetic susceptibility using inductive magnetometers. *J. Geophys.*, 44, 341-352.
- SENANAYAKE, W. E. y M. W. MC ELHINNY, 1981. Hysteresis and susceptibility characteristics of magnetite and titanomagnetites: Interpretation of results from basaltic rocks. *Phys. Earth Planet. Int.*, 26, 47-55.



- SHAW, J., 1974. A new method for determining the magnitude of the palaeomagnetic field. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 39, 133-141.
- STACEY, F., 1960. Magnetic anisotropy of igneous rocks. *J. Geophys. Res.*, 65, 2429-2442.
- STEPHENSON, A., S. SADIKUM y D. K. POTTER, 1986. A theoretical experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 84, 185-200.
- TARLING, D. H., 1983. *Palaeomagnetism*, Chapman and Hall, London, UK.
- URRUTIA, J., 1976. Estudio paleomagnético de rocas ígneas del noreste del Estado de Jalisco. Tesis Maestría, Fac.Ciencias, UNAM.
- URRUTIA, J., 1979. A parameter for estimating the degree of magnetic susceptibility anisotropy. *Geofis. Intern.*, 18, 309-320.
- URRUTIA, J., 1980a. Palaeointensity determinations and K-Ar dating of the Tertiary north-east Jalisco volcanics (Mexico). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 63, 601-618.
- URRUTIA, J., 1980b. On the magnetic susceptibility anisotropy and its measurement, *Anales Inst. Geof.*, UNAM, 26, 75-110.
- URRUTIA, J., 1981. On the relationship between the magnetic and strain fabric in slates and possible effects of consistent instrumental discrepancies, *Tectonophys.*, 69, T15-T23.
- URRUTIA, J., 1983. Anisotropy of magnetic susceptibility of a vertical sequence of Middle Jurassic red beds from southern Mexico. Proc. 5th Latin American Congr., Buenos Aires, 4, 71-85.
- URRUTIA, J., 1986. Estimación de direcciones de flujo en rocas ígneas a partir de datos de propiedades magnéticas, *Geotermia*, 2, 125-140.
- URRUTIA, J. y S. PAL, 1977. Paleomagnetic data from Tertiary igneous rocks, northeast Jalisco, Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 202-206.
- URRUTIA, J., C. RHADAKRISHNAMURTY y J. F. W. NEGENDANK, 1984. Magnetic properties of a columnar basalt from central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 11, 832-835.
- URRUTIA, J., H. BÖHNEL y J. F. W. NEGENDANK, 1991. Magnetic properties and domain state of titanomagnetites in a columnar basalt from Mexico. *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 189-205.
- VALENCIO, D.A., 1980. *El Magnetismo de las Rocas*, EUDEBA, Buenos Aires, Argentina.
- WESCOTT-LEWIS, M. F. y L. G. PARRY, 1971. Thermoremanence in synthetic rhombohedral iron-titanium oxides. *Austr. J. Phys.*, 24, 735-752.
- WILSON, R. L., S. E. HAGGERTY y N. D. WATKINS, 1968. Variation of palaeomagnetic stability and other parameters in a vertical traverse of a single Icelandic lava. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16, 79-96.

---

J. Urrutia Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear,  
Instituto de Geofísica  
Universidad Nacional Autónoma de México  
Delegación Coyoacán  
04510 México, D. F.

Roberto S. Molina Garza

Department of Geological Sciences  
1006 C. C. Little Science Building  
University of Michigan, Ann Arbor,  
Michigan 48109, USA.