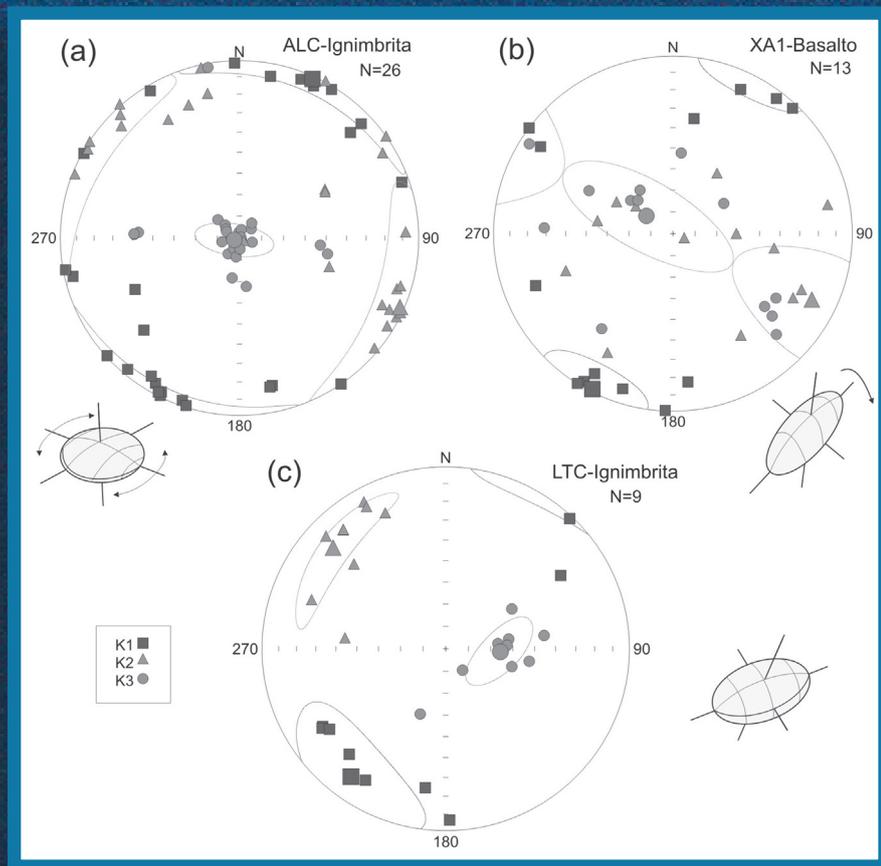


LA FÁBRICA MAGNÉTICA A PARTIR DE LA ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (AMS): SUS BASES GENERALES Y EJEMPLOS COMO AUXILIAR PARA DETERMINAR DIRECCIONES, FUENTES Y DINÁMICAS DE FLUJO



CECILIA I. CABALLERO MIRANDA

Títulos publicados de esta colección:

1. Los Glaciares de México. Lorenzo, J. L. (Junio, 1959).
2. La Isla Socorro (Archipiélago de las Revillagigedo) Adem, J., Cabo E., Blásquez L., Miranda F., Villalobos A., Herrera T., Villa B. y Vázquez L. (Junio, 1960).
3. El Año Geofísico Internacional en México. Adem, J., Rivera Terrazas L., C. Núñez A., Musiño Alemán P. A., Galindo Estrada I. G., Merino y Coronado J., Lorenzo J. L., Medina Peralta M. y Figueroa A. J. (1962).
4. Interacción del Viento Solar con el Planeta Venus. Pérez de Tejada, H. (1981).
5. Sistema Radar de Imágenes. Lira, J. (Junio, 2002).
6. Evaluación Hidrogeológica de Pozos a través de Registros Geofísicos (Fundamentos) Kobr, M., Huizar R. y Campos J. O. (Abril, 2005).
7. Estudios de Parámetros Magnéticos de distintos Ambientes relativamente Contaminados en Argentina y Antártica. Eduardo Chaparro, M. A. (Abril, 2006).
8. Actividad Solar y Clima. Mendoza Ortega, B. E. (Mayo, 2006)
9. Iron and its Unique Role in Earth Evolution. Pilchin, A. N. y Eppelbaum L. (Octubre, 2006).
10. Investigaciones Arqueomagnéticas en México-Fundamentos. Historia y Futuro. Soler Arechalde, A. M. (Noviembre, 2006).
11. Estudio Sedimentológico del Depósito de Flujo de Bloques y Ceniza del 17 de Julio de 1999 en el Volcán de Colima. Sarocchi, D. (Octubre, 2007).
12. Espectrometría Infrarroja de Reflexión en Mineralogía Avanzada, Gemología y Arqueometría. Ostrooumov, M. (Octubre, 2007)
13. Petrología aplicada a la Arqueometría. Robles Camacho, J., Köhler H., Schaaf P. y Sánchez Hernández R.
14. Modelación, análisis de sensibilidad y modelación inversa: El caso de las columnas plinianas. Charpentier I, Espíndola Castro J. M. y Zenteno G.
15. Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California - Paleoceanografía y Paleoclimatología. Pérez Cruz L., Villagrán de la Cruz G. E. y Gómez Lizárraga L. E.

**LA FÁBRICA MAGNÉTICA A PARTIR DE
LA ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD
MAGNÉTICA (AMS):
SUS BASES GENERALES Y EJEMPLOS COMO
AUXILIAR PARA DETERMINAR DIRECCIONES,
FUENTES Y DINÁMICAS DE FLUJO.**

CECILIA I. CABALLERO MIRANDA
LABORATORIO DE PALEOMAGNETISMO, INSTITUTO DE GEOFÍSICA,
UNAM, MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
2011



SERIE MONOGRAFÍAS UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

La serie Monografías del Instituto de Geofísica evalúa el progreso global en el campo de todas las disciplinas de las Geociencias, así como sus avances recientes. También alienta las contribuciones concernientes a la Pedagogía, Filosofía y evaluación de la enseñanza y aprendizaje de las Ciencias de la Tierra.

INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

Director

José Francisco Valdés Galicia

Editor

Avto Gogichaisvilli

La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo / por Cecilia I. Caballero Miranda. - México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 2011.

60 p.; 28 x 21 cm., mapas, ils., figs. (Monografías del Instituto de Geofísica; 16).

Editado por el Instituto de Geofísica de la UNAM, con domicilio en Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria. C. P. 04510. México D. F., enero de 2011.

En español.

Primera edición impresa en rústica con cubiertas plastificadas, en papel cuché de 135 g.

Tiraje de 100 ejemplares más sobrantes.

ISBN: 978-607-02-2163-7

1. Anisotropía de susceptibilidad magnética 2. Fábrica magnética

Unidad de Apoyo Editorial
Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México
Circuito de la Investigación Científica S/N, Cd. Universitaria.
Delegación Coyoacán, C. P. 04510. México, D. F.
Teléfono: 01 (55) 56224115

Cuidado de la edición y revisión técnica

Editora Técnica

Andrea Rostan Robledo

Diseño de portada y formación:

Freddy Godoy Olmedo, Elizabeth Morales Hernández

Informes

eliedit@geofisica.unam.mx

DR. ©2011 Prohibida la reproducción parcial o total por cualquier medio, sin autorización escrita del titular de los derechos patrimoniales. Se permite la reproducción total o parcial citando la fuente.

La intención de escribir la presente monografía no fue intentar ser un riguroso y exhaustivo texto especializado de la fábrica magnética o de la anisotropía de susceptibilidad magnética, sino que más bien fue escrita con la idea de introducir e ilustrar en estos temas a aquellos estudiosos de Ciencias de la Tierra de México y países hispanohablantes, que deseen comprender y emplear eventualmente una atractiva y útil herramienta de análisis o bien interesar a aquellos estudiosos de la Física en una de sus aplicaciones en Ciencias de la Tierra que si bien tiene un gran potencial también presenta numerosos retos para la interpretación cabal de sus significado. El propósito final es que mediante el entendimiento de sus bases generales y métodos de estudio aquí esbozados, se comprendan mejor sus aplicaciones y limitaciones como indicador geológico, así como el amplio espectro de su potencial. Para cumplir con este objetivo se ejemplifican algunas aplicaciones y se incluye un sumario de numerosas otras. Adicionalmente, las referencias bibliográficas aquí incluidas —apenas un botón de muestra de todo lo que se ha escrito sobre el tema—, podrán ser un punto de partida para los que deseen “jalar del hilo” para conocer sobre este tema con más profundidad.

La Autora

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN	7
ABSTRACT	7
INTRODUCCION	9
1. FÁBRICA Y ANISOTROPÍA: PERSPECTIVA GENERAL.....	10
2. MAGNETIZACIÓN Y SUSCEPTIBILIDAD: CONCEPTOS BÁSICOS.....	12
2.1 Comportamiento magnético de los materiales.....	12
2.1.1 Materiales que no conservan magnetización remanente.....	12
2.1.2 Materiales que sí conservan magnetización remanente.....	13
2.1.3 Democracia y aristocracia magnética.....	14
2.2 Dominios magnéticos.....	15
La importancia del tamaño.....	16
2.3 Ciclos de histéresis e identificación de mineralogía magnética.....	17
2.4 El tiempo y la magnetización de las rocas.....	19
3. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA AMS.....	20
3.1 Representación de la anisotropía magnética.....	20
3.1.1 Parámetros de la anisotropía magnética.....	21
3.2 Medición de la AMS.....	22
3.3 Dominios magnéticos y sus implicaciones en la AMS.....	24
3.4. Tipos de AMS.....	24
4. ANISOTROPÍAS MAGNÉTICAS ALTERNATIVAS.....	26
4.1 Anisotropía de remanencia.....	26
4.2 Anisotropía en bajas temperaturas.....	28
4.3 Anisotropía magnética de susceptibilidad de campos altos.....	28
4.4 Anisotropía magnética de susceptibilidad pos calentamiento.....	29
5. ANALÍISIS ESTADÍSTICO.....	30
5.1 Estadística de distribución de densidad de puntos.....	31
6. IDENTIFICACIÓN DE LA MINERALOGÍA MEGNÉTICA.....	33
7. MUESTREO.....	33
8. APLICACIONES DE ESTUDIOS DE AMS.....	35
8.1 Dinámica de flujo en lavas basálticas: inferencias a partir de la AMS en flujos de lava del Xitle. (Caballero-Miranda <i>et al.</i> , 2009b).....	35
8.2. Determinación de fuente de flujo central en la Ignimbrita San Gaspar, Jalisco, a partir de direcciones inferidas de su AMS (Alva-Valdivia, <i>et al.</i> , 2005).....	41
8.3 Fracturas NNW-SSE y caldera de bisagra como fuentes de flujo para la Ignimbrita Cantera, S.L.P., a partir de su AMS (Caballero-Miranda <i>et al.</i> , 2009).....	42
9. SUMARIO DE ESTUDIOS EN ROCAS VOLCÁNICAS.....	46
9.1. Rocas volcánicas basálticas - intermedias.....	46
9.2 Ignimbritas y rocas piroclásticas silíceo-intermedias.....	49
10. ANEXO DE ACRÓNIMOS (SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS) EMPLEADOS.....	53
AGRADECIMIENTOS.....	54
REFERENCIAS Y LIBROS DE CONSULTA.....	54

Resumen

Este trabajo se inicia con una explicación sobre el significado de la fábrica y la anisotropía magnética (unidad 1) bajo la perspectiva de las Ciencias de la Tierra y su contenido corresponde fundamentalmente a cuatro grandes temas: el primero es sobre la física del magnetismo y se enfoca en las relaciones entre magnetización y susceptibilidad y en el comportamiento magnético de los materiales (unidad 2). En el segundo y más amplio, se explican los aspectos relacionados con la anisotropía magnética (unidades 3 y 4), abundando más en la anisotropía de susceptibilidad magnética (a la que se refiere como AMS por sus siglas en inglés, unidad 3) y de forma más breve se explican y comparan otros tipos de anisotropía magnética, tales como anisotropía magnética de remanencia, anisotropía de susceptibilidad en bajas temperaturas, anisotropía de susceptibilidad en campos altos (unidad 4). El tercer gran tema (unidades 5, 6 y 7) trata sobre diversos aspectos prácticos relacionados con el análisis estadístico para evaluación de la AMS, características del muestreo y técnicas de identificación de la mineralogía magnética, aspectos que aunque presentados sintéticamente, son todos de particular relevancia en todo estudio de la anisotropía magnética. En el cuarto y último tema (unidades 8 y 9) se describen de forma relativamente detallada algunas aplicaciones de estudio de la AMS en rocas volcánicas y piroclásticas de México y se presentan dos sumarios comentados de estudios de AMS realizados en diversas partes del mundo uno para rocas volcánicas (principalmente lávicas) y otro para ignimbritas y tobas.

Los acrónimos empleados en el presente trabajo, incluidos en una tabla al final del mismo (unidad 10), son los derivados de la nomenclatura científica en lengua inglesa, con el fin de introducir a los lectores al empleo de estos cada vez más empleados acrónimos referidos internacionalmente.

Abstract

This work starts with an Earth Sciences scope explanation about the meaning of the magnetic fabric and magnetic anisotropy. The content is categorized in 4 great subjects; the first one is about the physics of magnetism and is focused on the magnetization and susceptibility relationships and on the magnetic behavior of materials (unit 2). The second subject is about magnetic anisotropy (units 3 and 4), more extension is dedicated to the anisotropy of magnetic susceptibility topics (referred as AMS as in English terminology, unit 3) and lesser extension is dedicated to other types of magnetic anisotropy, such as remanence magnetic anisotropy, low-temperature susceptibility anisotropy, high-field susceptibility anisotropy (unit 4). The third great subject is related to practical topics about statistical analysis for evaluating of AMS results, sampling features and mineralogy identification techniques (units 5, 6 and 7), all of them although synthetically presented, are of great importance in every study of magnetic anisotropy. In the fourth and last subject (units 8 and 9) there are relative detailed descriptions of some study cases applications of AMS studies on volcanic and pyroclastic rocks from Mexico and there are also presented two commented and separated summaries about AMS studies on volcanic and pyroclastic rocks performed on several localities around the world.

The acronyms used all along this text, presented in a table at the end of it (unit 10), are those from English language technical terminology since is a purpose of this work to introduce the readers to the use of these terms, some of which have become in the most widely employed terms referred internationally in this kind of studies.

Introducción

La fábrica y la anisotropía magnética son términos que tienden a manejarse como sinónimos, aunque no lo son estrictamente. La fábrica es un concepto que se refiere al arreglo espacial de los elementos¹ que constituyen a una roca, tanto a nivel macroscópico como microscópico (Sander, 1930; Potter y Pettijohn, 1963). Se refiere en concreto a la orientación de una dimensión particular (generalmente la dimensión mayor y/o la menor) de estos elementos. Este arreglo espacial es un factor determinante en el control de las propiedades físicas de las rocas, tales como la conductividad térmica, eléctrica o sónica y la susceptibilidad magnética; propiedades que se pueden observar a su vez, de mayor o menor magnitud a lo largo de ciertas direcciones en un mismo material o cuerpo rocoso, esto es, son anisotrópicas. De tal forma que mediante el estudio de la anisotropía de estas propiedades es potencialmente posible determinar la fábrica de las rocas.

Dado que la orientación de los elementos de la fábrica se debe principalmente a fenómenos relacionados con la formación y deformación de las rocas, su estudio es potencialmente útil para elaborar reconstrucciones geológicas diversas. La anisotropía de la susceptibilidad

magnética es una técnica que permite determinar la fábrica de las partículas pequeñas de las rocas de una forma rápida en comparación con mediciones microscópicas o macroscópicas de los elementos de la fábrica. Su utilidad para determinar la fábrica de las rocas ha sido demostrada a partir de 1954 (Graham, 1954) y desde entonces ha sido progresivamente cada vez más empleada en un mayor rango de tipos de rocas y aplicaciones geológicas (Hrouda, 1982, MacDonald y Ellwood, 1987, Tarling y Hrouda en 1993, Kodama en 1995 y Martin-H y colaboradores en 2004, hacen sumarios de estas aplicaciones).

La determinación de la fábrica de las rocas a partir de la anisotropía magnética, y su empleo como indicador geológico, no hubiera sido posible sin la implementación de instrumentos de medición cada vez más sensibles (ej. Girdler 1961, Jelínek, 1973, Jelínek y Pokorny, 1997); sin un apropiado manejo estadístico de sus resultados (ej. Jelínek, 1978, Constable y Tauxe, 1990, Borradaile, 2003) y por supuesto sin las primeras y subsecuentes bases teóricas que explican el origen de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ej. Nagata 1961, Bathal 1971, Rochette *et al.*, 1992).

¹ Minerales, granos, clastos, fósiles o fragmentos de fósiles, etc.

1. Fábrica y anisotropía: perspectiva general

Fábrica, también mencionada como petrofábrica por algunos, es un término del inglés que se refiere a tela, tejido, tramado, textura o estructura, de ahí su empleo para referirse al arreglo espacial de los componentes de las rocas.

Para que los elementos de una roca puedan orientarse, adquirir una “orientación preferencial”, se requiere que tales elementos no sean esféricos o equidimensionales y así puedan responder y orientarse conforme a las fuerzas a las que están sujetos. El campo gravitacional es una de estas fuerzas que orienta los ejes largos de las partículas paralelos a la superficie en la que se depositan y/o el eje corto perpendicular a esta superficie. El flujo de fluidos newtonianos, como los del agua, puede rotar y reorientar las partículas a posiciones más estables, originando un arreglo sistemáticamente inclinado de las partículas conocido como imbricación (Fig. 1); y adicionalmente puede también producir una orientación preferencial de los ejes largos paralela o perpendicularmente al flujo, en función de la velocidad del flujo, tamaño y/o peso específico de las partículas y su grado de elongación. Estos son ejemplos de fábricas primarias, formadas al tiempo de formación de la roca descritas por Pettijohn (1949). Las rocas sedimentarias no deformadas –o cuya deformación no afecta al arreglo original de la fábrica– serían el ejemplo arquetípico de la fábrica primaria. En esta fábrica el arreglo característico de la imbricación es que los ejes cortos de las partículas proyectados hacia abajo apuntan en el sentido del flujo (Fig. 1), arreglo que aquí denominaremos “imbricación positiva”.

El flujo del magma o lava y la deformación interna asociada al mismo –cizalla simple², o esfuerzo cortante– (Fig. 2), produce arreglos un tanto similares a los anteriores (Davis, 1984; Cloos y Cloos, 1927, citado en Davis): lineación de ejes largos (ejes c) de minerales prismáticos (ej. hornblendas³ y feldespatos), paralelos a la dirección del flujo y planos de foliación del flujo constituidos por el paralelismo de minerales tabulares (ej. micas) o de caras grandes de minerales (ej. caras 010 de cristales de feldespatos), estructuras que no siempre son evidentes a simple vista y difíciles de determinar en análisis microscópicos.

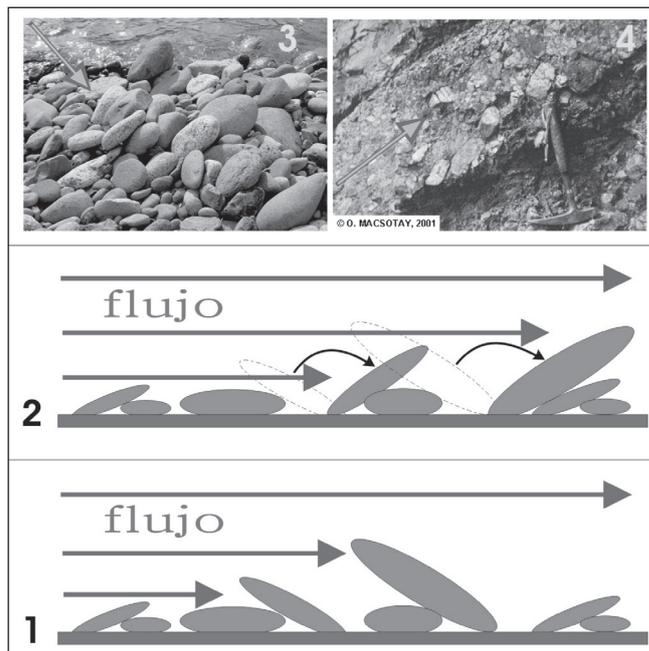


Figura 1. Fábrica primaria: imbricación de clastos en sedimentos. 1 y 2 explican el origen del arreglo imbricado de los clastos: en tiempo 1, depósito de clastos bajo acción únicamente de la gravedad, en 2 en su posición más estable después de la acción de un flujo. En 3 se observan clastos recién imbricados en un depósito moderno. En 4 aspecto de imbricación de clastos en una roca estratificada. Las flechas indican la dirección de la corriente.

Cuando la orientación de los elementos de la fábrica es producida por esfuerzos externos se denominan fábricas secundarias de deformación en las cuales los elementos rotan, se deforman, se desplazan y/o se trituran y se tiene el crecimiento de nuevos elementos bajo un campo de esfuerzos, tal es el caso de la fábrica de las rocas metamórficas e incluso de rocas sedimentarias de grano fino en las cuales sus elementos son fácilmente reorientados por esfuerzos externos de compresión –esfuerzo puro⁴– (Fig. 3), durante los procesos de orogénesis y deformación o bien por esfuerzos de cizalla en las zonas de fallamiento de intenso.

La anisotropía es la característica de los cuerpos cuyas propiedades físicas dependen de la dirección. En el caso del magnetismo, los cuerpos tienen al menos dos propiedades magnéticas de importancia que varían según la dirección del cuerpo en que se midan, una es la

² *Simple shear* es el término en lengua inglesa empleado en la literatura internacional.

³ Hornblenda, término aprobado por la AMI (Asociación Mineralógica Internacional) para *hornblend* en inglés; sinónimo en desuso: hornablenda.

⁴ *Pure shear*: es el término en lengua inglesa empleado en la literatura internacional.

susceptibilidad magnética (anisotropía de susceptibilidad magnética o AMS considerando sus siglas en inglés⁵, como se referirá en adelante en virtud a que en la literatura internacional es el término empleado) y la otra es la magnetización remanente (anisotropía de magnetización remanente o ARM⁶, por sus siglas en inglés) pueden

utilizarse para determinar la fábrica magnética de los cuerpos. No obstante dado que cada tipo de anisotropía reside en conjuntos sensiblemente diferentes, pero con intersección de un buen número de elementos, la fábrica magnética determinada con cada anisotropía puede llegar a ser completamente diferente.

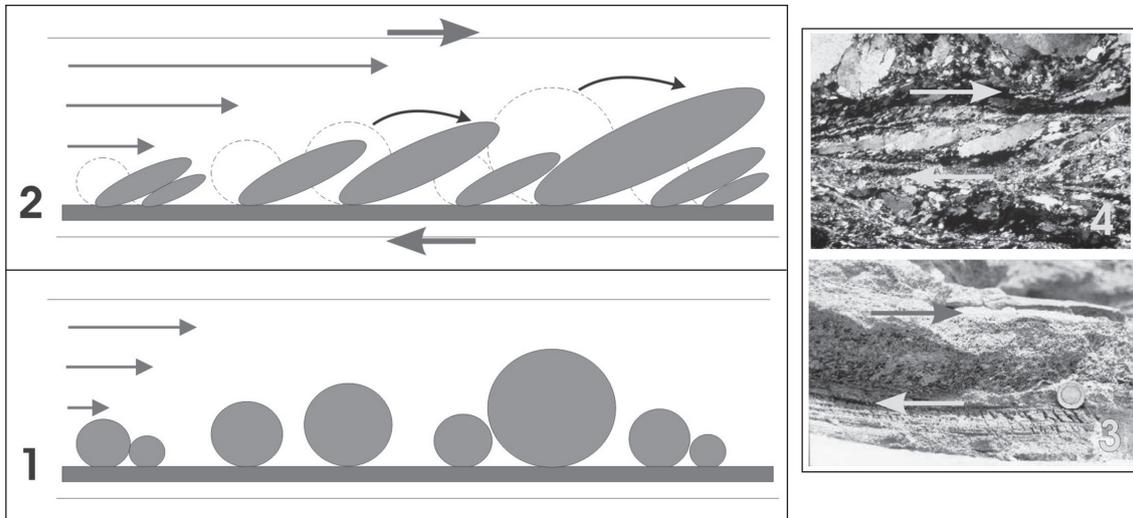


Figura 2. Fábrica por flujo de rocas plásticas que produce un esfuerzo cortante que deforma estirando y orientando minerales ya sean, originalmente (1) equidimensionales o tabulares, quedando posteriormente (2) los ejes largos de cristales en arreglos imbricados. En 3 se observa imbricación de líticos en un flujo piroclástico, acercamiento de un afloramiento de campo. En 4 imbricación de cristales deformados de cuarzo (grandes) y micas (pequeños) en una lámina delgada.

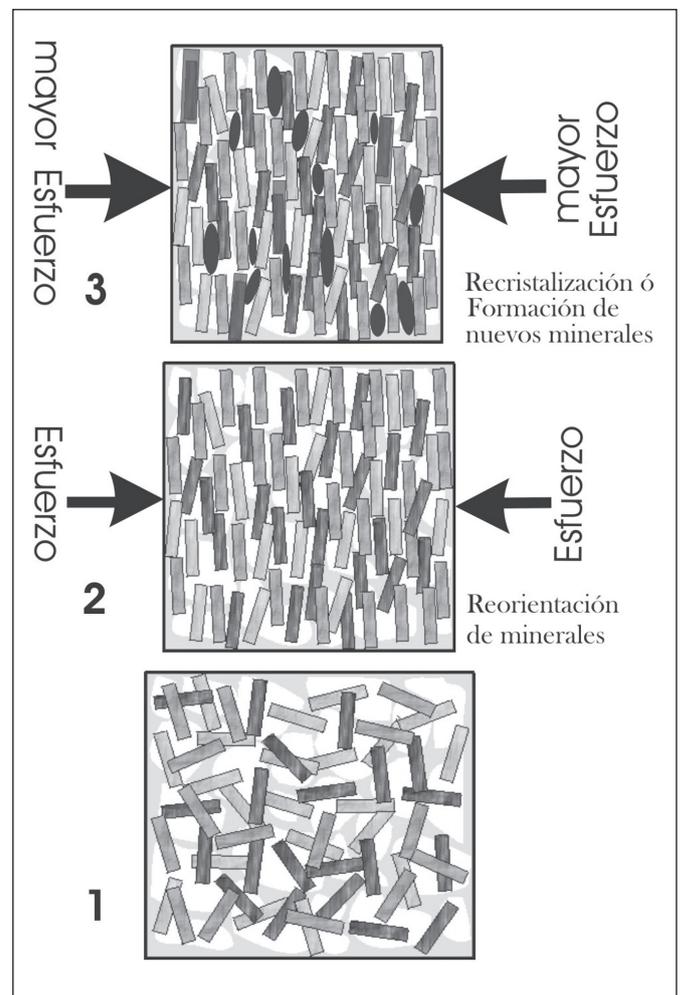


Figura 3. Fábrica secundaria con alineación de minerales debido a esfuerzos compresivos externos. En 1 la roca con su arreglo de minerales inicial. En 2 alineación de minerales en respuesta a esfuerzos compresivos. En 3 como respuesta al aumento en los esfuerzos, se tiene recrystalización y formación de nuevos minerales.

⁵ AMS: anisotropy of magnetic susceptibility.
⁶ ARM: anisotropy of remanence magnetization.

2. Magnetización y susceptibilidad: conceptos básicos

Las propiedades magnéticas en un material se generan por el movimiento de partículas cargadas eléctricamente. Así, un electrón tiene una magnetización asociada tanto con su giro axial (*spin axial*), como con su movimiento orbital alrededor de su núcleo (Fig. 4). Cuando un material se expone a un campo magnético, el giro de sus electrones se bambolea hasta producir un momento magnético paralelo al campo al que está expuesto; esto es, en el material se ha inducido una **magnetización** (**M**) que es proporcional (**k**) al campo de exposición (**H**).

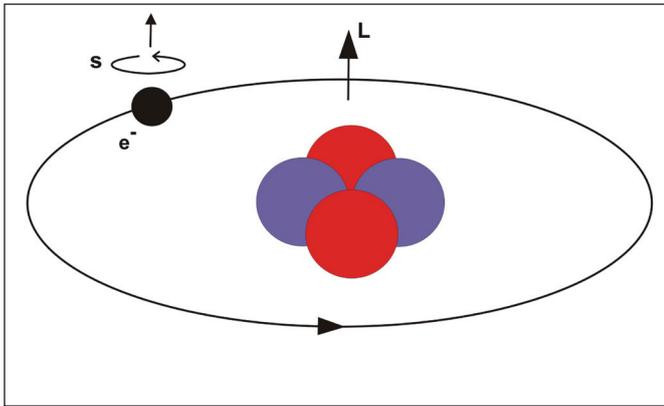


Figura 4. Momento magnético del movimiento orbital de un electrón alrededor de su núcleo de protones y neutrones y momento magnético de su giro axial (spin axial).

$$\mathbf{M} = k @ \mathbf{H} \quad (1)$$

La intensidad del campo de exposición o externo **H** (unidades en Amp/m), es proporcional al campo de inducción magnética (**B**), que es el aplicado en los instrumentos de laboratorio y medido en Teslas⁷. E inversamente proporcional a la permeabilidad del espacio vacío ($\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ Henry⁸/m) $\mathbf{H} = \mathbf{B}/\mu_0$

La **magnetización**, **M** es el momento del dipolo magnético (grado de alineación de los dipolos magnéticos) por unidad de volumen (sus unidades en Amp/m).

El grado de proporcionalidad **k**, es la **susceptibilidad**, la cual es una constante adimensional para cada material, reportada en unidades SI (Sistema Internacional).

2.1 Comportamiento magnético de los materiales

No todos los materiales a nivel atómico se comportan de la misma manera al exponerse a un campo magnético externo. En la mayoría, el momento magnético producido paralelo al campo externo se pierde tan pronto como el campo es retirado—esto es, tienen susceptibilidades bajas— y sólo unos cuantos—aquellos con susceptibilidades mucho más altas—son capaces de conservar una magnetización remanente.

2.1.1 Materiales que no conservan magnetización remanente

A) Diamagnetismo.— Comportamiento de aquellos materiales cuyos espines de sus átomos se orientan paralela pero inversamente al campo externo; su magnetización es débil y en sentido opuesto al campo y por tanto su susceptibilidad, **k** es negativa y de muy bajos valores (Fig. 5a). Estos materiales se denominan **diamagnéticos**, y podemos observar que son repelidos muy ligeramente ante un campo magnético como el de un imán. Su característica fundamental es que tienen los niveles energéticos de sus electrones completos (electrones pares en sus capas⁹) y no existen momentos magnéticos desapareados. Sin embargo, al aplicar un campo externo se induce un momento que tiende a compensar el flujo magnético que se ejerce sobre los orbitales, efecto que les da su distintiva magnetización débil y en sentido opuesto al campo. Se tienen numerosos ejemplos de ellos entre los principales constituyentes (minerales) de las rocas, tales son la sílice (cuarzo), el carbonato de calcio (calcita), los silico-aluminatos (feldespatos), el Carbono y los materiales orgánicos, así como la mayoría de los metales de la tabla periódica: Cobre, Zinc, Plata, Cadmio, Oro, Plomo y Bismuto.

B) Paramagnetismo.— Comportamiento de materiales que al exponerse a un campo externo, los espines de sus átomos se orientan paralelos y en el mismo sentido que el campo externo, su magnetización es débil y en el mismo sentido que el campo. Su susceptibilidad, **k** es positiva y de magnitud baja—pero algo mayor que en el grupo de diamagnéticos— (Fig. 5b). Estos materiales se denominan **paramagnéticos**, y los podemos distinguir porque son ligeramente atraídos por un campo magnético como el de un imán. Su característica es que en ellos los

⁷ 1 Tesla = kg/Amp@seg²

⁸ 1 Henry = kg/Amp²@seg²

⁹ Para elementos con números atómicos bajos coinciden con los que tienen números atómicos pares.

niveles energéticos de sus electrones están incompletos (electrones impares en sus capas). Se tienen numerosos ejemplos de estos materiales entre los constituyentes formadores de las rocas, principalmente los silicatos de hierro (ej. biotita, clorita, anfíboles, piroxenos, olivino), así como carbonatos de hierro y manganeso y arcillas, como la montomorillonita. También muchas tierras raras son paramagnéticas.

2.1.2 Materiales que sí conservan magnetización remanente

Los materiales que conservan magnetización remanente, aún en ausencia de un campo externo, son conocidos en general como **ferromagnéticos s.l.** (*sensu lato*: sentido amplio) o más coloquialmente como “**magnéticos**” (Fig. 5c-e) y por lo regular son fácilmente identificables porque son francamente atraídos por un imán. En ellos los espines de sus electrones se acoplan de forma espontánea, alineándose paralelamente mediante una interacción que permanece aún en ausencia de campo externo; propiedad denominada magnetización espontánea. Esta propiedad se presenta en los elementos de la primera serie de transición con electrones no apareados en la capa 3d, mitigando la magnetización que surge del movimiento orbital de los electrones.

Así, el ferromagnetismo se sobrepone al paramagnetismo de tal forma que ante un calentamiento por sobre una temperatura crítica, los materiales ferromagnéticos se comportarán paramagnéticamente. Esta temperatura crítica es diferente y característica para cada material, por lo que sirve para su identificación, se denomina Curie¹⁰ o Néel¹¹ para el caso de los ferrimagnéticos (ver abajo). Estos calentamientos suceden habitualmente en diversos procesos geológicos o bien se producen en condiciones de laboratorio. Similarmente, materiales paramagnéticos a temperatura ambiente, son capaces de retener una magnetización a muy bajas temperaturas.

Ejemplos de materiales ferromagnéticos son el hierro, níquel, cobalto y sus compuestos, observándose tres diferentes comportamientos básicos en función de la complejidad del material o compuesto (lo que incide con la interacción entre los espines de los electrones):

C) Ferromagnetismo.- En los casos más simples, como en los metales Fe, Ni, Co, así como en los materiales llamados “ferritas” hechos de Fe y Boro con bario, estroncio y molibdeno; en ellos los espines de electrones de cationes adyacentes se acoplan directamente en la misma dirección, ya que entre ellos opera una *fuerza de intercambio*, que ocurre debido a que la energía de los dipolos vecinos es menor cuando los dipolos están alineados que en cualquier otra posición. Estos materiales son los que estrictamente se denominan **ferromagnéticos s.s.** (*sensu stricto*: en sentido estricto) (Fig. 5c). La temperatura Curie del Fe es de 770 °C

D) Antiferromagnetismo.- En los compuestos más complejos, como óxidos de elementos de la primera serie de transición, el espín del electrón de los cationes es compartido con la capa de electrones de un anión intermedio (el Oxígeno, para el caso de los óxidos); entre ellos opera una *fuerza de superintercambio*. Esto implica que la dirección del espín del electrón de los cationes vecinos queda invertida, creando fuerzas opuestas de magnetización que resultan íntimamente mezcladas. Si la intensidad de ambas fuerzas (látices¹² o redes) está balanceada, no habrá ninguna magnetización neta resultante. En tal caso las sustancias se denominan **antiferromagnéticas** (Fig. 5d), No obstante, el antiferromagnetismo puro es muy raro, ya que cualquier imperfección produce un desbalance de las redes que resulta en una débil magnetización parasita. Ejemplos de antiferromagnéticos imperfectos son la hematita o hematites¹³, goethita¹⁴, ilmenita y ulvoespinela. La hematites a bajas temperaturas (-10°C) es antiferromagnética perfecta, su temperatura Néel es de 675° C.

E) Ferrimagnetismo.- En compuestos complejos como el caso anterior, pero en los que hay una falta de balance entre los látices y uno resulta mayor que el otro, se tiene una magnetización neta resultante. Materiales con esta propiedad se denominan **ferrimagnéticos** (Fig. 5.e). Ejemplos son óxidos de hierro, con estructura de espinela, como la magnetita (temperatura Curie de 575° C) y la maghemita, así como la pirrotita¹⁵ (estructura monoclinica).

¹⁰ En honor a Pierre Curie, quien en 1895 descubrió el efecto de la temperatura en materiales ferromagnéticos y paramagnéticos.

¹¹ En honor a Louis Néel, quien propuso el marco teórico para el entendimiento de los materiales ferromagnéticos.

¹² Láttice, término castellanizado del inglés *lattice*, referente a una red atómica o cristalina.

¹³ Hematites es el término aprobado por la AMI (Asociación Mineralógica Internacional) para *hematite* en inglés, en México se emplea coloquialmente hematita; otro sinónimo en desuso es oligisto.

¹⁴ Goethita, término aprobado por la AMI para *goethite* en inglés; sinónimos en desuso: goetita, guetita.

¹⁵ Pirrotita, término aprobado por la AMI para *pyrrhotite* en inglés; sinónimo en desuso: pirrotina.

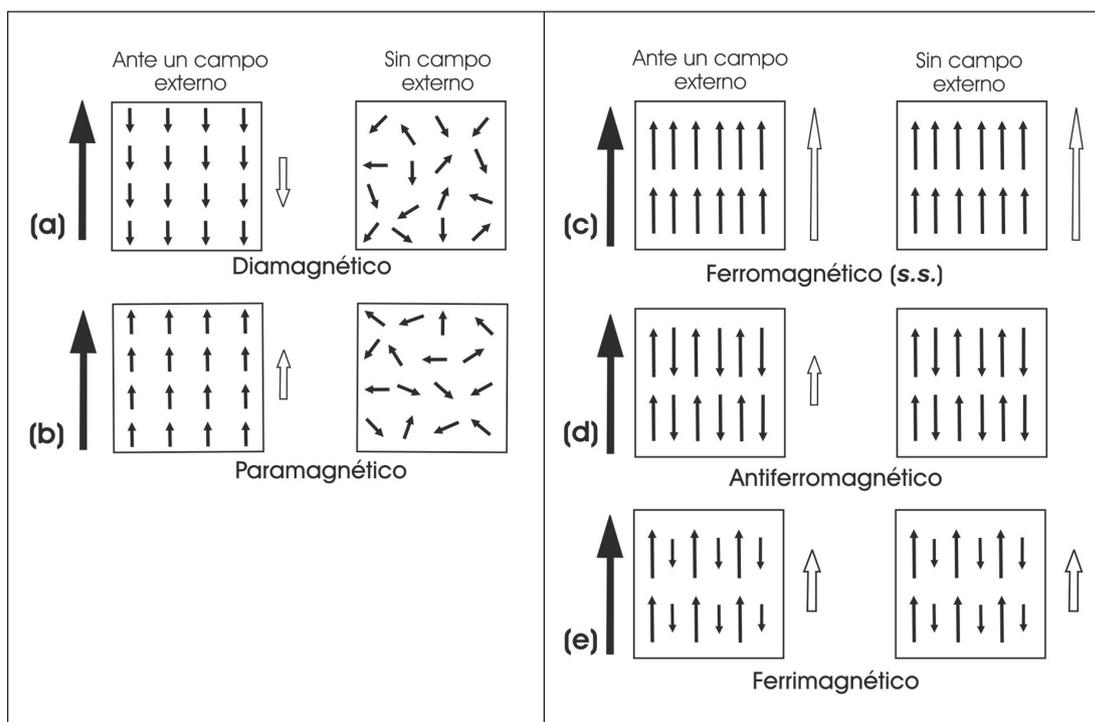


Figura 5. Diferentes tipos de comportamiento magnético. Las flechas rellenas indican el campo aplicado y las vacías la magnetización del material bajo el campo aplicado (lado izquierdo) o en ausencia del campo (lado derecho).

Un tipo especial de comportamiento magnético es el llamado **superparamagnetismo** que presentan granos ferrimagnéticos extremadamente pequeños (0.001-0.01 micrómetros de diámetro), caracterizado por una magnetización inducida bajo un campo externo H que son incapaces de retener una vez retirado el campo a temperatura ambiente, fenómeno que se atribuye al desarrollo de vibraciones térmicas.

2.1.3 Democracia y aristocracia magnética

Debido a que el rango de susceptibilidad de los materiales según su tipo de comportamiento magnético varía grandemente (Tabla 1), la contribución “democrática” de los minerales en la susceptibilidad total de una roca no existe. Esto es, aunque todos los minerales contribuyen a la susceptibilidad total de una roca o material, pequeñas cantidades de minerales ferromagnéticos –la “aristocracia” magnética– contribuyen de una forma más definitiva, pese a que la mayoría de sus constituyentes sean diamagnéticos o paramagnéticos. Por ejemplo, un 0.01% del peso de magnetita en una roca, sin paramagnéticos, puede dar susceptibilidades totales del orden de 10^{-4} SI, como sucede en varias calizas. En ausencia o a muy bajas proporciones de ferromagnéticos, los efectos de los paramagnéticos serán más importantes. El aporte de minerales diamagnéticos es significativo cuando los ferromagnéticos constituyen $< 0.001\%$ del peso total y los paramagnéticos $< 10\%$.

Veamos el panorama desde el punto de vista de los constituyentes de las rocas, los minerales formadores de las rocas más importantes, cuarzo, feldespato, carbonatos de calcio y magnesio, son diamagnéticos con susceptibilidades negativas del orden de 10^{-5} a 10^{-8} SI. Los minerales paramagnéticos, tales como piroxeno, anfíboles, biotita, granate, olivino, muscovita, clorita, con susceptibilidades del orden de 10^{-7} a 10^{-4} , (la hornblenda casi llega a 10^{-2} SI); se presentan como formadores de roca importantes sólo en las rocas máficas y ultramáficas, en las rocas restantes están en menor proporción o como accesorios en proporciones variables: menores al 15% en rocas sedimentarias y hasta el 25 y 40% en las ígneas. Las minerales ferromagnéticos *s.l.*, cuyas susceptibilidades por lo regular son mayores de 10^{-5} , se presentan usualmente en cantidades menores al 1% y ocasionalmente hasta del 5% en algunas rocas ígneas y metamórficas.

Para rocas con un 10% del peso de paramagnéticos y con susceptibilidades altas, mayores a 5×10^{-3} SI, quiere decir la fracción ferromagnética es la que contribuye principalmente a la susceptibilidad total, como sucede en numerosas rocas volcánicas particularmente basálticas. No obstante para misma cantidad de paramagnéticos y susceptibilidades más bajas, menores a 5×10^{-4} SI, implica que la fracción paramagnética es la principal contribuyente, como es el caso de algunas riolitas o ignimbritas y puede ser el caso de algunas rocas sedimentarias.

Tabla 1

Susceptibilidad y grado de anisotropía de minerales selectos

Minerales	Composición	Susceptibilidad Magnética K1	Grado de anisotropía P1
<i>Ferromagnéticos s.l</i>			
Magnetita SD	Fe ₃ O ₄	< 1500	< 5
Magnetita MD		< 3000	
Magnetita PSD		< 5000	
Hematites	αFe ₂ O ₃	2 - 50	2.5-100
Pirrotita	Fe ₇ S ₈	50 - 300	> 100
Goethita	αFeOOH	1.3 - 5	2
<i>Paramagnéticos</i>			
Piroxenos	XY[(Si,Al)O ₃] ₂	0.5-5	1.2-1.4
Anfíboles	X ₀₋₁ Y ₂ Z ₅ [(Si,Al) ₄ O ₁₁] ₂ (OH) ₂	0.5-5	1.08-1.3
Biotita	K(Mg,Fe) ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH)	1-3	1.35
Otras micas		0.05-1	1.2-1.35
Siderita	FeCO ₃	3.8-4.2	1.7
<i>Diamagnéticos</i>			
Cuarzo	SiO ₂	-14.5	<1.01
Calcita	CaCO ₃	-13.0	1.13

FM = ferromagnético; aFM = antiferromagnético; ferri = ferrimagnético

¹K y P son parámetros de la AMS explicados en sección 3.1.1. SD, MD y PSD

X, Y, Z pueden ser de mayor a menor radio iónico: K, Na, Ca, Fe+2; Mg, Zn, Mn, Cr, Al, Fe+3, Ti, entre otros.

Fuentes: Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993 (donde se indican referencias específicas para cada caso);

http://www.irm.umn.edu/hg2m/hg2m_b/hg2m_b.html

Para casos intermedios, susceptibilidades entre 5×10^{-3} y 5×10^{-4} , y misma cantidad de paramagnéticos (10% del peso), la susceptibilidad total reside en ambas fracciones, estos casos pueden darse en diversas rocas volcánicas como las riolitas o ignimbritas (ver tabla 2).

En los estudios de AMS es importante considerar los minerales que conforman las rocas estudiadas con el fin de determinar en que minerales reside la anisotropía magnética y así interpretar correctamente la fábrica magnética como un indicador geológico. Para ello numerosos trabajos se han elaborado, ya sea haciendo mediciones directas para determinar la susceptibilidad de minerales específicos o rocas en las que sus minerales se encuentran bien identificados y conocidas sus proporciones relativas, considerando su composición química y/o características cristalográficas (ej. Syono, 1960, Borradaile *et al.*, 1987, Aydin *et al.*, 2007). Otros trabajos han empleado adicionalmente información recopilada de diversas fuentes con el fin de presentar una perspectiva más amplia (Rochette *et al.*, 1992, Tarling y Hrouda, 1993).

2.2 Dominios magnéticos

Los materiales ferromagnéticos *s.l.* obtienen sus magnetizaciones fuertes no sólo por el momento magnético derivado del tipo de acoplamiento de los espines de sus electrones, sino debido a que los materiales están constituidos por pequeñas regiones conocidas como dominios magnéticos. Cada dominio es una unidad de volumen en la que todos los dipolos están alineados en una dirección preferencial. Granos ferromagnéticos muy pequeños (menor de 1 µm de diámetro en la magnetita y ~100 µm en la hematites), están constituidos por un solo dominio, la magnetización es uniforme y está alineada con los ejes específicos cristalográficos (ejes “fáciles” de magnetizar). En granos mayores (diámetro mayor a 100 µm), se desarrollan varios dominios, cada uno con su magnetización alineada a lo largo de sus ejes “fáciles”. El alineamiento interno de los dominios se constituye cuando se desarrolla la estructura cristalina de los materiales durante la solidificación del material a partir de su estado fundido. Los dominios magnéticos pueden ser llegar a ser observados con microscopía óptica

Tabla 2

Susceptibilidades características de diversos tipos de rocas

Tipo de roca Sedimentaria	K (SI x 10 ⁻⁵)	Tipo de roca Ígnea	K (SI x 10 ⁻⁵)	Tipo de roca Metamórfica	K (SI x 10 ⁻⁵)
Limolita	2.5 - (20)	Basalto	(2.2) 100 - 7700 (10000)	Gneis	0.6
Lutita	1.26 - (10)	Riolita	25 - 100	Esquisto	0.13
Arenisca	1.26	Ignimbrita	25 - 2500	Pizarra	0.13
Lechos rojos	0.063 - 0.63	Gabro	10 - 10000		
Caliza	< 0.013 - 0.025 - (10)	Diorita	0.6		
		Ultrabásicas	0.3		
		granitos A e I	100 - 1000		
		granitos M y S	1 - 100		

Números en negritas indican los valores más comúnmente reportados.

Números entre paréntesis indican valores extremos (altos o bajos).

Fuentes: Tarling y Hrouda, 1993; <http://www.dmtcalaska.org/exploration/ISU/unit3/u3lesson1.html>; y resultados de estudios propios.

de superficies pulidas (microfotografías en Dunlop y Ozdemir, 1997) y ser detectados mediante el empleo de microscopios de fuerza magnética (Magnetic Force Microscopy: MFM).

Cada dominio tiene un polo norte y un polo sur en puntos opuestos en su superficie y está separado de su vecino por una delgada **pared de Bloch**, dentro de la cual la orientación de los espines cambia de dirección de un dominio hacia el otro. En ausencia de fuerzas externas que influyan en su alineación, los dominios se

ajustan entre sí para minimizar la energía magnetostática asociada con la superficie de sus polos (Fig. 6). Dos dominios ajustarán sus magnetizaciones internas de forma antiparalela, mientras que una cantidad mayor de dominios tratarán de formar **dominios cerrados**.

La importancia del tamaño

El comportamiento magnético de las partículas pequeñas, de un solo dominio (SD¹⁶ o monodominio), es muy diferente al de las partículas mayores o multidominio

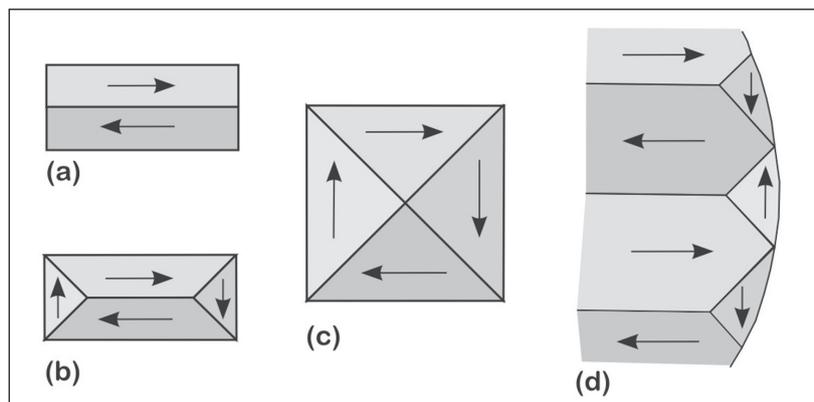


Figura 6. Dominios dobles y múltiples cerrados. Al aumentar de tamaño de las partículas ferromagnéticas se incrementa el número de dominios. En ausencia de un campo externo, los dominios nuevos compensan las fuerzas internas. El arreglo óptimo es donde la magnetización de los dominios forma (c) patrones equidimensionales de dominios cerrados. En granos mayores (d), los dominios se ajustan entre sí de forma tal que tengan una magnetización externa muy pequeña.

¹⁶ SD corresponde con el acrónimo inglés de *single domain*.

(MD¹⁷), aun si la composición y la cantidad de los materiales ferromagnéticos es la misma. De tal forma que la magnetización de los materiales SD expuestos a un campo externo \mathbf{H} paralelo a la dirección de más fácil magnetización, sólo se adquiere hasta que el campo \mathbf{H} es muy alto; esto ocurre de manera súbita cuando el material alcanza su máxima magnetización posible –magnetización de saturación: M_s –, siendo esta también su magnetización remanente; lo mismo se repite si aplicamos después un campo \mathbf{H} en sentido opuesto (Fig. 7a). En contraste los materiales MD muestran cambios inmediatos incluso en campos \mathbf{H} bajos, estos cambios continúan incrementándose a medida que \mathbf{H} aumenta hasta alcanzar su M_s , cuando el campo es removido el material conserva una magnetización remanente M_r , igual que en el caso anterior, el mismo comportamiento se repite si aplicamos después un campo en sentido opuesto (Fig. 7b). Algunos materiales con granos MD exhiben un comportamiento similar a los SD debido a imperfecciones cristalinas que impiden la interacción que normalmente existe entre los diferentes dominios de una partícula, este comportamiento se denomina como de pseudo dominio sencillo (PSD¹⁸ o pseudomonodominio) y parece ser común en granos no mayores a 3 dominios.

2.3 Ciclos de histéresis e identificación de mineralogía magnética

Los ciclos de histéresis grafican el comportamiento de los materiales al aplicar el campo en un sentido hasta

alcanzar la M_s del material (punto 2, Fig. 8), después una vez removido el campo hasta donde conserva su M_r (punto 3, figura 7) y el comportamiento a partir de aquí al aplicar nuevamente un campo en sentido inverso hasta lograr una M cero (punto 4, Fig. 8) y nuevo la M_s del material (ahora en sentido inverso, punto 5 Fig. 8), seguido del retiro del campo hasta donde el material conserva su M_r (punto 6) y de aquí al inicio de un nuevo ciclo de magnetización con un campo en el sentido inicial. Las gráficas de estos ciclos permiten identificar el tipo de material mediante: (1) los valores de la M_s y el valor del campo aplicado bajo el que se adquiere (H_s en Fig. 8) y (b) la amplitud del ciclo o el valor de la coercitividad (valor del campo en el punto 7). Usualmente estos ciclos de histéresis se grafican usando el campo de inducción B , en teslas, que es el que se aplica con los instrumentos de laboratorio y con el valor de la magnetización normalizada con el fin de comparar mejor el comportamiento magnético entre los diferentes materiales como se ve en la Fig. 9, donde se ilustra el comportamiento de materiales diamagnéticos, paramagnéticos y superparamagnéticos en las gráficas a, b y c, respectivamente y de materiales antiferromagnéticos imperfectos (hematites), ferrimagnéticos (magnetita SD) y de pseudo dominio sencillo (PSD). Esta es una técnica rutinaria de las más empleadas para la identificación de la mineralogía magnética no sólo para los trabajos de AMS sino del Paleomagnetismo en general en todas sus diversas aplicaciones.

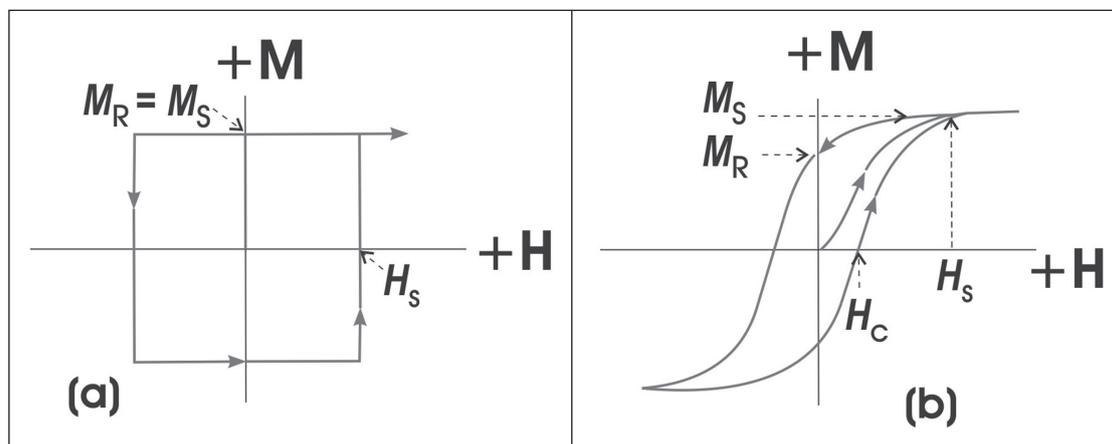


Figura 7. Comportamiento de materiales SD (a) y MD (b) descrito mediante ciclos de histéresis. Los campos H aplicados son paralelos a los ejes de máxima susceptibilidad de los materiales. M_s es magnetización de saturación alcanzada con el campo H_s (campo de saturación); M_r es magnetización remanente conservada en el material después de la remoción de H_s .

¹⁷ MD corresponde también con el acrónimo en inglés de *multi-domain*.

¹⁸ PSD corresponde con el acrónimo en inglés *pseudo single domain*.

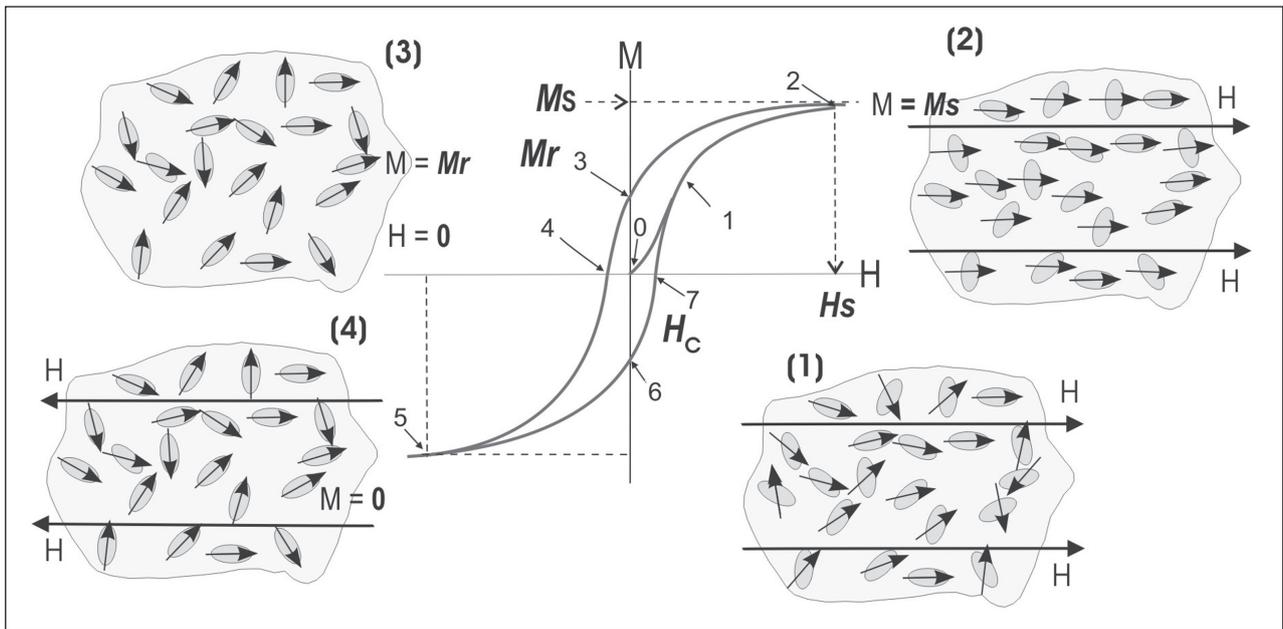


Figura 8. Gráfica de la curva del ciclo de histéresis para un material con el 5% en volumen de partículas alargadas de magnetita de dominio sencillo. La gráfica señala 7 puntos que se explican en el texto. Los dibujos alrededor de la gráfica ilustran el comportamiento en los puntos 1, 2, 3 y 4. M = magnetización, M_s = magnetización de saturación, H = campo magnético de exposición, H_s = campo de saturación. (Modificado de Butler, 1998).

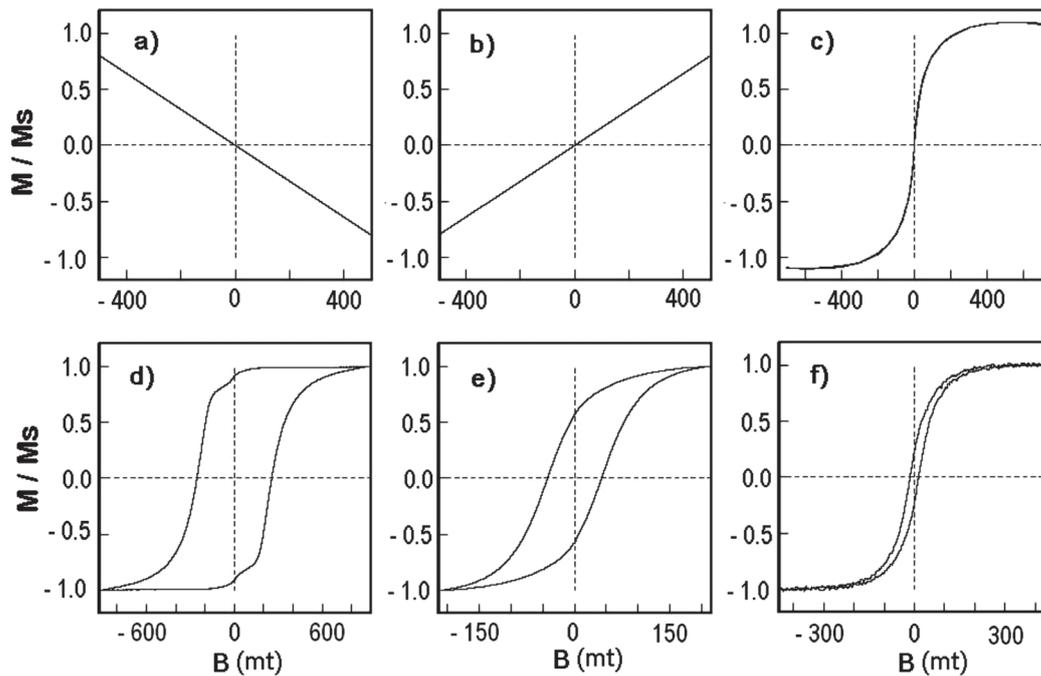


Figura 9. Gráficas de ciclos de histéresis que ilustran el comportamiento de materiales (a) diamagnético, (b) paramagnético, (c) superparamagnético, (d) antiferromagnético imperfecto: hematites, (e) ferrimagnético: magnetita SD, (f) pseudo dominio sencillo (PSD). (Tomado de Tauxe, 2007).

2.4 El tiempo y la magnetización de las rocas

Para la comprensión de la retención de la Mr se debe considerar adicionalmente al tipo de mineralogía magnética y su tamaño (dominio magnético)¹⁹, el **tiempo de relajación de la magnetización**²⁰. Si un grano es magnetizado, la dirección de magnetización se “relajará” en la dirección del campo aplicado en un tiempo específico: *tiempo de relajación*. Los tiempos de relajación de granos muy pequeños (ca. 20-30 nm de diámetro) son del orden de segundos o minutos²¹, mientras que los tiempos de relajación de partículas de dominio sencillo pueden ser millones o miles de millones de años. Por otro lado, granos grandes de PSD son capaces de retener una Mr por largos periodos de tiempo (varios miles de años): Mr isothermal (IRM²²), mientras que granos MD retienen una memoria del campo aplicado de solamente unas cuantas decenas de años. El tiempo de relajación para un grano magnético dado es fuertemente dependiente de la temperatura y también del volumen o tamaño del grano. Conforme un grano se enfría por debajo de su temperatura de Curie su tiempo de relajación se incrementa exponencialmente

con el descenso de la temperatura: pasando de actuar superparamagnéticamente (en temperatura Curie), a tiempos de relajación del orden de minutos, hasta resultar en el “bloqueo” de la remanencia en el grano para un tiempo que excede la duración de los experimentos de laboratorio (convencionalmente 20 min.) y enseguida, cualquier disminución adicional a partir de esta **temperatura de bloqueo** “cierra” la dirección de remanencia dentro del grano por periodos sustancialmente más grandes.

Por otro lado, si un grano muy pequeño es mantenido a una temperatura constante, justo debajo de la temperatura Curie, su tiempo de relajación será muy corto (actúa superparamagnético). Si el grano crece, eventualmente alcanzará un tamaño en el cual su tiempo de relajación será similar al de la duración en los experimentos de laboratorio, entonces la dirección del campo magnético ambiental quedará bloqueada durante el tiempo del experimento; este volumen es el *volumen de bloqueo*. Si el grano crece, esto resultará en un incremento exponencial en el tiempo de relajación de los granos.

¹⁹ Dominio magnético explicado en secciones 2.1 y 2.2.

²⁰ Concepto introducido por Néel, 1949, 1955

²¹ Ver comportamiento superparamagnético sección 2.1 último párrafo.

²² IRM, acrónimo inglés para *Isothermal Remanent Magnetization*, adquirida por la exposición del material a un campo a temperatura ambiente.

3. Anisotropía de susceptibilidad magnética AMS

Dado que tanto la magnetización \mathbf{M} como la susceptibilidad \mathbf{k} son propiedades anisotrópicas, la relación entre ambas, definida por la ecuación (1), queda expresada más apropiadamente como: $\mathbf{M}_i = k_{ij} \cdot \mathbf{H}_j$ ($i = 1, 2, 3$; $j = 1, 2, 3$), donde 1, 2 y 3 son direcciones ortogonales entre sí del material (i) y del espacio donde se aplica el campo (j).

De manera extendida la relación se expresa:

$$\begin{aligned} \mathbf{M}_1 &= k_{11} \cdot \mathbf{H}_1 + k_{12} \cdot \mathbf{H}_2 + k_{13} \cdot \mathbf{H}_3 \\ \mathbf{M}_2 &= k_{21} \cdot \mathbf{H}_1 + k_{22} \cdot \mathbf{H}_2 + k_{23} \cdot \mathbf{H}_3 \quad (1 \text{ ext}) \\ \mathbf{M}_3 &= k_{31} \cdot \mathbf{H}_1 + k_{32} \cdot \mathbf{H}_2 + k_{33} \cdot \mathbf{H}_3 \end{aligned}$$

De donde la susceptibilidad k_{ij} se puede expresar como una matriz como abajo se indica, en coordenadas de la muestra:

$$k_{ij} = \begin{vmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{vmatrix} \quad (2)$$

Como se trata de un tensor simétrico de segundo, esta matriz se puede simplificar con sólo seis términos independientes ($k_{21} = k_{12}$, $k_{31} = k_{13}$ y $k_{32} = k_{23}$):

$$k_{ij} = \begin{vmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{vmatrix} \quad (3)$$

Matriz que se puede diagonalizar si se calculan sus autovalores y autovectores, de tal forma que en el sistema de coordenadas de estos últimos, la matriz tiene una expresión diagonal más simple, donde sus valores característicos k_1 , k_2 , y k_3 , son las susceptibilidades principales de la AMS máxima, intermedia y mínima:

$$k_{ij} = \begin{vmatrix} k_1 & 0 & 0 \\ 0 & k_2 & 0 \\ 0 & 0 & k_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} k_{\text{max}} & 0 & 0 \\ 0 & k_{\text{int}} & 0 \\ 0 & 0 & k_{\text{min}} \end{vmatrix} \quad (4)$$

3.1 Representación de la anisotropía magnética

El tensor de la AMS se representa gráficamente por medio de un elipsoide con sus tres ejes ortogonales, cada uno de ellos correspondiendo a las direcciones principales de susceptibilidad: $k_1 > k_2 > k_3$, correspondiendo a los ejes mayor, intermedio y menor del elipsoide (Fig. 10).

La orientación en el espacio de los ejes de los elipsoide de AMS se efectúa por medio de coordenadas cartesianas (x, y, z) o por coordenadas polares de declinación y orientación de cada eje. Estas direcciones

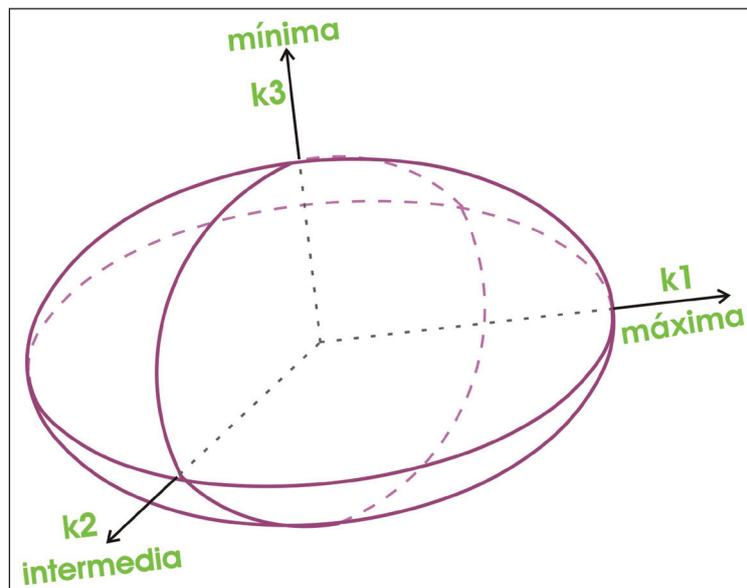


Figura 10. Elipsoide de susceptibilidad que representa el tensor de susceptibilidad. Sus ejes ortogonales corresponden en orientación y magnitud con los ejes principales de susceptibilidad. Su orientación en el espacio se define en el dibujo por las coordenadas cartesianas (x, y, z).

principales se representan habitualmente en diagramas circulares de proyecciones ecuatoriales de igual área efectuadas sobre el hemisferio inferior empleando una simbología convencional: cuadros, triángulos y círculos llenos para representar respectivamente los ejes k_1 , k_2 y k_3 (Ellwood *et al.*, 1988). Estas son proyecciones ortográficas, ya que van de la esfera de un hemisferio, el inferior, al plano ecuatorial, al cual llegan mediante líneas ortogonales, lo que tiene el efecto geométrico de conservar las áreas en el plano de proyección ecuatorial (Fig. 11). Comparativamente, para el caso de los vectores de magnetización los diagramas circulares de proyecciones ecuatoriales empleados para su representación son de igual ángulo, empleando círculos llenos cuando la el vector apunta hacia abajo, esto es hacia el hemisferio inferior de la esfera y círculos vacíos cuando el vector apunta hacia el hemisferio superior. Estas son proyecciones estereográficas, ya que van de un hemisferio de la esfera al polo del hemisferio opuesto, atravesando con un cierto ángulo el plano ecuatorial de proyección, lo que tiene por efecto conservar los valores angulares en el plano de proyección.

Cada elipsoide graficado corresponde con la medición de la AMS de un espécimen; debido a que en un mismo sitio se toman varias muestras, se grafican

todas ellas y se hace un manejo estadístico direccional para obtener una media representativa (sección 5).

3.1.1 Parámetros de la anisotropía magnética

Los parámetros de la anisotropía magnética son **relaciones entre las magnitudes de los ejes del elipsoide** de la AMS, que sirven para determinar de forma objetiva el (1) tamaño, (2) la buena o mala definición y (3) la forma que tienen los elipsoides comparativamente. No obstante para cada aspecto o parámetro se han propuesto diversas formas de evaluación. En virtud a que la susceptibilidad tiene distribución logarítmica, las fórmulas de los parámetros más recomendadas son las que involucran para su cálculo logaritmos. Enseguida se describe cada tipo de parámetro y se muestran las diversas formulas propuestas en tablas donde se somborean los parámetros que han sido más empleados.

(1) **Susceptibilidad media**, representativa de una muestra o de todo un sitio analizado. Evalúa que tan grande es el elipsoide y que tan confiables son las mediciones ya que valores demasiado bajos quedarían en el límite de medición instrumental. Da una idea de la mineralogía magnética. En tabla 1 se muestra la susceptibilidad de minerales selectos.

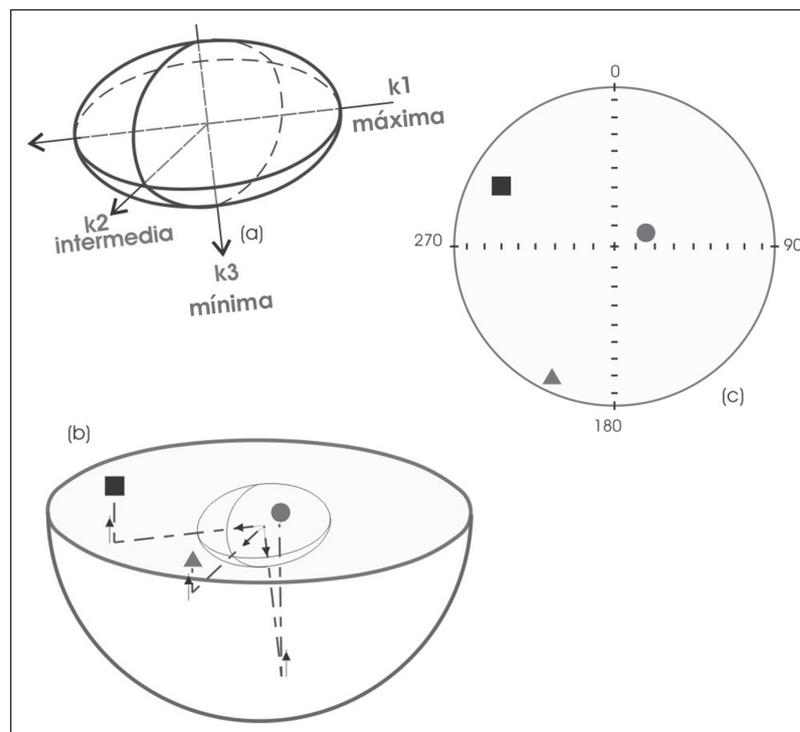


Figura 11. Proyección ecuatorial del elipsoide de AMS en diagramas circulares de igual área. Cada eje se proyecta hacia la hemisferio inferior de la esfera en la que se inscribe el elipsoide y de ahí hacia el círculo ecuatorial en líneas ortogonales a este plano ecuatorial (“red ó proyección Smith”). En las proyecciones circulares que conservan iguales ángulos, como las que se emplean para los vectores de magnetización, la proyección de la esfera hacia el ecuador se hace de forma estereográfica: mediante líneas que convergen en el polo del hemisferio opuesto (“red ó proyección Wulff”), de ahí su nombre común de estereogramas.

Tabla 3

Parámetros de susceptibilidad media.

Media aritmética (para un elipsoide)	$\mathbf{K} = (k_1+k_2+k_3)/3$	1	Nagata, 1961
Media geométrica (para un elipsoide)	$\mathbf{K}_{geom} = (k_1+k_2+k_3)^{1/3}$	2	Bucha, 1975
(para una población de elipsoides)	$\mathbf{K}_{geom} = \text{antilog} [(\sum_i^n \log \mathbf{K})/n]$	3	Tarling y Hrouda, 1993

(2) La magnitud de la anisotropía, comparable con la *relación de aspecto* (aspect ratio) de los clastos, para evaluar que tan bien desarrollado se encuentra el elipsoide con respecto de una esfera y con ello evaluar la validez y significado de los arreglos en la orientación de los ejes. Sus valores se relacionan principalmente con la mineralogía magnética; valores altos como en el caso de la hematites, pueden tener susceptibilidades relativamente bajas.

(3) La forma del elipsoide, para evaluar la excentricidad del elipsoide y así determinar si es alargado (prolado), aplastado (oblado) o neutro (triaxial) y con ello evaluar su potencialidad para desarrollar arreglos foliados: foliación magnética o lineados: lineación magnética. Sus valores dependen principalmente de la mineralogía magnética. Se puede usar un solo parámetro como el **E** (26) o el **T** (28) o en su caso el **U** (29) (T y U de casi iguales valores para grados de anisotropía bajos) para definir la forma del elipsoide. Valores de ciertos rangos corresponden con formas obladas y de otros rangos con proladas, así en el caso de **T**, los valores positivos son formas obladas y negativos proladas con un máximo de +1 y -1 respectivamente; valores alrededor de 0, que es el límite entre ambos campos son formas neutras (esféricas). Los parámetros de lineación –foliación y obladez–proladez

deben usarse complementariamente. Estos parámetros no deben confundirse con la distribución o arreglo de los elipsoides, ya que por ejemplo, elipsoides prolados pueden dar arreglos foliados y elipsoides oblados pueden presentar arreglos con un claro desarrollo de lineación de ejes largos.

3.2 Medición de la AMS

La susceptibilidad magnética se obtiene al exponer a una roca o material de volumen (m³) o masa (kg) conocidos, y a temperatura ambiente (20-23° C, ya que la susceptibilidad varía con la temperatura), a un campo externo (H). Con ello se le induce al material una magnetización (M), cuya magnitud depende de: (a) su contenido y proporción de minerales ferromagnéticos *s.l.*, paramagnéticos y diamagnéticos²³ y de (b) la magnitud de los campos empleados para medirla. Si para la producción del campo H se aplican campos de inducción bajos (<< 1mT), se asume que hay una linealidad aceptable entre la M y el H, pero si se emplean campos más altos (> 10mT), la no linealidad es lo común. Debido a lo cual la mayoría de los instrumentos aplican campos bajos. No obstante en ocasiones se requiere incrementar el campo de inducción para magnificar la señal, en estos casos ambos tipos de susceptibilidades no deben ser comparadas.

Tabla 4

Parámetros de magnitud anisotropía.

Grado de anisotropía	$\mathbf{P}_2 = k_1/k_3$	4	Nagata, 1961
Anisotropía absoluta	$(k_1-k_3)/k_2$	5	Rees, 1966
Anisotropía total	$\mathbf{H} = (k_1-k_3)/\mathbf{K}$	6	Owens, 1974
Porcentaje de anisotropía	$100 (k_1-k_3)/k_2$	7	Howell <i>et al.</i> , 1958
	$100 (k_1-k_3)/k_1$	8	Graham, 1966
Grado anisotropía corregido	$\mathbf{A} = 100 [1 - (k_1/2k_2) - (k_2/2k_3)]$	9	Cañón-Tapia, 1994
	$\mathbf{P}_J = \exp\{2[(\eta_1-\eta)^2 + (\eta_2-\eta)^2 + (\eta_3-\eta)^2]\}^{1/2}$ donde $\eta_1 = lnk_1; \eta_2 = lnk_2; \eta_3 = lnk_3; y \eta = (\eta_1+\eta_2+\eta_3)/3$	10	Jelínek, 1981

Parámetros sombreados son los más empleados en la literatura.

²³ Ferromagnéticos, paramagnético y diamagnéticos, explicados en sección 2.1.1.

Tabla 5

Parámetros de forma del elipsoide.

LINEACIÓN				
Lineación	$P_1 = k_1/k_2$	11	Balsey y Buddington, 1960	
Lineación magnética	$L = (k_1 - k_2)/K$	12	Khan, 1962	
Grado de lineación	$2 k_1 / (k_2 + k_3)$	13	Hrouda <i>et al.</i> , 1971	
Lineación	$L = (k_1 + k_3)/2k_2$	14	Urrutia-Fucugauchi, 1980a	
FOLIACIÓN				
Foliación	$P_3 = k_2/k_3$	15	Stacey <i>et al.</i> , 1960	
Foliación magnética	$F = (k_2 - k_3) / K$	16	Khan, 1962	
Grado de foliación	$F = 2k_2 / (k_1 + k_3)$	17	Urrutia-Fucugauchi, 1980a	
Foliación	$F = (k_1 + k_2) / 2k_3$	18	Balsey y Buddington, 1960	
diversos parámetros	$F = (k_1 + k_2) / 2 - k_3$	19	Granar, 1958	
de foliación	$F = 1 - k_3/k_2$	20	Porath, 1971	
	$F = [k_1/(k_2 k_3)]^{1/2}$	21	Ellwood, 1975	
PROLADEZ				
Proladez	$P = (k_1 - k_2) / (k_2 - k_3)$	22	Khan, 1962	
Proladez	$P = (2k_1 - k_2 - k_3) / (k_2 - k_3)$	23	Urrutia-Fucugauchi, 1980b	
OBLADEZ				
Obladez	$O = (k_2 - k_3) / (k_1 - k_2)$	24	Khan, 1962	
Obladez	$O = (k_1 + k_2 - 2k_3) / (k_1 - k_2)$	25	Urrutia-Fucugauchi, 1980b	
FORMA				
factor forma elipsoide E	$E = F/L = k_2 k_2 / k_1 k_3$	26	Hrouda <i>et al.</i> , 1971	
indicador de forma	$L/F = (k_1 k_3 - k_2 k_3) / (k_1 k_2 - k_1 k_3)$	27	Stacey <i>et al.</i> , 1960	
parámetro de forma T	$T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$	28	Jelínek, 1981	
parámetro de forma U de diferencias	$U = (2 k_2 - k_1 - k_3) / (k_1 - k_3)$	29	Jelínek, 1981 (para medición con magnetómetros de torsión)	

Parámetros sombreados son los más empleados en la literatura

La susceptibilidad puede estar dada como **susceptibilidad de masa**: χ , o como **susceptibilidad vo-lumétrica** k , la relación entre ambas es: $\chi = k/\rho$, donde ρ es la densidad. La primera (χ) fue en un inicio la más empleada, debido a la mayor facilidad para determinar el peso que el volumen, sin embargo, algunos errores introducidos por contenidos de agua variable y los instrumentos posteriormente diseñados para el uso de especímenes de tamaño estándar (12 cm³), llevaron a un mayor empleo de la susceptibilidad volumétrica también llamada susceptibilidad total (bulk susceptibility). Por lo que, a menos que se especifique otra cosa, ésta es la susceptibilidad reportada habitualmente, con excepción de muestras inconsolidadas, como el caso de suelos o sedimentos recientes, los que aún suelen reportarse como χ .

Es importante distinguir también entre dos tipos de susceptibilidad, la **extrínseca**: k_{ext} , que es la medida convencionalmente por la mayoría de los instrumentos, y la susceptibilidad **intrínseca**: k_{int} , que es

la susceptibilidad verdadera después de que se remueven los efectos internos de los campos desmagnetizantes; la relación entre ambas es: $k_{ext} = k_{int} / (1 + N_d k_{int})$, donde N_d = factor desmagnetizante.

La AMS es entonces habitualmente obtenida mediante campos bajos aplicados en varias direcciones. De la misma forma en que la variación de la susceptibilidad con la orientación se describe matemáticamente en términos de un tensor de segundo orden, en el que se tienen 6 direcciones independientes [(k_{11}), ($k_{21} = k_{12}$), (k_{22}), ($k_{31} = k_{13}$), ($k_{32} = k_{23}$) y (k_{33})] (ecuación (2)²⁴), es a lo largo de 6 direcciones de forma mínima, en que se deberán efectuar las mediciones. Sin embargo, se emplean más mediciones para evitar errores, por ejemplo los Kappabridges de Agico emplean 15 direcciones que se miden de forma estática en el KLY2, y que pueden ser realizadas de forma automática con el giro de la muestra a lo largo de 3 ejes ortogonales en el KLY3, KLY4 y MFK1. Las direcciones son normalmente tomadas

²⁴ sección 3.

correspondiendo con las marcas de orientación del espécimen: x es normalmente la dirección de la marca fiduciaria (el azimuth de un núcleo paleomagnético) y z es la dirección perpendicular en el espécimen de su superficie orientada (Fig. 12).

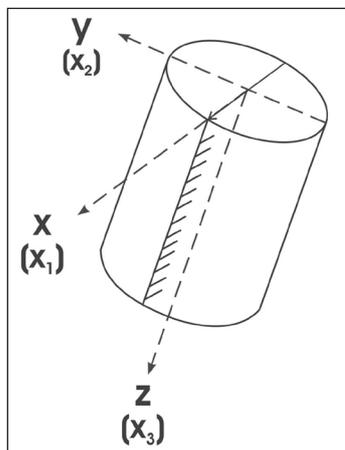


Figura 12. Núcleo paleomagnético con su marco fiduciaria y sistema de coordenada x , y , z , correspondiente.

El tamaño estándar de los especímenes es de: (a) Cilindros de 22 mm de longitud por 25.4 mm de diámetro (las brocas de perforación paleomagnética estándar producen núcleos de este diámetro), de manera que el volumen sea de alrededor de 11.1 a 12 cm³. (b) Cubos de 20 mm de lado, volumen de 8 cm³ (generalmente usados para material inconsolidado o poco consolidado). Algunos instrumentos cuentan con aditamentos para muestras esféricas de 25 mm de diámetro y cilíndricas más pequeñas, así como contenedores en el que caben muestras mayores: cúbicas hasta 38 mm de lado y cilíndricas de hasta 38 x 46 mm.

Los instrumentos mediante una computadora acoplada con *software* específico, calculan los ejes principales de la AMS dando los resultados en coordenadas de la muestra (x , y , z y/o declinación e inclinación) y proporcionan las magnitudes de la susceptibilidad de los ejes (relativas y/o absolutas). Algunos instrumentos (ej, los de Agico) corrigen directamente, o mediante su *software* con posterioridad, las direcciones principales de la AMS a coordenadas geográficas con base en los datos de orientación de las muestras y realizan correcciones estructurales basadas en planos de estratificación, flujo de lava u otros. Así como también calculan los parámetros de la AMS conforme a un menú del que se seleccionan los parámetros de preferencia. Igualmente el *software* asociado a dichos instrumentos también tiene la posibilidad de efectuar gráficas de direcciones

y parámetros y estadística de los mismos o bien produce bases de datos para hacer estas acciones mediante otros recursos externos a elección del usuario.

3.3 Dominios magnéticos y sus implicaciones en la AMS

Derivado del diferente comportamiento que tienen los granos magnéticos SD en comparación con los MD²⁵, la presencia de los primeros tienen implicaciones importantes en la AMS, ya que los ejes de los elipsoides de la AMS, cuando ésta es medida ante campos externos bajos, como los que se emplean más habitualmente, resultan intercambiados: k_1 (máximo) intercambia posición con el k_3 (mínimo), dado que a los materiales SD no se les induce magnetización hasta con campos muy altos de saturación. Lo que da como resultado arreglos invertidos, lo que se conoce como fábrica invertida (Fig. 13).

3.4. Tipos de AMS

La AMS medida en campos bajos, que presenta una roca es la suma del efecto de todos los minerales que contiene²⁶, por lo que depende de la anisotropía propia de estas partículas y también de su grado de alineación, el cual presumiblemente depende de la efectividad de los procesos geológicos orientadores de partículas. De tal forma que puede darse el caso de partículas altamente anisotrópicas, pero débilmente alineadas, cuya anisotropía total puede ser similar al caso de partículas fuertemente alineadas pero débilmente anisotrópicas. La dominancia de uno u otro tipo de mineralogía magnética es un aspecto fundamental para el análisis de la AMS y en particular se relaciona con los diferentes tipos de anisotropía observadas, de los cuales se han descrito 6 formas o tipos diferentes (Bathal, 1971) dos de ellas son las más importantes:

1) **Anisotropía magnetocristalina.**- Se desarrolla en minerales cuya dirección de más fácil magnetización está relacionada con uno de sus ejes o planos cristalográficos llamados eje o plano fácil. La magnetización de un mineral con eje o plano semejante tenderá a estar alineada con esta dirección. Esta forma de anisotropía es importante en minerales antiferromagnéticos imperfectos como la hematites y goethita. En la hematites, del sistema cristalino hexagonal, su dirección fácil se encuentra dentro del plano basal (plano fácil). Esta anisotropía también puede presentarse en minerales cúbicos bajo campos suficientemente altos, a lo largo del eje diagonal del cubo.

²⁵ sección 2.2.1.

²⁶ sección 2.1.1.

2) **Anisotropía de forma.**- Esta anisotropía se presenta en granos minerales alargados donde los ejes largos son los que más fácilmente se magnetizan, los espines de los electrones se alinean creando polos norte y sur en los extremos opuestos de cada grano, esta distribución polar de cargas es la que controla la anisotropía. Entre mayor sea la susceptibilidad intrínseca de los materiales, mayor es esta anisotropía, por lo que es dominante en rocas con minerales de alta susceptibilidad como la magnetita, magnetita-ulvoespinela, maghemita y pirrotita ferrimagnética en la que se presenta a lo largo de sus planos basales. La anisotropía de forma es además controlada por el tamaño de los granos y particularmente por los cambios de dominio magnético (Fig. 13).

La interacción de las partículas ferromagnéticas en una roca ha llevado a la descripción de los otros tipos de AMS (Bathal, 1971), que no son más que variantes o modificaciones de las AMS de forma y magnetocristalina.

3) **Anisotropía textural.**- Debida al encadenamiento de granos magnéticos conformando líneas o planos.

4) **Anisotropía inducida por esfuerzos.**- Originada por la aplicación de esfuerzos que pueden producir efectos reversibles o irreversibles en la anisotropía magnética.

5) **Anisotropía por alineamiento de dominios magnéticos.**- Por alineación de dominios magnéticos de granos de SD.

6) **Anisotropía de intercambio.**- Por interacciones atómicas entre átomos de materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos y antiferrimagnéticos produciendo un acoplamiento de espines atómicos; *vg.*, un grano ferrimagnético y un antiferrimagnético pueden desarrollar un plano común, con lo que el mineral antiferrimagnético se magnetizaría en una dirección paralela a la del vecino.

Si tanto magnetita (anisotropía de forma: alta susceptibilidad y bajo grado de anisotropía), como hematites (anisotropía cristalina: baja susceptibilidad y alta anisotropía), están presentes en una roca, las propiedades de la magnetita, incluyendo su tipo de anisotropía, dominarán en tanto constituya el 5% o más de la fracción de óxidos de hierro, si la magnetita está en cantidades bajas, serán las propiedades de la hematites la que dominarán. Si tanto hematites como pirrotita están presentes contribuyendo sustancialmente a la susceptibilidad media, su contribución en la anisotropía será aún mayor debido a sus altas anisotropías intrínsecas.

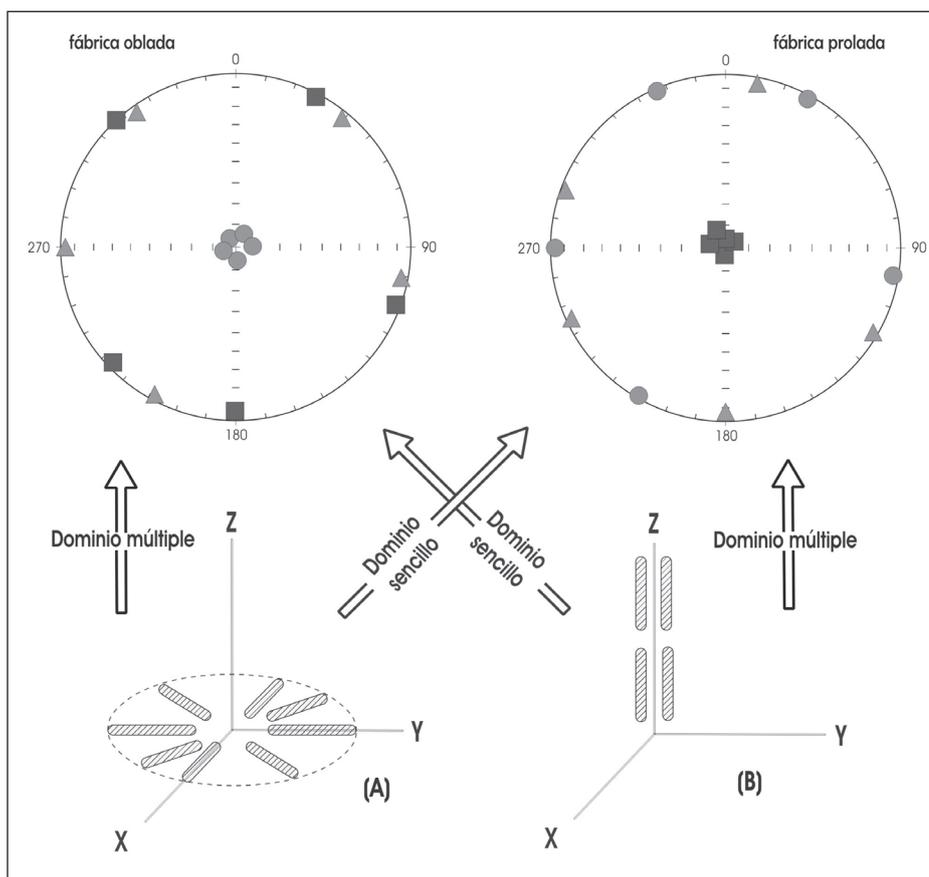


Figura 13. Influencia del dominio magnético de la magnetita y maghemita en la anisotropía de susceptibilidad magnética de campos bajos. (A) Arreglos de ejes alargados dispuestos azarosamente en la horizontal producen: (i) fábricas obladas con k_3 verticales, si la anisotropía reside en granos multidominio y, (ii) fábricas proladas ("inversas") con k_1 verticales si los granos son de dominio sencillo. (B) Arreglos de granos alineados paralelamente entre sí y perpendiculares a la horizontal producen: (i) fábricas proladas con lineación magnética vertical, si la anisotropía reside en granos multidominio y, (ii) fábricas obladas ("inversas") con foliación magnética horizontal (perpendicular a los ejes largos), si los granos son de dominio sencillo. (modificado de Stephenson y Potter, 1989).

4. Anisotropías magnéticas alternativas

La AMS de una roca es la suma del efecto de todos los minerales que contiene, en algunos casos alguna fracción de estos minerales puede tener efectos indeseables para la evaluación de la fábrica magnética (vg. el caso de minerales muy pequeños con efecto superparamagnético y de anisotropías inversas) o en otros la susceptibilidad de la roca puede ser de rangos demasiado bajos, por lo que la evaluación de su anisotropía puede quedar dentro de los rangos de precisión de los instrumentos de medición. Adicionalmente la formación de los minerales de una roca puede ocurrir a diferentes tiempos y diferentes minerales pueden responder de forma diferente a la deformación, resultando en fábricas magnéticas complejas. Debido a lo anterior se han desarrollado diversas técnicas para resaltar la anisotropía de una determinada fracción mineralógica –paramagnéticos de ferromagnéticos– para poder evaluar e interpretar mejor su anisotropía (ver por ej. Martin-H. y Ferré, 2007 y referencias ahí incluidas).

4.1 Anisotropía de remanencia

La magnetización remanente de una roca o material, que portan los minerales ferromagnéticos *s.l.* (diamagnéticos y paramagnéticos no son capaces de portarla, sección 2.1.), puede adquirirse por diversos procesos tanto naturales como producidos en un laboratorio y es la base de los estudios de paleomagnetismo. Según el proceso, la magnetización remanente puede ser de diferentes tipos, una es la térmica (TRM²⁷), adquirida durante el enfriamiento de un material a partir de una temperatura superior a la de Curie. La magnetización remanente química o cristalina (CRM²⁸) es adquirida por cambios químicos ocurridos debajo de la temperatura Curie que dan como resultado el crecimiento del tamaño de los cristales por arriba de su volumen de bloqueo. La magnetización remanente detrítica o deposicional (DRM²⁹) es adquirida durante la depositación y litificación de las rocas sedimentarias, cuyos granos minerales se alinean con el campo geomagnético durante estos procesos. La magnetización remanente viscosa (VRM³⁰), se adquiere gradualmente durante la exposición de una roca a campos magnéticos débiles. La magnetización remanente isothermal (IMR) es adquirida por una roca debido a su exposición corta a campos magnéticos fuertes (>10mT) bajo una misma

temperatura ambiente (21°-23° C cuando es impartida en laboratorio). La magnetización remanente anhistérica (MRA) es adquirida por la exposición, también bajo temperatura ambiente, de una roca a campos magnéticos alternos pero en este caso ante la presencia de un pequeño campo magnético directo. Las magnetizaciones remanentes naturales (NRM³¹) más frecuentes son la térmica –TRM– y la detrítica –DRM– y en menor proporción la química –CRM–. La isothermal –IRM– puede presentarse ocasionalmente en la naturaleza debido a descargas eléctricas de los rayos durante tormentas. Todas son reproducibles en laboratorio durante los estudios paleomagnéticos en las que se emplean en diversos experimentos como parte de procedimientos para diversos fines, particularmente para aislar la NRM original asociada al tiempo de formación de la roca, o la correspondiente a un determinado momento geológico (vg. tiempo de deformación) o bien para conocer la mineralogía magnética. La magnetización remanente viscosa (VRM) es en ocasiones producida como subproducto indeseado durante estos experimentos.

La evaluación de la anisotropía de remanencia no se efectúa en el estado natural de las rocas ya que la MRN puede tener magnitudes bajas como para poder detectar la anisotropía con precisión y haberse adquirido en condiciones sensiblemente diferentes en un mismo cuerpo de roca. De tal forma que se efectúan experimentos de laboratorio en los que a los especímenes de roca se les expone a lo largo de diferentes direcciones –al menos tres–, a campos magnéticos conocidos bajo mismas condiciones de temperatura y así obtener para cada dirección su magnetización remanente respectiva. Generalmente antes de la exposición al campo externo en cada dirección, los especímenes son desmagnetizados. Las direcciones y magnitudes de la magnetización remanente obtenidas para cada dirección se manejan matemáticamente de manera similar a la AMS con el fin de determinar finalmente el elipsoide respectivo de la anisotropía de remanencia tanto con sus valores de orientación como de intensidad. Igual que con la AMS, se manejan los mismos parámetros de anisotropía y mismos tratamientos estadísticos.

²⁷ TRM, acrónimo en inglés para *thermal remanent magnetization* que es la dominante en rocas ígneas.

²⁸ CRM, acrónimo en inglés para *chemical remanent magnetization*, en algunas rocas metamórficas y otras.

²⁹ DRM, acrónimo en inglés para *detrital remanent magnetization*, que es la dominante en rocas sedimentarias.

³⁰ VRM, acrónimo en inglés para *viscous remanent magnetization*.

³¹ NRM, acrónimo en inglés para *natural remanent magnetization*.

Las técnicas de anisotropía de remanencia más empleadas son: la anisotropía de MRA (McCabe *et al.*, 1985), la anisotropía de TRM y la anisotropía de IRM (Stephenson *et al.*, 1986). En virtud de la baja intensidad de la remanencia anhistrérica, los métodos para la determinación de su anisotropía son un poco complicados, se requiere de su impartición y medición a lo largo de 9 ejes (previa desmagnetización en campos alternos de cada impartición), de substracciones vectoriales del nivel base de magnetización natural después de cada medición y el cálculo final del tensor de anisotropía por medio de los procedimientos empleados para la determinación de la AMS. Comparativamente los métodos para la determinación de las anisotropías de TRM y IRM son más rápidos y sencillos pues involucran la impartición y medición sucesivas de la M_r a lo largo de sólo 3 ejes ortogonales (previa desmagnetización en campos alternos para la anisotropía de IRM), obteniendo 9 componentes de la M_r (3 por cada eje magnetizado) con los que se determinan el tensor de anisotropía. La

anisotropía de la MRT tiene el inconveniente potencial de producir cambios químicos. Debido a lo anterior, de las tres técnicas de anisotropía remanente mencionadas, la que ofrece mayores ventajas y facilidades para su evaluación es la de la IMR.

Dado que los granos ferrimagnéticos SD y PSD son los portadores más efectivos de las remanencias, es en estos granos en los que reside la ARM. De tal forma que esta anisotropía realza la fábrica magnética debida a los componentes ferromagnéticos, minimizando la influencia que los minerales paramagnéticos (y diamagnéticos) ejercen en la AMS, así como también eliminando los posibles efectos de fábricas inversas producidos por granos SD y PSD como ocurre con la AMS. En la Fig. 14 (diagramas a y c) se compara para un mismo sitio (areniscas de la Fm. Tecomazúchil), la anisotropía de susceptibilidad contra la de remanencia isoterma, observándose en el primer caso una fábrica oblada tanto por su distribución en el diagrama

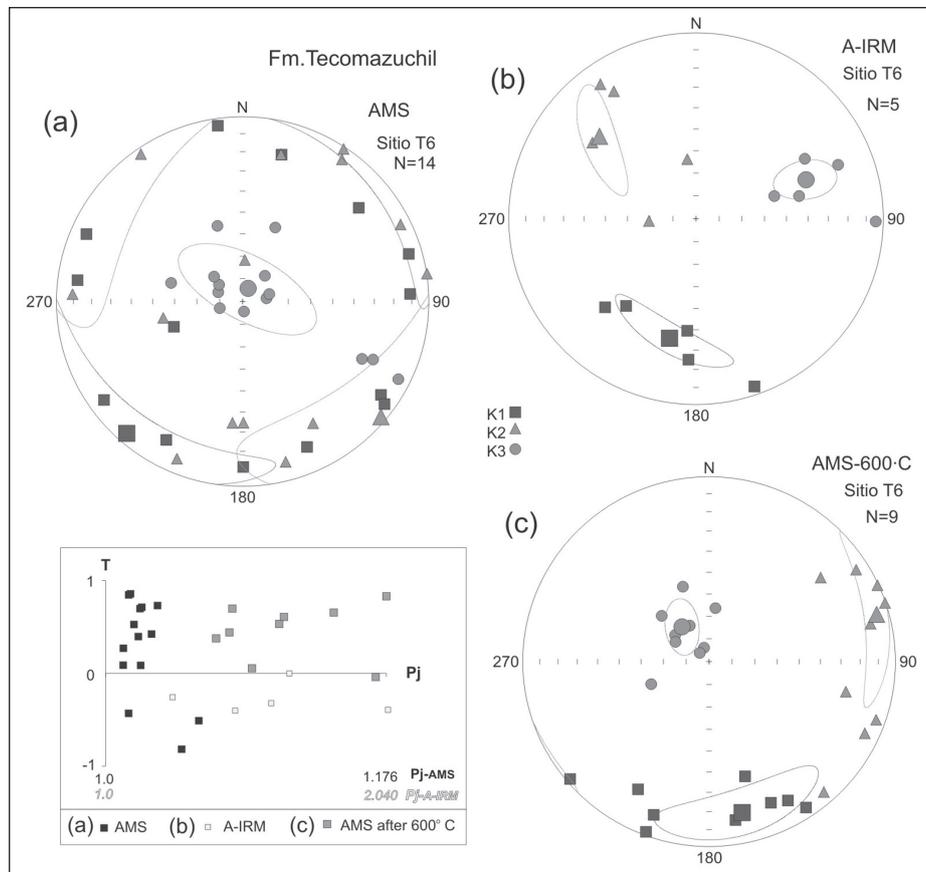


Figura 14. Comparación de la anisotropía magnética de: (a) susceptibilidad, (b) remanencia y (c) susceptibilidad pos-calentamiento a 600° C del sitio 6, Formación Tecomazúchil del trabajo de Caballero-Miranda (1994); el círculo ecuatorial de los diagramas corresponde con el plano de estratificación. En el recuadro se muestran las variaciones del parámetro T, forma del elipsoide, en relación con Pj, grado de anisotropía (para casos a y c el valor máximo del eje Pj es 1.176 y para el caso b es 2.04). Nótese que elipsoides de (a) son oblados ($T > 0$) y prolados ($T < 0$); elipsoides de (b) son sólo prolados y elipsoides de (c) son todos oblados; sugiriendo anisotropías de forma para (b) y cristalinas para (c). Las medias de las direcciones principales k1, k2 y k3 son los cuadros, triángulos y círculos mayores respectivamente, alrededor de ellas se delinean sus elipses de confianza.

ecuatorial: polo de foliación (media k_3) perpendicular a la estratificación; como por sus parámetros de forma T (dominantemente valores positivos). En el segundo caso se observa una fábrica triaxial con elipsoides prolados (valores T todos negativos) y plano de foliación inclinado aproximadamente 40° con respecto a la horizontal. La diferencia entre ambos arreglos sugiere que las orientaciones de los elipsoides se deben a diferente procesos y reside en diferentes fracciones mineralógicas (experimentos de desmagnetización indican minerales de alta y de baja coercitividad). En el primer caso corresponde más bien con una fábrica de flujo primaria, que reside aparentemente en minerales tanto ferromagnéticos (hematites) como paramagnéticos (clorita y arcillas de la matriz de la roca) de tamaños relativamente mayores. En tanto que la fábrica en el segundo caso, por residir presumiblemente en una mineralogía de tamaño más fino (magnetita SD o PSD), que es más susceptible de reorientarse, puede estar modificada por los esfuerzos de deformación asociados al plegamiento de las rocas (Caballero-Miranda, 1994).

Adicionalmente a las técnicas brevemente descritas arriba, la anisotropía de remanencia puede ser también determinada empleando sólo **remanencias parciales** con la idea de magnetizar selectivamente a sólo una parte de los potenciales portadores de remanencia y obteniendo la anisotropía de remanencia de esa fracción. Estas técnicas se han aplicado especialmente para remanencias anhistóricas (Jackson *et al.*, 1988). La selección de los portadores de remanencia se hace al aplicar la magnetización bajo una determinada temperatura: T_u (solo se magnetizan minerales con temperaturas Curie inferiores) o campo magnético: H_u (sólo se magnetizan los de coercitividades menores). Si esto se hace después de haber desmagnetizado la muestra a una temperatura inferior: T_d o campo inferior: H_d , se lograrán magnetizar sólo las partículas entre ambas temperaturas o campos. Este procedimiento puede repetirse sucesivamente para diferentes rangos magnetizando y obteniendo la anisotropía de remanencia de diferentes fracciones. De esta manera pueden teóricamente observarse las diferencias de anisotropía en granos de diferente tipo o tamaño.

4.2 Anisotropía en bajas temperaturas

También es posible resaltar la anisotropía de los paramagnéticos si su medición se realiza a temperaturas lo suficientemente bajas, en las cuales los paramagnéticos aumentan grandemente su señal (comportándose un tanto similar a los ferromagnéticos), de acuerdo con la ley de Curie-Weiss (Martin-H. y Ferré, 2007 y referencias incluidas):

$$K = C / (T - \theta) \quad (5)$$

o bien

$$1/K = (1/C) \cdot (T - \theta) \quad (5b)$$

Donde K es la susceptibilidad del mineral paramagnético, C es la constante de Curie del mineral, T la temperatura en Kelvin y θ la temperatura Curie paramagnética en Kelvin.

Las variaciones de la susceptibilidad a bajas temperaturas han sido usadas para resaltar la contribución de la fracción de los paramagnéticos en la AMS (ej. Hirt y Gehring, 1991, Lünenburg *et al.*, 1999, Parés y Van der Pluijm, 2002). Para la evaluación de la AMS a baja temperatura los especímenes son medidos en cada una de sus direcciones una vez que han sido inmersos en nitrógeno líquido (77 K), permitiéndose hacer mediciones repetidas en un mismo espécimen. Este método tiene también el efecto de realzar el valor del grado de anisotropía (P_j), pero puede producir una variación en la forma del elipsoide (T) con respecto a como se observa a temperatura ambiente.

Aplicando este método es potencialmente posible separar la AMS de ferromagnético y paramagnéticos efectuando una substracción de los tensores de AMS a temperatura ambiente y AMS a baja temperatura.

4.3 Anisotropía magnética de susceptibilidad de campos altos

La AMS medida en campos altos, no es sensitiva al estado de dominio de los granos ferromagnéticos, pues corresponde a la anisotropía de magnetización de saturación de estos granos, esto es elimina efecto de fábricas inversas, e incluye también el aporte de los minerales paramagnéticos. No obstante se tiene el inconveniente de que no existen instrumentos comerciales como los que se emplean para la AMS que realicen este tipo de mediciones, por lo que en la práctica ha sido poco empleada. Para su evaluación se emplean magnetómetros de torsión de campos altos (hasta de 1.85 T), con el fin de calcular tanto la susceptibilidad bajo campos por arriba de la magnetización de saturación, correspondiente a la de la fracción ferromagnética, como la densidad anisotrópica de la energía paramagnética (*paramagnetic energy density anisotropy*; Martin-H. y Ferré, 2007 y referencias ahí incluidas).

Los magnetómetros de torsión (*torque magnetometers* en inglés) fueron los primeros en ser

usados, evalúan la magnetización del material (**M**) a partir de la medición de la torsión (**T**) bajo un campo de inducción (**B**³²):

$$\mathbf{T} = \mathbf{M} \cdot \mathbf{B} \quad (6)$$

Cuando la magnetización es proporcional al campo, la torsión es proporcional al campo al cuadrado. El comportamiento de la torsión con respecto al campo aplicado es lo que se ha usado para identificar las diferentes fases magnéticas, para ello se han diseñado diferentes modelos de torsión y diferentes formas descomponer su señal y calcular sus respectivos elipsoides de anisotropía (Martin-H. y Ferré, 2007 y referencias ahí incluidas).

La anisotropía de la fracción de minerales paramagnéticos y diamagnéticos, puede ser calculada mediante la comparación de la anisotropía de campos bajos, que reside en la totalidad de minerales ferro, para y diamagnéticos, con la anisotropía de campos altos, a dos o más niveles por arriba del campo de saturación de ferromagnéticos (Hrouda y Jelínek, 1990), pues en tales campos el aporte de los ferromagnéticos en la anisotropía no se incrementa más de lo que lo hace a los campos de saturación y en cambio si se incrementa la magnetización de los para y diamagnéticos. La anisotropía calculada para la fracción ferrimagnética es la que suele concordar mejor con la AMS, dado que a campos bajos ésta es la fracción cuya señal domina.

4.4 Anisotropía magnética de susceptibilidad pos calentamiento

Con el fin de incrementar la susceptibilidad y resaltar la AMS de las rocas con bajas susceptibilidades y

grados de anisotropía se han efectuado experimentos de calentamiento de muestras a una temperatura mayor a 200° C, (usualmente 300°-350° C y hasta 600°-750° C) con el fin de inducir la formación de minerales ferromagnéticos (altas susceptibilidades), a partir de minerales originalmente paramagnéticos (bajas susceptibilidades), preservando las texturas, estructuras y formas originales de los paramagnéticos reemplazados. De esta manera se pretende producir una fábrica resaltada equivalente a la original, pero de más fácil y precisa medición. La mayoría de tales experimentos en rocas sedimentarias han sido hechos en rocas de bajas susceptibilidades tales como limolitas y areniscas continentales: varvitas, tilitas, lechos rojos, depósitos fluviales (vg. Urrutia-Fucugauchi y Tarling, 1985; Schultz-Krutish y Heller, 1985; Perarnau y Tarling, 1985; Caballero-Miranda, 1994; Xu *et al.*, 1991), así como en rocas carbonatadas (vg. Ellwood *et al.*, 1986; Jelenska & Kadzialko, 1990), y otros más en rocas ígneas y metamórficas (Jelenska & Kadzialko, *op.cit.*).

En la Fig. 14 (diagramas a y b) se compara para un mismo sitio (areniscas de la Fm. Tecomazúchil; Caballero-Miranda, 1994), la anisotropía de susceptibilidad y la AMS pos-calentamiento a 600° C; observándose efectivamente una mejor definición de la fábrica magnética pos-calentamiento: elipses de confianza menores que en la AMS inicial y determinación clara de una imbricación de la fábrica con respecto a la estratificación (plano de estratificación coincide con círculos de diagramas ecuatoriales en Fig. 14). También se observan elipsoides de forma más claramente oblada (parámetro T positivo) en la fábrica poscalentamiento, aspecto que coincide con el efecto esperado de una oxidación (hematites) de minerales paramagnéticos debido al calentamiento.

³² Esto es porque es más fácil medir la torsión que la magnetización. Actualmente se usan rutinariamente los magnetómetros de giro y campos bajos para medir la magnetización de un material.

5. Análisis estadístico

Los métodos estadísticos para analizar los conjuntos de datos de la AMS son de dos tipos. Uno para el análisis escalar de las direcciones principales de la anisotropía de susceptibilidad y otro para el análisis de la orientación de los elipsoides; en ambos se requiere la obtención de valores medios y factores de confiabilidad. Para el primer análisis se manejan en lugar de los valores escalares directos, los parámetros de anisotropía³³, que son relaciones de los valores escalares; para los que se obtienen medias aritméticas o geométricas y factores de confiabilidad tales como desviación estándar o intervalos de confianza. Los análisis estadísticos se efectúan regularmente por sitio y según el caso por conjunto de sitios relacionados. Ocasionalmente, en casos de susceptibilidades bajas con el fin de comprobar la repetibilidad y precisión de las mediciones pueden realizarse n número de mediciones por un mismo espécimen, en cuyo caso es necesaria una estadística de estas mediciones, para las que se requiere un mínimo de 5 mediciones, y tomar el valor correspondiente a la media estadística, o bien elegir la medición más cercana a este valor como la representativa.

La estadística empleada para evaluar las orientaciones del elipsoide de anisotropía debe ser de direcciones en el espacio, todos cuyos aspectos están ampliamente explicados en el texto de geoestadística de Borradaile (2003, capítulos 10 y 11). Debido a que se trata de direcciones en el espacio, el método inicialmente empleado fue la estadística Fisher (1953) que es el método estadístico vectorial para el análisis de los resultados paleomagnéticos (vectores de magnetización). No obstante dado que los ejes principales de la AMS no tienen una distribución fisheriana (distribución circular-normal- alrededor de la media, como se aprecia en los diagramas de proyección ecuatorial), en virtud a que no se trata de vectores, sino un conjunto de ejes bipolares (con distribuciones elipsoidales o en “guirnalda” alrededor de la media), se han propuesto otras estadísticas como el modelo para distribuciones elípticas de Bingham (1964, 1974) y el de Henry y Le Goff (1995), así como también el método “boot-strap” o de probabilidad de Montecarlo (Constable y Tauxe, 1990; Tauxe *et al.*, 1998); la estadística del método de análisis de componentes principales descrito por Morrison (1967), por Mardia (1972) y el adaptado para la AMS por Jelínek (1978). Este último método estadístico es el habitualmente

disponible en el software diseñado para los resultados provenientes de los instrumentos de Agico (Anisoft-3 y Anisoft-4), el de “boot-strap” disponible en el ahora obsoleto Anisoft 3. En todos estos métodos se obtiene una media para cada eje, representativa por cada conjunto de datos, usualmente un sitio; debiendo ser los valores de las medias ortogonales entre sí. Alternativamente se puede usar la estadística de componentes principales disponible en los diversos softwares de análisis de datos estructurales (vg. SpheriStat) y calcular de esta forma la media para cada eje, con el inconveniente que las medias respectivas obtenidas de esta forma no siempre resultan perfectamente ortogonales entre sí.

Todos los métodos de análisis direccional proporcionan para cada eje, una elipse de confianza (equivalente al $\alpha 95$ de la estadística Fisher), dada por los valores de su semieje mayor (α_{max}) y menor (α_{min}). Entre más pequeña la elipse mejor agrupadas están las direcciones y mayor confiabilidad tienen los resultados. En la distribución que muestran las orientaciones del elipsoide de la AMS es frecuente observar que uno de los ejes se encuentra mejor agrupado, con elipse de confianza más cercana a la forma de un círculo ($\alpha_{max} \geq \alpha_{min}$), en tanto que en los otros dos ejes se observaran elipses de confianza de formas alargadas a muy alargadas ($\alpha_{max} \gg \alpha_{min}$), sus ejes mayores delineando un plano. Estos planos pueden corresponder con (a) el plano de foliación magnética (Fig. 15a), en cuyo caso el eje mejor concentrado es el k_3 , que viene a ser el polo de dicho plano; o bien con (b) el plano de rotación de los elipsoides alrededor del eje de lineación magnética (Fig. 15b), en cuyo caso el eje mejor concentrado es el k_1 , que viene a ser el polo del plano mencionado. Otra forma de distribución es la triaxial en la cual las elipses de confianza de los tres ejes tienen formas similares (Fig. 15c). En todos los casos pueden eventualmente observarse algunos elipsoides con la posición de sus ejes intercambiados con respecto a la mayoría, lo cual puede: (a) ser un efecto de la mineralogía magnética (ej. fábrica invertida para elipsoides –especímenes– selectos únicamente); (b) deberse a la baja susceptibilidad y anisotropía de los granos magnéticos, cuya evaluación cae dentro de los límites de precisión instrumental; (c) ser parte de los efectos propios del proceso que orientó los granos minerales.

³³ Sección 3.1.1

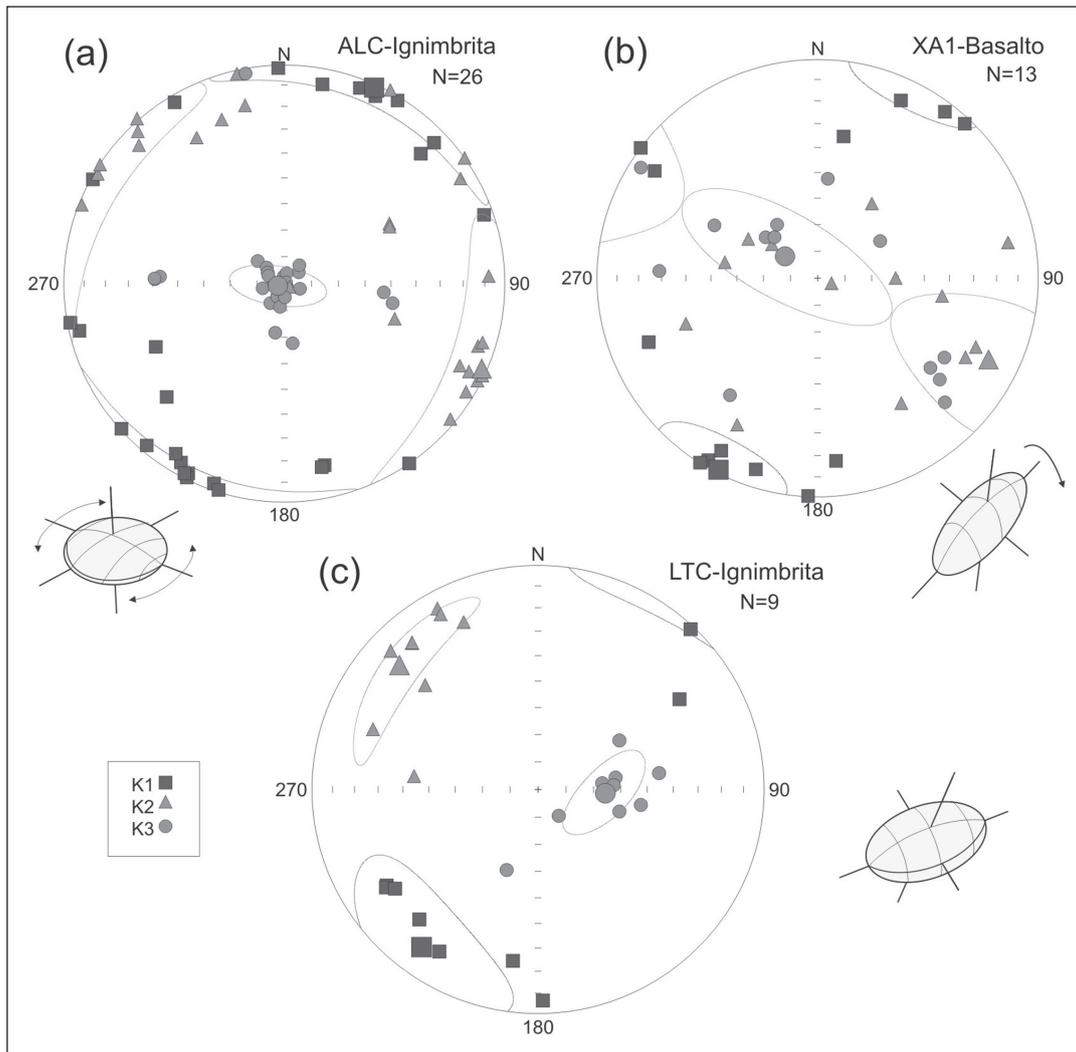


Figura 15. Comparación de la AMS correspondientes a fábricas: (a) oblada con foliación horizontal, elipsoides girando alrededor de su eje mínimo. (b) Proladas, con ejes k1 subhorizontales, elipsoides rotando alrededor de este eje, los otros ejes en posiciones dispersas a lo largo de plano vertical perpendicular al eje máximo. (c) Triaxiales, los tres ejes del elipsoide en medias bien concentradas. Ejes k1, k2 y k3 (máximo, intermedio y mínimo) son cuadrados, triángulos y círculos respectivamente. (Ejemplos (a) y (c) tomados de Ignimbrita Cantera, S.L.P., Caballero-M., *et al.*, 2009, ejemplo (b) tomado de basalto de volcán Macuiltepec, Xalapa, Caballero-M., datos inéditos).

5.1 Estadística de distribución de densidad de puntos.

En virtud a que la AMS es un indicador de la fábrica de la roca, al menos de la fracción fina de ella correspondiente a las partículas magnéticas, potencialmente también pueden emplearse los métodos estadísticos aplicados en los análisis de fábrica, tales como los contornos de distribución de densidad de puntos. La estadística de distribución de la densidad de puntos es una medida de la tendencia en la orientación de las estructuras, de presentarse en direcciones preferenciales. En los diagramas o redes de proyección ecuatorial es posible estimar visualmente la concentración de las direcciones, el objetivo de esta estadística es definir la tendencia de la dirección preferencial mediante el trazado de curvas que reflejen la densidad de distribución de los puntos (direcciones proyectadas) de la misma forma

que los topógrafos trazan las curvas de nivel de los mapas topográficos que reflejan el contorno de las alturas de las formas del relieve.

Para lograr esto se establecen estaciones de conteo de puntos distribuidas en una cuadrícula sobre el diagrama ecuatorial de proyección. Sobre un área específica alrededor de cada estación se realizan los conteos, uniendo después los puntos de igual valor configurando así las líneas de contorno de igual densidad. El tamaño del área de conteo alrededor de cada estación y el peso que se da a cada punto son las variables que dan lugar a las diferentes metodologías. De forma general se pueden considerar básicamente dos grandes tipos de métodos, los de círculo fijo y los de suavizado Gaussiano, cada uno con diversas variantes. En el primer método la variable que da lugar a las diferentes

variantes es el tamaño del área de conteo, la cual resulta de la proyección de un cono apical de radio específico alrededor de la estación; en el conteo de puntos de la estación se incluyen únicamente las direcciones dentro de este cono, todas con el mismo peso y las que quedan fuera no se consideran. Las variantes de este método llevan los nombres de los autores que las propusieron: Schmidt (1925), Starkey (1977), Kamb (1959).

En el segundo método la variable principal es el peso que se les da a las direcciones (que aparecen como puntos en el diagrama ecuatorial), este peso se otorga con base en una función de la distancia de la estación al punto, de manera que ningún punto queda sin ser contado. Este método y sus variantes, basados en elementos de la estadística Fisher, fueron propuestos por Robin y Jowett (1986). Existen diversos softwares de análisis estructural que efectúan estos conteos y configuran las curvas de densidad, entre ellos se encuentra el SpheriStat. El software para el análisis de la AMS que proporcionan los instrumentos Agico: Anisoft-4 produce archivos de salida de datos que pueden ser leídos por el SpheriStat

para realizar este análisis. La versión 3 del Anisoft incluye en su menú la elaboración de diagramas de densidad de distribución.

Es de esperar que el empleo conjunto de la estadística de distribución de puntos con un análisis estadístico de componentes principales, como el de Jelínek, de cómo resultado contornos de máxima distribución de puntos coincidiendo cercanamente con las medias y elipses de confianza. Si esto no coincide a *grosso modo* es un indicativo para efectuar un análisis más detallado de los resultados. La interpretación de la fábrica magnética en términos de direcciones de flujo y/o de esfuerzos, debe considerar ambas estadísticas para una mayor confiabilidad, ya que es posible el caso de que con el análisis de componentes principales se obtengan medias para cada dirección principal y sin embargo en la distribución de puntos se observen más de un máximo de distribución por cada dirección principal. Otro posible caso es el de los ejes intercambiados, fenómeno que puede desplazar la posición de las medias con respecto a los contornos de máxima distribución densidad.

6. Identificación de la mineralogía magnética

La identificación de la mineralogía magnética en términos de tipo de mineral, su concentración y tamaño, son elementos de importancia para la evaluación de la AMS así como de las diversas aplicaciones del Paleomagnetismo en general. Esta mineralogía puede identificarse de forma indirecta mediante experimentos magnéticos y de forma directa mediante observación microscópica empleando las técnicas de la minerografía y microscopía electrónica o bien el empleo de la difracción de rayos X (XRD). Es importante señalar que cada método de identificación es más sensible a cierta fracción o tamaño de minerales por lo que siempre es deseable el empleo de más de un método.

Entre los experimentos magnéticos se tiene la magnetización-desmagnetización isothermal y anhística incluyendo la elaboración de curvas de histéresis³⁴ con los que se determina la coercitividad de la mineralogía y es parámetro también, para evaluar tamaño del grano, así como lo son igualmente relaciones entre la AMR/IRM de saturación. Calentamientos-enfriamientos con medición continua de susceptibilidad para determinar las

temperaturas Curie, así como medición de magnetización remanente a bajas temperaturas, sirven para determinar el tipo de mineralogía. Medición de susceptibilidad en diversas frecuencias a temperatura ambiente y bajas temperaturas suele ser indicador del tamaño de granos finos. La concentración de granos puede evaluarse con relaciones entre la susceptibilidad y la IRM de saturación.

Continuamente se desarrollan nuevas técnicas y recursos para la identificación de la mineralogía magnética, muchas de ellas a partir de modificaciones de procedimientos previamente establecidos, como el análisis de los espectros de coercitividad, parámetros derivados de ciclos de histéresis y los cada vez más empleados diagramas de FORC.

La elección de los métodos por aplicar para esta identificación dependerá tanto de la disponibilidad instrumental o costo para su realización y por supuesto de la información conjunta que puedan proporcionar.

7. Muestreo

Los métodos de muestreo son los mismos que para los estudios paleomagnéticos, los más frecuentes son en roca sólida, mediante el empleo de perforadoras portátiles con motor de gasolina y brocas de alrededor de 20-25 cm de longitud y diámetro interior de aproximadamente 2.5-2.6 cm; brocas que son enfriadas con agua durante la perforación. Cada núcleo se obtiene con una longitud de 5 a 15 cm y se orienta empleando marcas de referencia o fiduciarias. Ya en gabinete se extiende la marca fiduciaria a todo lo largo del núcleo, ya que es la que se usa para su medición y se recortan en segmentos de 2.2 cm de longitud y así obtener los especímenes de tamaño estándar que son los que se emplean en la mayoría de los instrumentos comerciales. Se pueden emplear diferentes sistemas de marcas fiduciarias y la orientación puede realizarse de diversas formas, ya sea orientando el azimuth e inclinación del núcleo o bien del plano perpendicular a dicho azimuth, al estilo como se toma el rumbo e inclinación de los planos geológicos, empleando para ello un aditamento "orientador". Este

orientador consiste de un tubo hueco de dimensiones similares a la broca, que se introduce en el núcleo recién perforado, el tubo tiene en su extremo un plano movable que gira mediante un inclinómetro hasta encontrar la horizontal, colocando una brújula sobre de él. De esta forma se toma la lectura de la brújula relativa al rumbo del plano o azimuth y su inclinación respectiva mediante lectura del inclinómetro del orientador (Fig. 16). En lugar de la brújula puede usarse un compás solar, en cuyo caso deberá registrarse también la hora exacta. Para el marcado se emplean marcadores indelebles y/o agujas de cobre o latón. Se debe ser muy cuidadoso de anotar el sistema de orientación empleado y seguir siempre el mismo sistema con el fin de efectuar adecuadamente las llamadas correcciones geográficas o de campo de esta forma obtener las mediciones del elipsoide de AMS referidas a coordenadas geográficas.

Alternativamente cuando no es posible obtener los núcleos directamente en campo, pueden tomarse

³⁴ Sección 2.3.

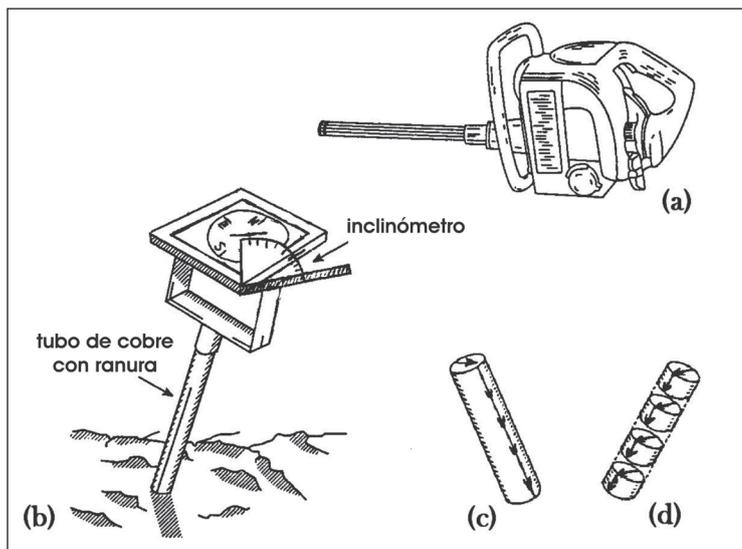


Figura 16. Muestreo de núcleos con perforadora portátil. (a) Perforadora portátil con motor de gasolina con su broca de perforación. (b) Orientador consistente de tubo hueco de cobre con ranura, se inserta en el núcleo una vez perforado y antes de retirarlo, a lo largo de la ranura se marca el núcleo (marca fiduciaria), la mesa móvil en el extremo con brújula incorporada se coloca en posición horizontal y se orienta, tomando medida de brújula e inclinómetro. (c) Núcleo obtenido con marca fiduciaria extendida a todo su largo y sobre superficie circular superior. (d) Núcleo cortado en especímenes, cada uno puede usarse para diferente fin (vg. estudio de AMS, paleomagnético, experimentos de magnetismo de rocas, lámina delgada, minerografía, microscopía electrónica etc). Tomado de Tarling y Hrouda, 1993.

muestras de bloque orientando un plano (se puede aprovechar un plano de estratificación, de flujo, fractura o diaclasa). La marca de orientación del plano se extiende y duplica en líneas paralelas y en gabinete se cortan núcleos perpendiculares a este plano en los cuales se pasa la marca del plano como fiduciaria al núcleo (Fig. 17).

Para el muestreo de materiales no consolidados, tales como suelos o sedimentos, se pueden tomar cilindros de las mismas dimensiones que los especímenes de

núcleo o bien cubos de 2 cm de lado, una de cuyas caras se orienta. En otros casos puede utilizarse una rebanada de madera que se pega al material por muestrear, esta rebanada se orienta y se despega con parte del material de estudio adherido a la madera, tal es el caso para materiales arqueológicos como estucos o pinturas. Estos procedimientos, así como otros aspectos relacionados con el muestreo, pueden consultarse con mayor detalle en los libros de Tarling y Hrouda (1993; capítulo 3), o Butler (1998; capítulo 4).

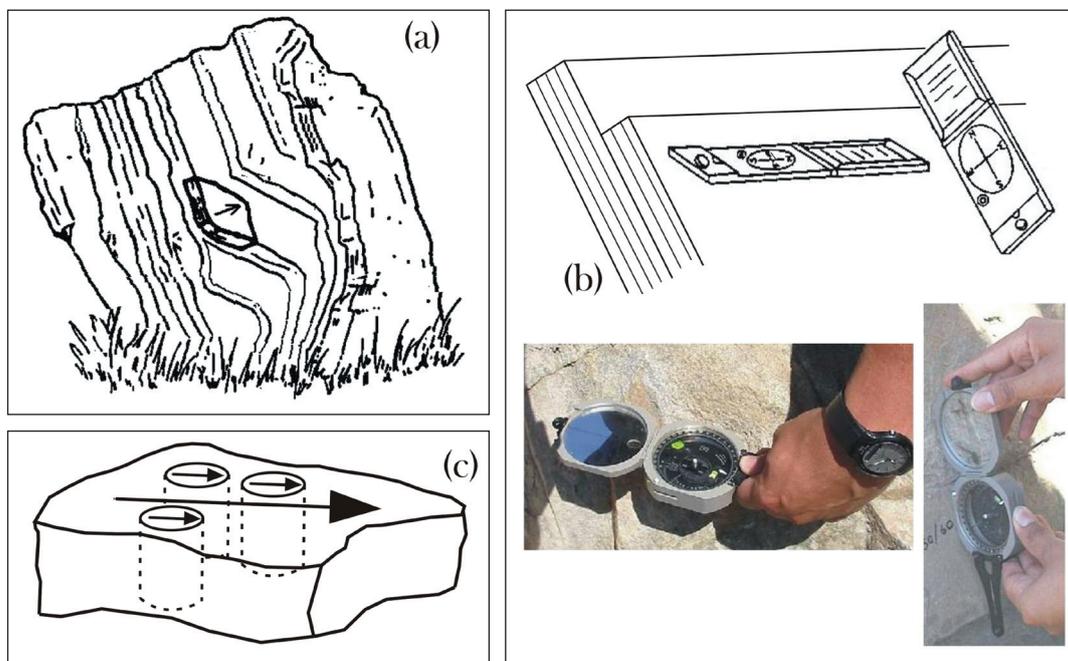


Figura 17. Toma de muestra de bloque. (a) Se elige una superficie plana para orientar la muestra de bloque, se marca en ella la línea del rumbo del plano. (b) Orientación de la superficie plana con su rumbo e inclinación. (c) Se extiende la marca a todo lo largo de la muestra y se duplica en líneas paralelas, estas marcas serán las marcas fiduciarias de los núcleos cortados perpendicularmente al plano orientado.

8. Aplicaciones de estudios de AMS

Se presentan ejemplos de 3 estudios de AMS en rocas volcánicas de México, uno en flujos de lavas basálticas y otros dos en flujos piroclásticos silíceos, llevados a cabo en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, donde se cuenta con un equipo KLY2 que es el que actualmente se encuentra en uso y un Minisep (Molspin), actualmente en desuso. La estadística empleada en todos los casos enseguida presentados es la de Jelínek (1978) y los parámetros empleados son grado de anisotropía P_j y forma del elipsoide T, ambos de Jelínek (1981). El software empleado en estos estudios para obtener los análisis estadísticos y cálculo de los parámetros de anisotropía fue el Anisoft-3 y/o Anisoft-4 y para la estadística de densidad de distribución de puntos, el SpheriStat.

8.1 Dinámica de flujo en lavas basálticas: inferencias a partir de la AMS en flujos de lava del Xitle.

(Caballero-Miranda *et al.*, 2009b)

Objeto de estudio: 3 perfiles de base a cima de flujos individuales de lava del Xitle (2000 años de antigüedad, en Cuenca de México) con espesores en mm de: PC-480, RM-495 y CU- 659 y con un número de especímenes de: PC-36, RM-72 y CU-42. El intervalo de entre los niveles muestreados es de 12 a 20 cm. Los dos últimos sitios pertenecientes al flujo individual más alto en cada sitio de la unidad de lava Basalto Pedregal de San Ángel

(BPSA) y el primero a un flujo individual intermedio de una serie de 10, de la unidad Basalto Ciudad Universitaria (BCU) (Delgado *et al.*, 1998; Fig. 18). El objetivo inicial del muestreo fue para estudios de paleointensidad y de propiedades magnéticas.

Todos los perfiles pertenecen a facies distales pero se encuentran localizados en diferentes posiciones específicas dentro del lóbulo de flujo del que forman parte. El perfil CU se encuentra en el borde del lóbulo de flujo. El perfil RM se encuentra a una distancia de 700 m con respecto del borde del lóbulo de flujo y en la parte central de este lóbulo, donde tiene una anchura de 1.5 km. El perfil PC se encuentra en la parte central del lóbulo de flujo, donde éste tiene una anchura de 4 km y a una distancia de 3 km de su borde.

Las mediciones de la AMS se realizaron con el kappabridge KLY2 y, en los sitios RM y CU se uso también equipo Minisep (Molspin). El análisis comparativo de mediciones hechas con ambos instrumentos dio resultados muy similares tanto en las direcciones principales de la AMS como en los valores de P_j -grado de anisotropía, en tanto que para la K_m -susceptibilidad principal y la T-forma del elipsoide de la AMS, se obtuvieron valores ligeramente más altos en el caso de las mediciones hechas con el KLY2.

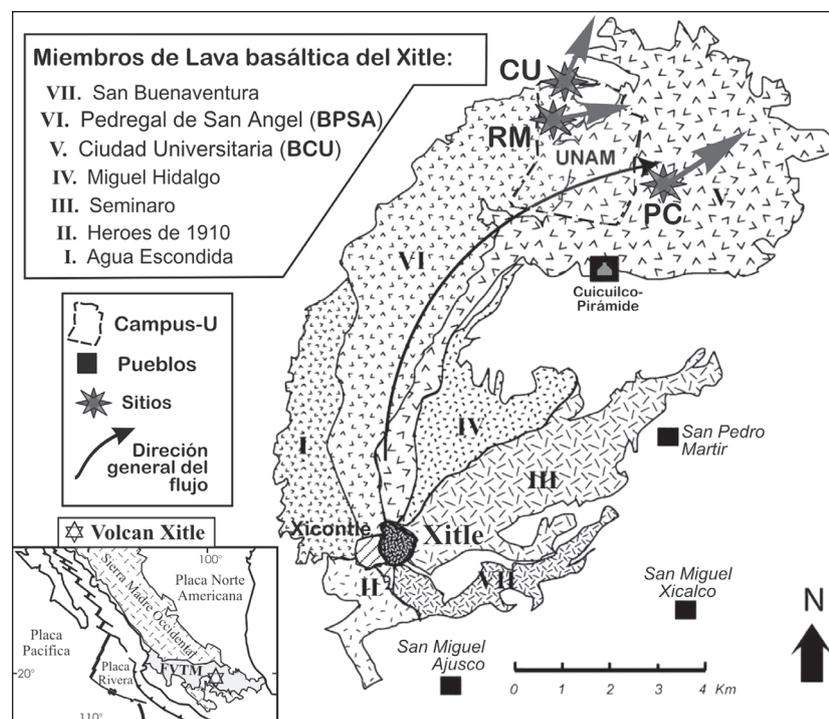


Figura 18. Localización de los perfiles PC, RM y CU en un mapa de los flujos del Xitle. Las flechas en cada sitio indican dirección de flujo local inferida con base en la AMS (mapa tomado de Delgado *et al.*, 1998).

Las curvas de histéresis, temperaturas Curie y los análisis de microscopia minerográfica, indican que la mineralogía magnética está dominada por titanomagnetitas pobres en Ti y que también se encuentran granos grandes de ilmenita. El tamaño de los granos se incrementa hacia la parte central del flujo.

Las direcciones principales de la AMS graficadas en diagramas de igual área de proyecciones ecuatoriales del hemisferio inferior en conjunto con sus valores estadísticos de media y elipse de confianza, así como

con las curvas de densidad de distribución de puntos sobrepuestas (Fig. 19), denotan que hay al menos dos máximos de distribución para cada dirección principal, lo cual es particularmente observable con las direcciones k3. El empleo de simbología sensiblemente diferente para determinados rangos de altura en el perfil (ej. cuadros, triángulos y círculos grandes, pequeños, huecos, etc., ver leyendas en figuras 19A, B y C), permite destacar que la distribución de las direcciones principales (orientación del elipsoide de AMS), es altamente dependiente de la posición vertical.

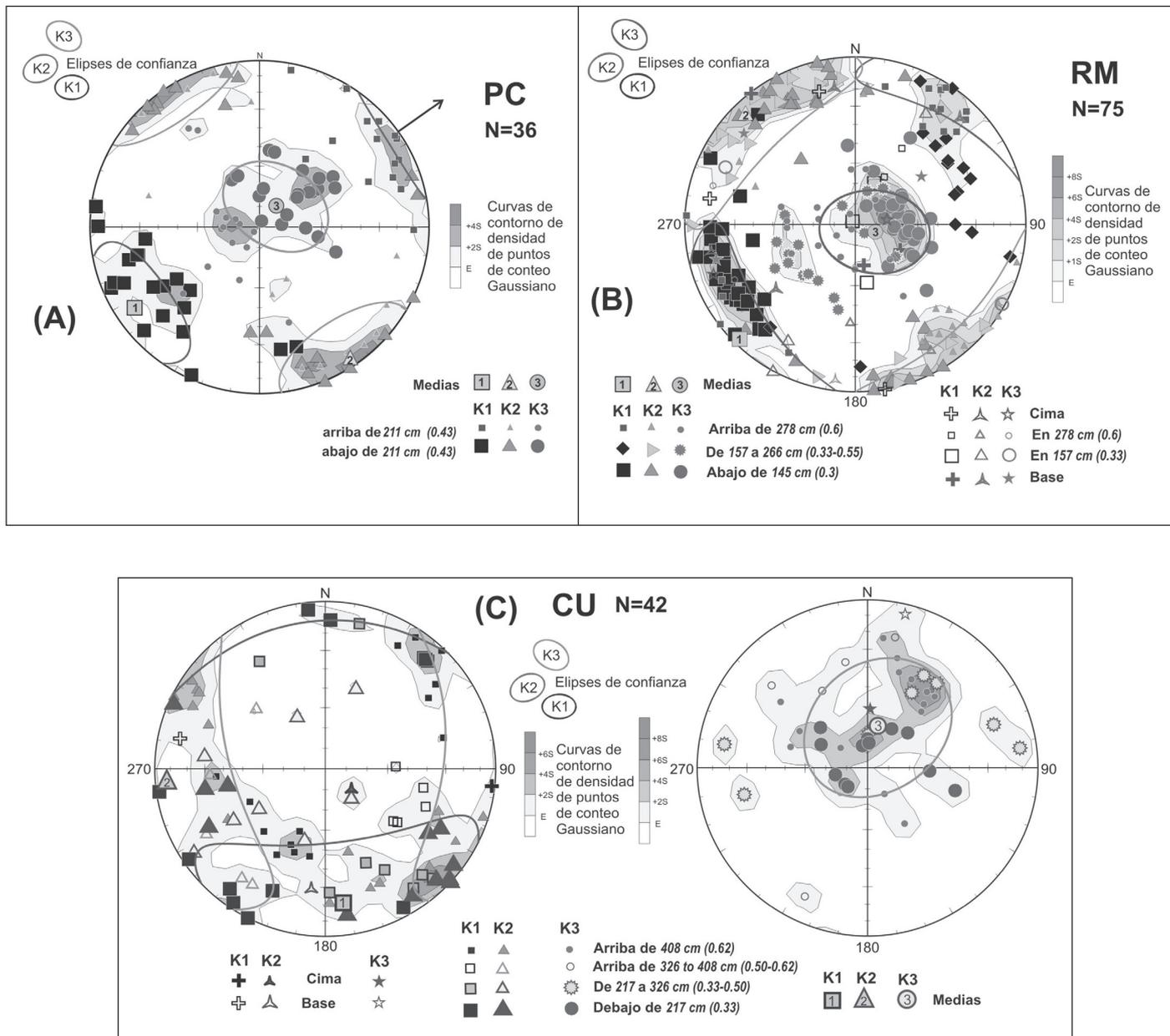


Figura 19. Diagramas ecuatoriales de igual área con la distribución de las direcciones principales de susceptibilidad, sus medias y elipses de confianza; sobrepuestos con curvas de distribución de densidad de puntos. En A perfil PC, en B, perfil RM; ambos con k1, k2 y k3 en mismo diagrama. En C perfil CU, diagrama izquierdo con ejes k1 y k2; diagrama derecho con ejes k3. Cuadros, triángulos y círculos corresponden con los ejes k1, k2 k3; diferentes tamaños, rellenos y posiciones de estos símbolos corresponden con las diferentes alturas en el perfil donde se encuentran, conforme es señalado en leyenda de cada diagrama.

La cuidadosa observación de las distribuciones axiales a lo largo de cada perfil (Fig. 20) permite identificar diferentes poblaciones estadísticas con base en las cuales se identifican diferentes capas, cada una de ellas caracterizada por su fábrica magnética, a partir de la cual es posible inferir diferencias en la dinámica del flujo. En la porción inferior de todos los perfiles, la fábrica magnética que se observa muestra imbricaciones “positivas” –ejes k3 apuntando hacia dirección de flujo– (coincidiendo con la dirección observada de mapa y la inferida de indicadores geológicos de afloramiento). En la parte superior de los perfiles PC y RM la fábrica presenta imbricación “negativa” –ejes k3 apuntando hacia fuente del flujo–. Ambos tipos de fábrica pueden

ser conjuntamente explicados debido a una inversión en el sentido del esfuerzo cortante asociado con la distribución de velocidad a lo largo de los perfiles de flujo (Fig. 21). La fábrica de imbricación positiva de la parte inferior se asocia con valores más altos del grado de anisotropía (P_j) (Fig. 22A y B) y con elipsoides en general más oblatos (parámetro T de valores positivos mayores; Fig. 22B y C).

Los dos niveles de imbricación negativa identificados en RM pueden ser debidos a procesos de flow inflation o inflación de flujo (nuevo o mayor aporte de flujo por el interior o debajo del flujo original). En las partes más altas y más bajas del perfil RM se observa que

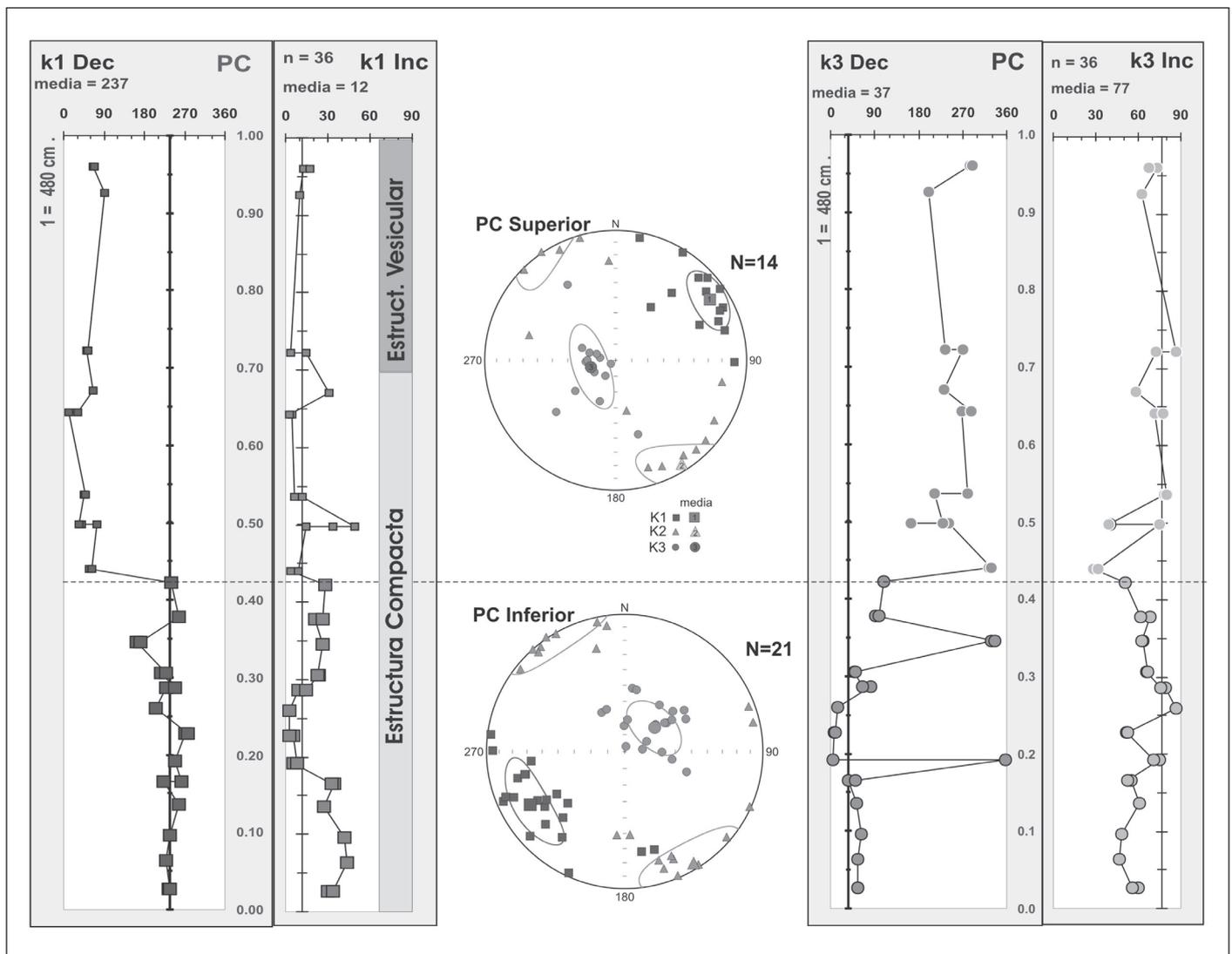


Figura 20. Diagramas que muestran la distribución vertical (valores del eje vertical normalizados) de los ejes k1 (columnas a-declinación a'-inclinación) y k3 (columnas b-declinación y b'-inclinación), de los perfiles PC-A, RM-B y CU-C. Los ejes verticales se localizan en el valor de la media estadística (mean) de k1 y k3. En cada perfil se identifican 2 a 4 capas, para cada capa se presentan las direcciones principales en diagrama ecuatorial.

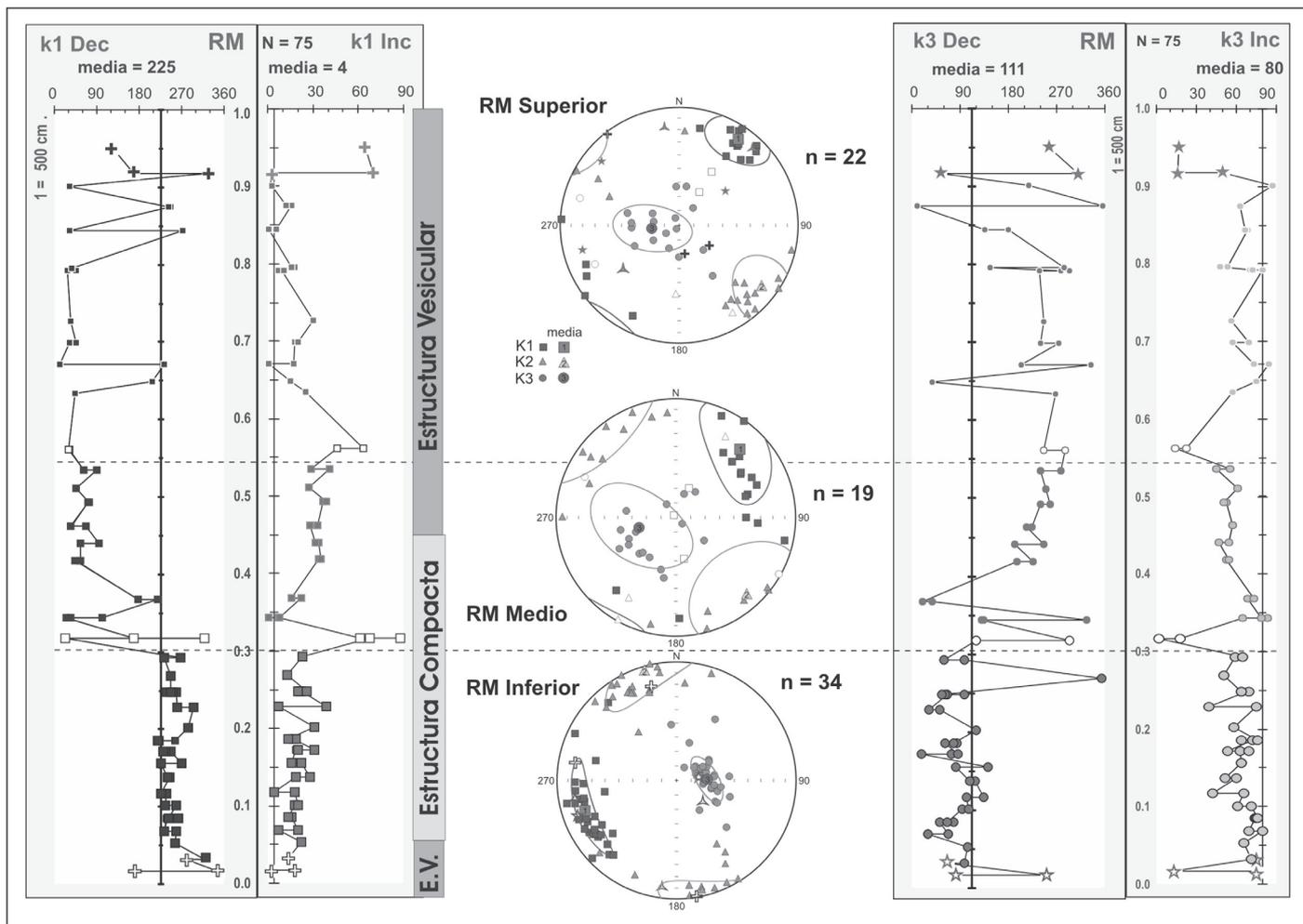


Figura 20 B.

los elipsoides de la AMS tienen sus ejes k1 perpendiculares al flujo y con formas más proladas, como si estuviesen rodando o con ejes k1 en posiciones verticales, todo lo cual puede corresponder con trozos rotos y reincorporados al flujo de corteza recién solidificada. La fábrica en RM a la altura de 0.3 y 0.5 es similar la fábrica de los extremos superior e inferior, indicando posiblemente que en estos niveles pudo haberse solidificado alguna corteza o comportado con mayor viscosidad el flujo en estos niveles antes o durante las primeras etapas de los procesos de flujo de inflación.

En el perfil CU la fábrica es más compleja, distinguiéndose 3 capas, una inferior con imbricación “positiva”, como ya se describió; que es la que muestra la mejor concentración de direcciones de la AMS y formas más oblatas. La capa superior muestra tanto imbricación “positiva” como “negativa” de forma alternante, dominando estadísticamente la primera y sin mostrar una distribución vertical identificable, las direcciones

principales de la AMS muestran distribuciones más dispersas. La capa intermedia muestra los elipsoides de la AMS con sus ejes k1 perpendiculares a la dirección del flujo, distinguiéndose dos subcapas, la inferior con los ejes k1 en posiciones casi horizontales y la superior con estos ejes en posiciones más inclinadas, en ambos casos estos elipsoides son los que muestran formas en general más proladas (valores T negativos o positivos pero de valores bajos en su mayoría). Los arreglos de la fábrica en esta capa intermedia son similares a los observados en los extremos superior e inferior y niveles de 0.3 y 0.5 del perfil RM. Todo lo anterior sugiere que cada capa corresponde con marcadamente diferentes condiciones de flujo desde relativamente baja viscosidad con inversión del sentido del esfuerzo cortante debido a la distribución de las variaciones de velocidad, a flujo de más comparativamente más alta viscosidad, incluyendo niveles con posible flujo de trozos rotos de corteza recién solidificada vuelta a incorporar al flujo.

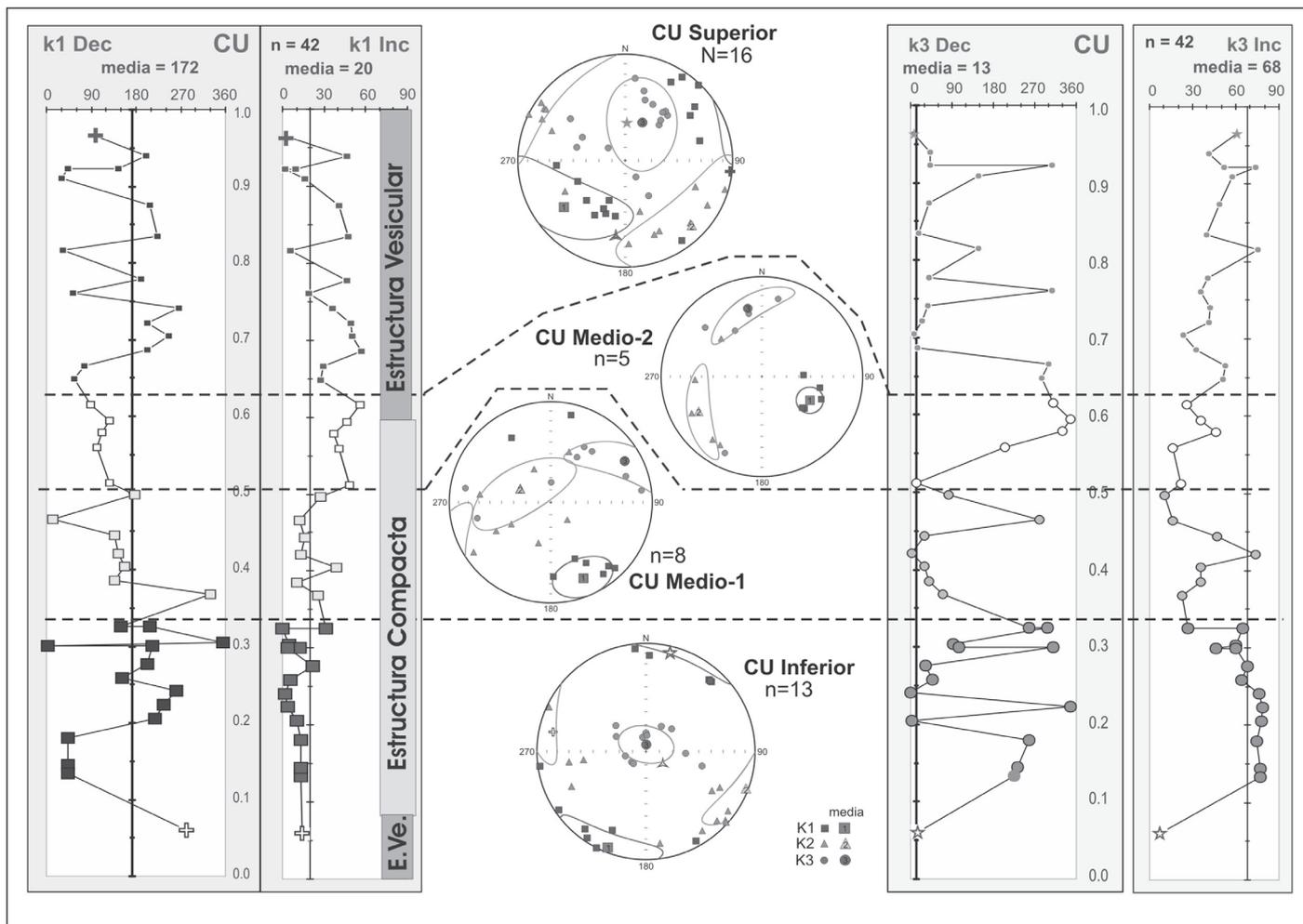


Figura 20 C.

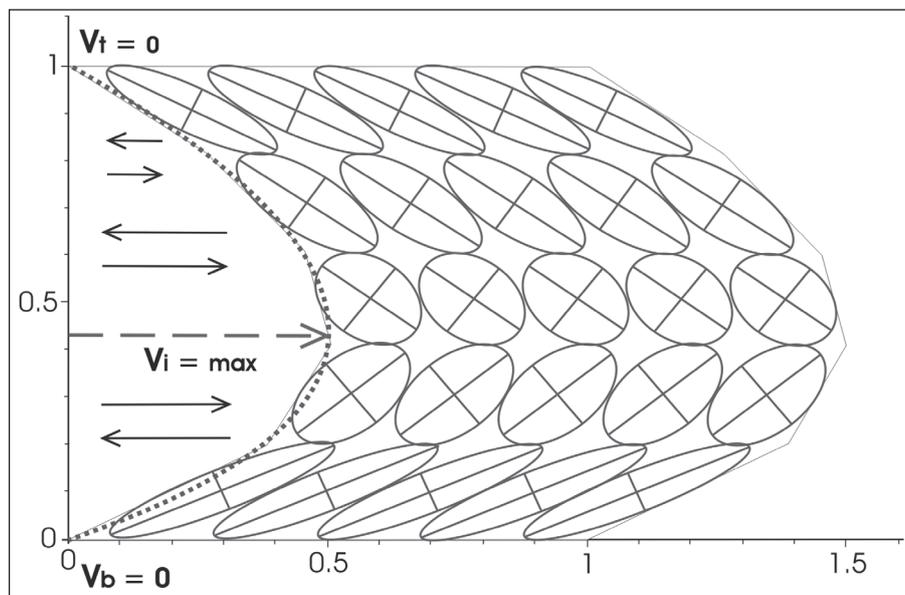


Figura 21. Modelo que ilustra el perfil de velocidad de flujo de la lava, sentido de los esfuerzos de cizalla asociados y orientación resultante de los elipsoides de la AMS.

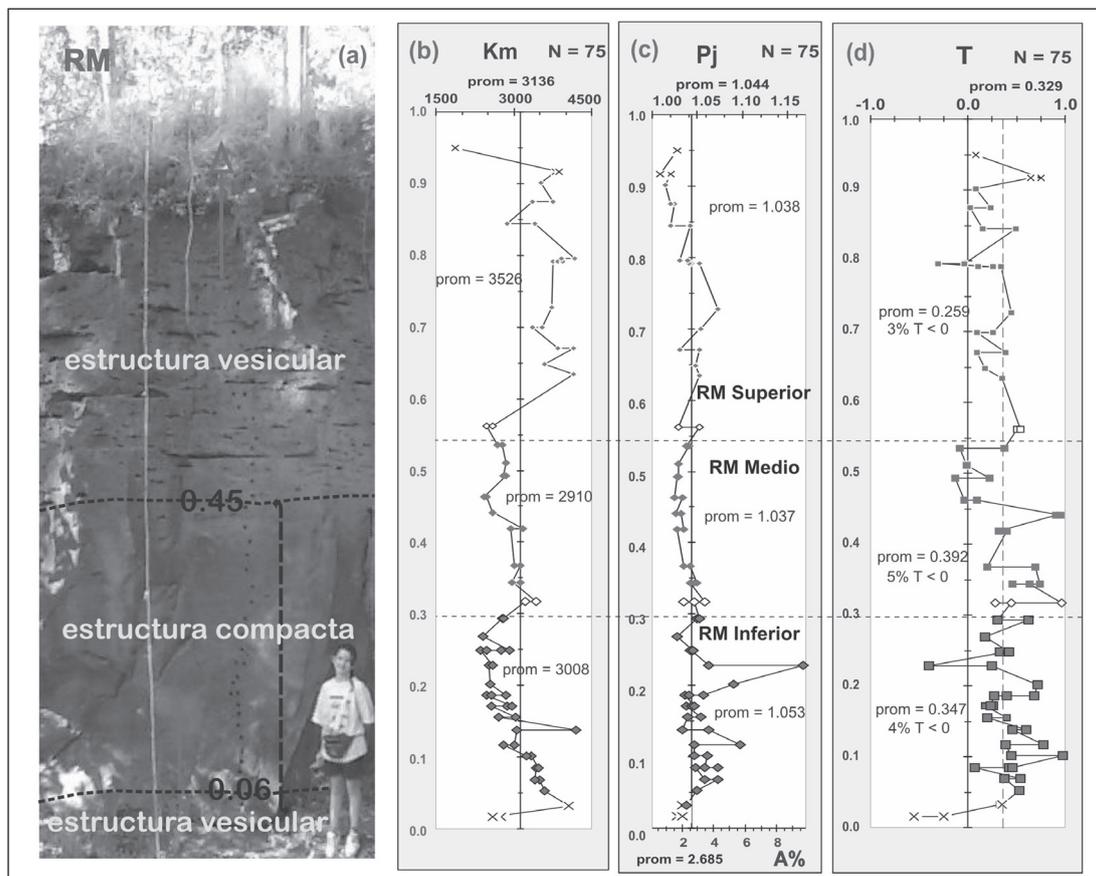
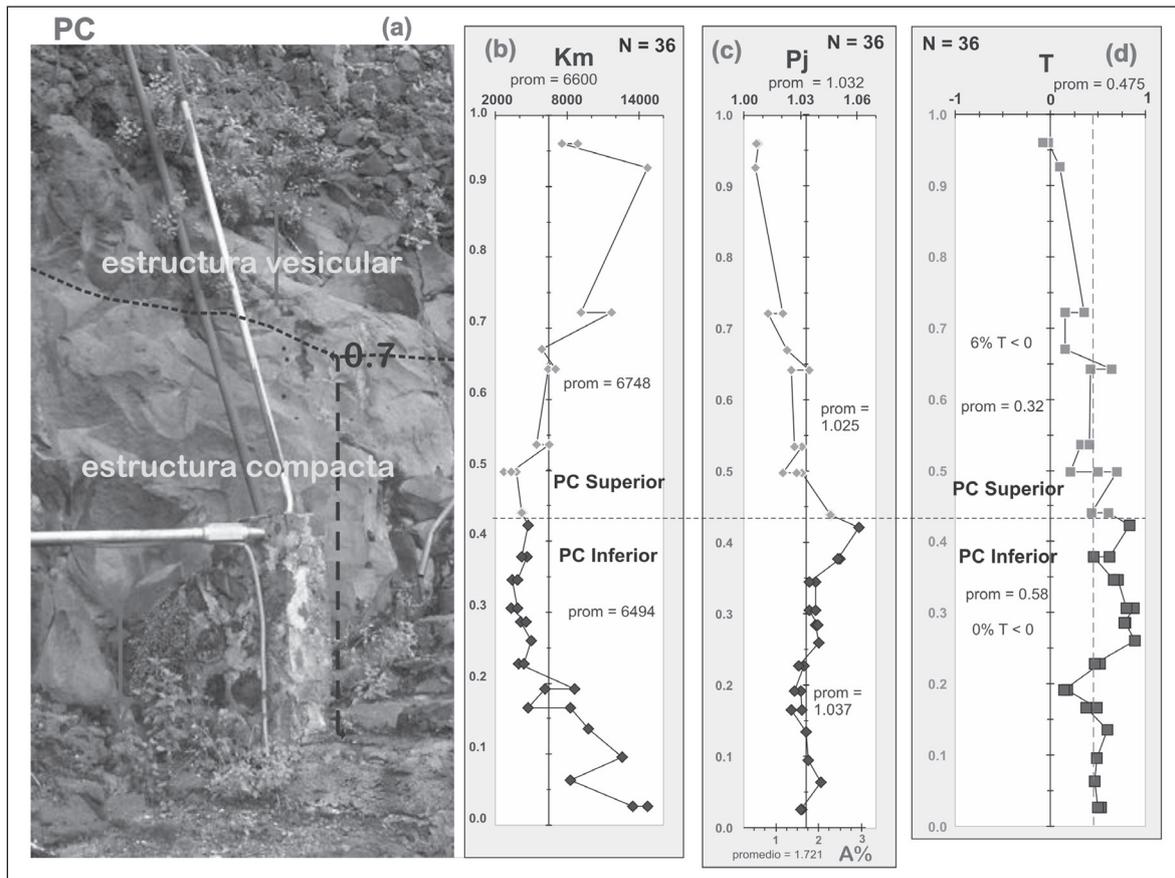


Figura 22. Diagramas que muestran la distribución vertical (valores del eje vertical normalizados) de los parámetros Km-susceptibilidad principal, Pj-grado de anisotropía y T-forma del elipsoide de AMS para los perfiles PC-A, RM-B y CU-C. En cada perfil se marcan las mismas capas identificadas en figura 20.

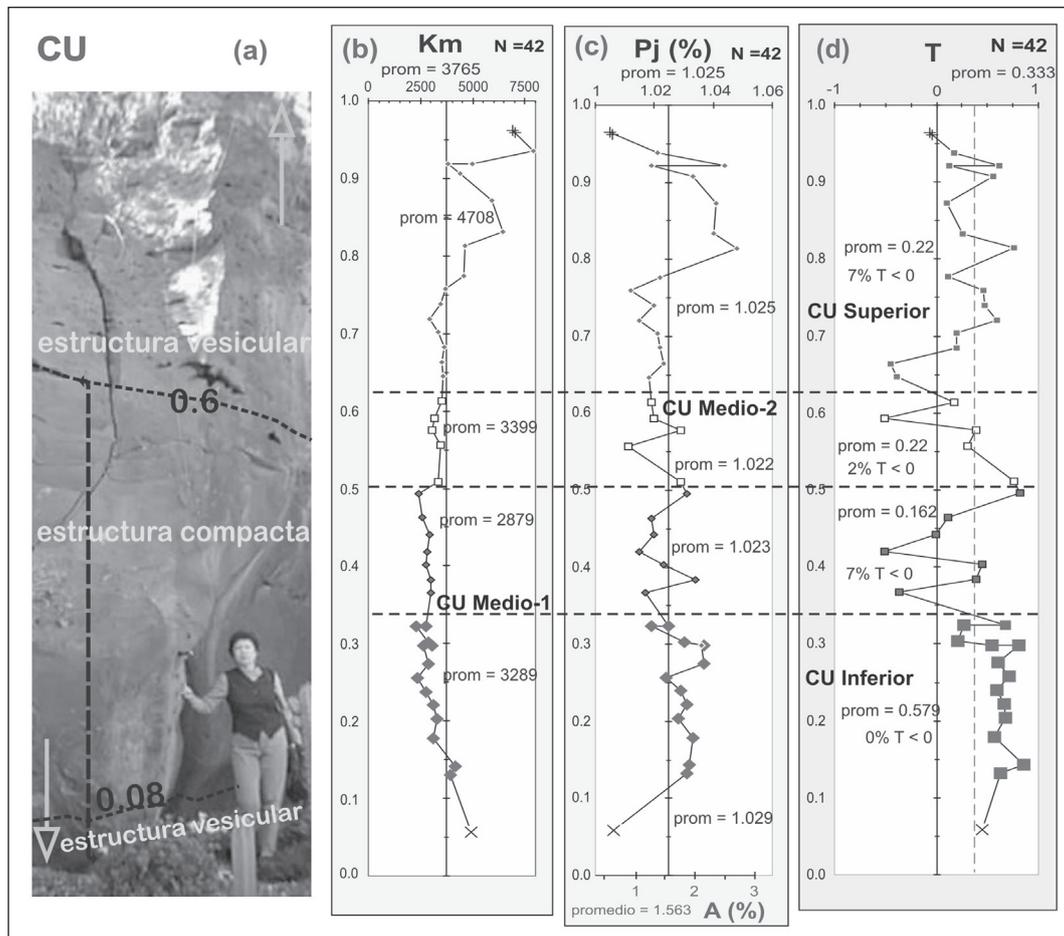


Figura 22 C.

8.2. Determinación de fuente de flujo central en la Ignimbrita San Gaspar, Jalisco, a partir de direcciones inferidas de su AMS (Alva-Valdivia, *et al.*, 2005).

Objeto de estudio: 10 sitios con un total de 120 especímenes (5 a 16 núcleos por sitio; 1 a 2 especímenes por núcleo) de la Ignimbrita San Gaspar del Plioceno temprano (fecha entre 4.85 ± 11 Ma – $4.71 + 0.07$; Ma; Gilbert *et al.*, 1985) que aflora al NE de la Ciudad de Guadalajara en el sector NW de la Faja Volcánica Transmexicana. Los sitios están distribuidos en un transecto NW-SE cubriendo la mayor parte del área de afloramiento de la Ignimbrita. El objetivo de muestreo fue para efectuar un estudio paleomagnético y de anisotropía magnética con el fin de constreñir la forma de emplazamiento y fuentes de flujo de la Ignimbrita.

El estudio de la AMS se efectuó con un kappabridge KLY2. Se efectuaron mediciones de susceptibilidad de campos bajos *vs.* temperatura en aire (curvas K-T), curvas de histéresis y de adquisición de magnetización

remanente isotermal después de desmagnetización térmica. Con todo lo anterior se determinó dominancia de componentes de alta coercitividad correspondientes a titanomagnetitas de bajo a moderado contenido de Ti. Las relaciones de los parámetros de histéresis ($2.07 < Hcr/Hc < 8.58$ y $0.149 < Jrs/J_s < 0.236$), indican que la mayoría de las muestras cae en la región de dominio pseudo sencillo (PSD). En estudios mineragráficos se observan una gran cantidad de cristales titanohematites con intercrecimientos característicos de alto grado de oxidación en granos pequeños (< 5 mm) y forma granular homogéneamente diseminados, así como raros cristales de titanomagnetita con abundantes efectos de maghemitización.

Las direcciones principales de la AMS fueron calculadas en coordenadas geográficas. Los resultados en cada sitio muestran consistencia estadística, se infiere dirección y sentido de flujo en la mayoría de los casos con base en la imbricación de los planos de foliación magnética (estimado principalmente con base en la distribución de los ejes k_3). En un caso únicamente se

pudo inferir dirección más no sentido de flujo en virtud de que las foliaciones magnéticas no se observan imbricadas, sino en posiciones virtualmente horizontales y considerando la distribución preferencial de los ejes k1-k2 (sitio COR).

Las medias por cada sitio, los parámetros correspondientes de la AMS, así como las direcciones de flujo inferidas se muestran en la tabla 8.1 (abajo). Estos mismos resultados se ilustran gráficamente en el mapa de la Fig. 23, donde se observa que las direcciones flujo convergen en un posible centro de erupción localizado al SW del área de afloramiento, posiblemente ligeramente al Sur o Este de la caldera pleistocénica más joven de la Primavera. Las inferencias no del todo consistentes con este resultado son dos, una es la del sitio COR, donde si bien tan solo se obtiene la orientación de la dirección de flujo, esta orientación es consistente con la orientación

general esperada para este sitio y casi igual orientación del sitio más cercano (SJ). El otro sitio no del todo consistente es LOM, donde se obtiene una dirección de flujo opuesta a la dirección de flujo esperada, no obstante la orientación general del flujo coincide con la orientación general, por lo que este sentido opuesto podría explicarse por efecto de la paleogeografía local o por un ligero basculamiento posterior al emplazamiento.

8.3 Fracturas NNW-SSE y caldera de bisagra como fuentes de flujo para la Ignimbrita Cantera, S.L.P., a partir de su AMS (Caballero-Miranda *et al.*, 2009)

Objeto de estudio: 18 sitios (372 especímenes) de la Ignimbrita Cantera, del Oligoceno (29.0 + 1.5 Ma; Labarthe *et al.*, 1982), la unidad más voluminosa del Campo Volcánico de San Luis Potosí (SLP-CV) que aflora al W de la ciudad del mismo nombre. Los sitios

Tabla 6
Resultados de estudio de AMS en sitios selectos de **Ignimbrita San Gaspar.**

Sitio	n	Direcciones Principales				Parámetros de Anisotropía			Direcciones de flujo inferidas
		k1 (max)		k3 (min)		Km	Gdo Anis	Forma	
		D	I	D	I	SI x10 ⁻⁶	Pj	T	
ISG	10	265	6	130	82	23795	1.024	0.345	105 ¹
MIL	10	210	9	55	88	17864	1.033	0.429	30 ¹
Sg2	13	219	12	28	78	23440	1.030	0.468	35 ¹
LAJ	11	315	12	139	78	22218	1.053	0.502	135 ¹
COR	10	66	1	319	88	21156	1.039	0.584	336 – 176 ²
COL	16	238	6	43	84	22555	1.037	0.602	47 ¹
Sg1	11	284	18	100	72	29566	1.047	0.647	100 ^{1,d}
SJ	17	231	1	321	81	20759	1.053	0.667	321 ¹
EST	11	266	9	63	88	17987	1.028	0.671	90-65 ^{1*}
LOM	11	4	5	190	85	13771	1.027	0.743	187 ³

1 Direcciones de flujo tomadas de k3 y k1-k2, consistentes con interpretación general (+ 10°).
 1* Direcciones de flujo tomadas de k3 y k1-k2, consistentes con interpretación general (> 20°).
 2 Sin dirección de sentido de flujo, solo orientación (k3 verticales). Tomada de k1-k2.
 3 Direcciones de flujo tomadas de k3 y k1-k2, no consistentes (opuestas) con interpretación general.
 d Sitio muy disperso.

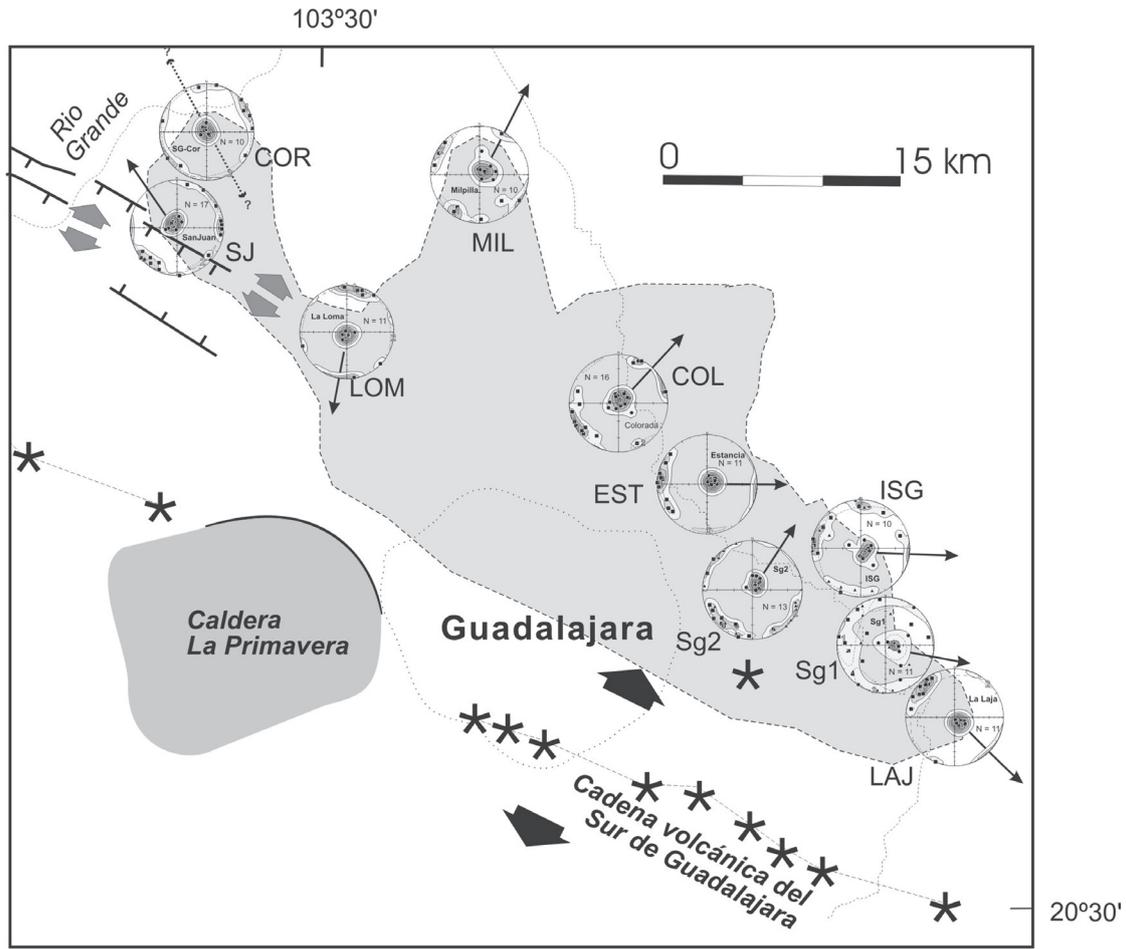


Figura 23. Mapa de distribución de la Ignimbrita San Gaspar con localización de sitios y diagramas ecuatoriales respectivos con resultados de AMS. Las flechas indican direcciones de flujo inferidas. En los diagramas ecuatoriales se incluyen curvas sombreadas de densidad de distribución de puntos y elipses de confianza en líneas punteadas, apenas visibles debido al pequeño tamaño. La inferencias de de las direcciones de flujo se basan principalmente en la inclinación de los ejes k3, círculos (imbricación de elipsoides de la AMS).

fueron distribuidos en toda el área de afloramiento de esta unidad. El objetivo de estudio: determinar la localización y el tipo de fuente de origen de la Ignimbrita, si es caldera coincidiendo con la doble estructura concéntrica detectada mediante escarpes y configuración de afloramientos, o bien si se trata de fuentes lineares localizadas en alguna de las zonas del intenso fallamiento observado.

En cada sitio se infirió una dirección de flujo con base en las direcciones de la AMS (Fig. 24). Como la Cantera se encuentra ligeramente inclinada y cortada por fallamiento normal las direcciones de la AMS fueron obtenidas y analizadas tanto en coordenadas geográficas como en coordenadas corregidas estructuralmente. En virtud a que de estos últimos resultados se infieren direcciones de flujo que coinciden con la distribución de facies de manera general y otros indicadores geológicos a nivel local, son éstos los que se emplearon para la determinación de las direcciones de flujo.

Los sitios se dividieron en 3 grupos de acuerdo con su localización geográfica y estructural. Resultados de cada grupo en Fig. 25. El grupo Norte, afectado por fallamiento normal intenso de dirección NW-SE, situado aparentemente dentro de la parte norte de la estructura caldérica. El grupo Oeste, alrededor del escarpe S-SW del anillo externo de la estructura considerada como caldera. El grupo Este, situado afuera y en la parte noroeste de la estructura caldérica, muy cerca de la falla normal NNE-SSW que constituye la pared de un graben.

En el grupo Norte las direcciones de flujo inferidas van principalmente hacia el cuadrante NE. Las direcciones inferidas de la AMS sin corrección estructural apuntan al sentido opuesto (SW), lo que es contrario a lo que cabría esperar considerando que la estructura caldérica constituiría un alto topográfico. Un sitio en el extremo NE tiene dirección inferida contraria a las restantes, lo que puede explicarse por la presencia en

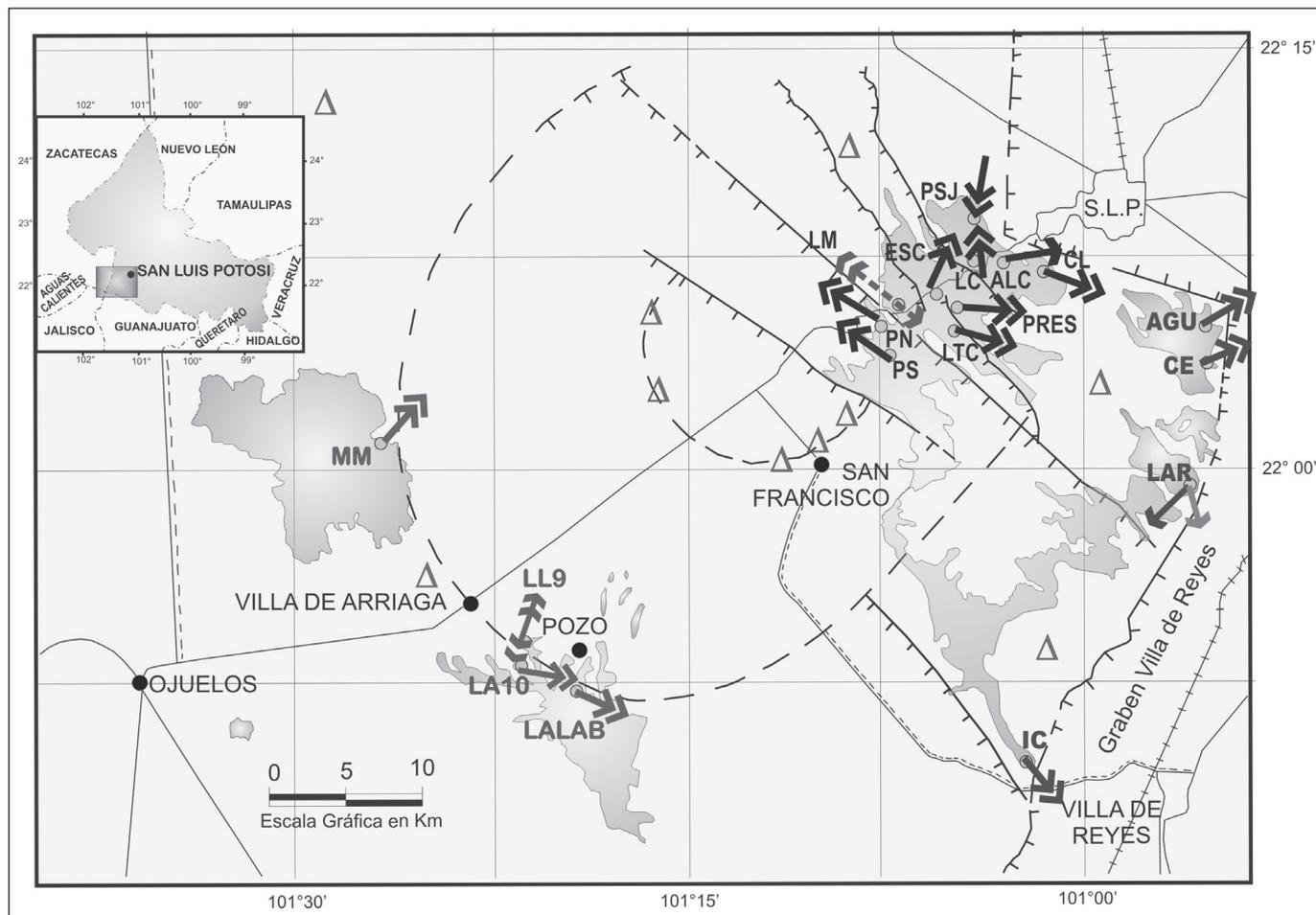


Figura 24. Mapa de distribución de la Ignimbrita Cantera con localización (círculos claros) de sitios de AMS con direcciones de flujo inferidas. El recuadro muestra la localización del área en el estado de SLP. Los triángulos muestran la localización de domos de la riolita San Miguelito, más antigua, como referencia de rasgos paleogeográficos durante el emplazamiento de la I. Cantera. Los círculos oscuros indican la localización de poblados.

esta parte de un alto topográfico –un domo más antiguo– que formaría parte de la paleogeografía preexistente. Los resultados de este grupo apuntan a que la fuente de flujo es lineal coincidiendo aproximadamente con el lugar donde ahora se encuentra la falla El Potosino, lo cual es apoyado por las facies proximales facies con co-ignimbritas del sitio LTC. En el extremo sur de este grupo se localiza un bloque direcciones de flujo inferidas diferentes, en direcciones paralelas al fallamiento y con sentido al NW, lo cual puede deberse a la influencia del domo más viejo de San Miguelito, localizado en esta parte que pudo haber modificado la paleogeografía local con una configuración en forma de lenguas.

En el grupo Oeste todos los sitios se localizan en el borde de la caldera. La estructura masiva de dos de estos afloramientos no permitió efectuar corrección estructural. En uno de estos sitios se observa una fábrica magnética peculiar con ejes k3 distribuidos a lo largo de un plano vertical y k1 relativamente bien concentrados alrededor de una media cercana a la horizontal, sugieren-

do el rodamiento de los elipsoides alrededor del eje k1, coincidiendo con que en este sitio se tienen 50% de formas proladas, rodamiento que indicaría un flujo perpendicular al borde de la caldera. En los otros sitios el flujo inferido es paralelo a este borde. En este grupo se considera que la fuente de flujo es la propia caldera.

En el grupo Este casi todas las direcciones inferidas son perpendiculares al fallamiento y en direcciones hacia fuera de la caldera –alto topográfico– (al NE y SE). Solo un sitio presenta dirección inferida contraria a las anteriores, hacia el SW; el cual presenta una fábrica que también sugiere, aunque menos marcadamente (sólo el 30% de elipsoides prolados), el rodamiento de ejes k1, si este fuera el caso, la dirección de inferencia alternativa del flujo sería hacia el SE. En estos sitios la fuente se considera lineal correspondiente con una falla situada ligeramente al Este y hacia el Sur que la de El Potosino. En el sitio IC localizado al extremo Sur de este grupo, en virtud a la dirección de flujo inferida al SE (hacia fuera y perpendicular al borde de la caldera) y considerando

que presenta facies distales, podría considerarse como su fuente la propia caldera. La abundancia de cristales de hornblenda parcialmente alterada a hematites, le da a este sitio sus características y dominantes formas de elipsoides oblatas.

La configuración de la caldera y fallas que se infieren como fuente de flujo sugieren que la caldera

es del tipo trapdoor o bisagra, de Lipman (1997), correspondiente con plutones asimétricos. En esta estructura algunos flujos ascendieron por la estructura caldérica en tanto que otros por un sistema de fracturamiento NW-SE, a lo largo del cual posteriormente se desarrolló un fallamiento normal de bloques caídos al SW, geometría que pudo haber estado relacionada con la geometría de la cámara magmática.

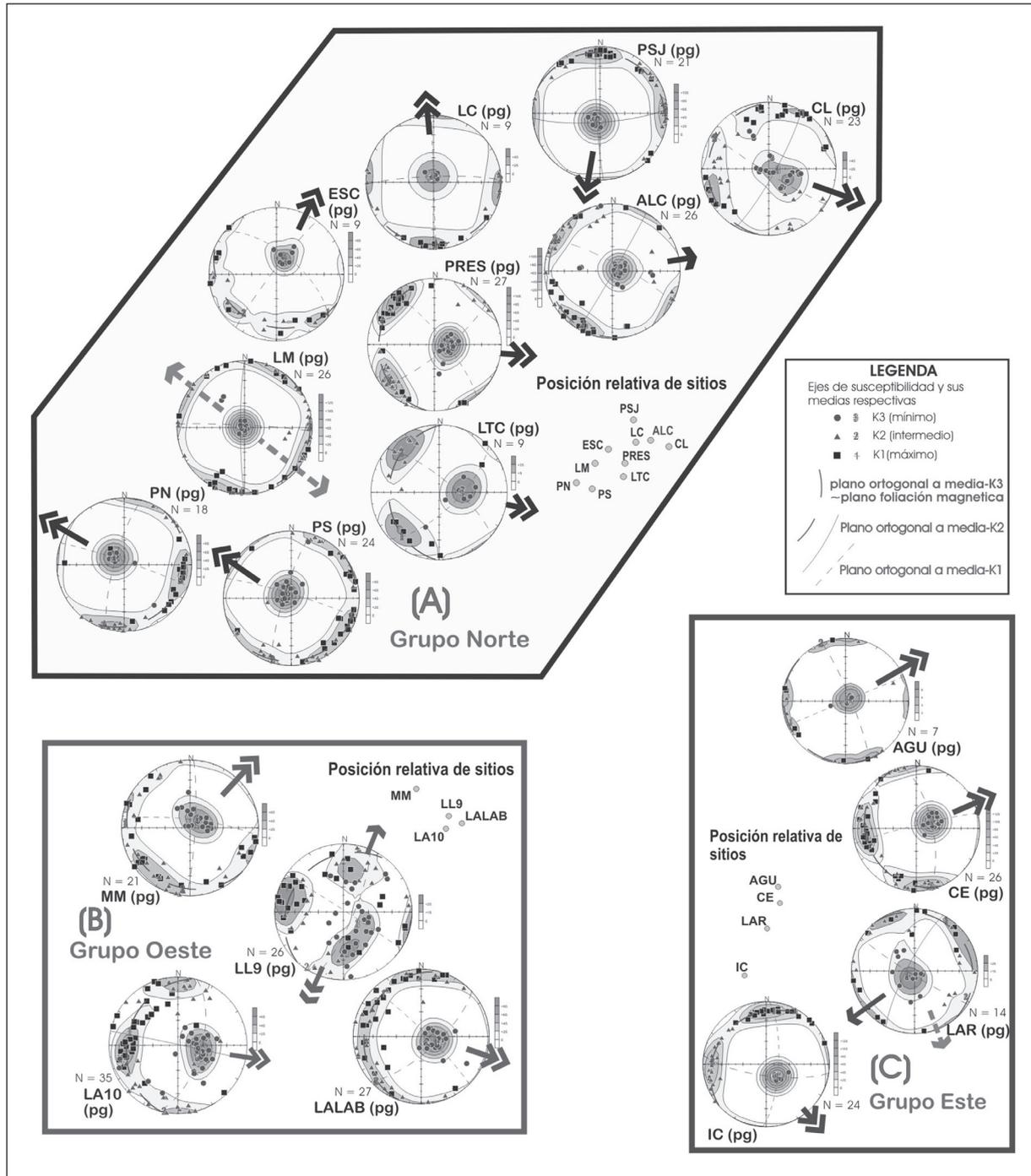


Figura 25. Resultados de AMS de la Ignimbrita Cantera en diagramas ecuatoriales de igual área agrupados por grupos A. Norte, B. Oeste y C. Este. Las flechas indican dirección de flujo inferida; doble flecha indica mayor grado de certidumbre, flecha sencilla menor, flecha en sentidos opuestos indica sólo orientación de flujo. Ejes k1, k2 y k3 se representan con cuadros, triángulos y círculos. Las curvas de contornos sombreadas son de densidad de distribución de puntos de conteo Gaussiano. Los ejes k3 se observan en general con distribuciones aproximadamente circulares unimodales, excepciones a ello se discuten en texto.

9. Sumario de estudios en rocas volcánicas

9.1. Rocas volcánicas basálticas - intermedias

En la siguiente tabla se reseña de forma descriptiva gran parte de los trabajos de AMS realizados en lavas basálticas a intermedias (ocasionalmente silíceas) durante las 2 últimas décadas (a partir de 1990s).

Tabla 7

Trabajos selectos de AMS en rocas volcánicas basálticas-intermedias.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Cañón <i>et al.</i> , 1995.	Lava basáltica, Xitle. Reciente aprox. 2,000 años	Estudio de variación vertical de AMS en 5 sitios (3 de ellos de base a techo), diferentes espesores. Proponen que k1 se alinea paralelo al flujo con excepción de sitios de poca pendiente, donde el paralelo al flujo es el k2, que en zona inferior el k1 apunta corriente arriba. Que grado anisotropía se debe a viscosidad de lava y la forma del elipsoide se relaciona con la deformación interna del flujo de lava. Comparan con lavas del Azufre, Argentina y volcán Ko'olau (O'ahu). Hacen estadística Jelínek y Constable.
Cañón <i>et al.</i> , 1996 y 1997 (parte I y II).	I.- Lava basáltica, Mauna Kea, Hawai del Xitle, México con patrones conspicuos de vesículas concéntricas. II. Lavas basálticas, Hawai, estructuras pahoehoe S y P y Aa. Edades: 2000 a. y menos.	I. Se observa similitud perfecta entre foliación vesicular y los planos conteniendo ejes k1 y k2. Las foliaciones se explican por los esfuerzos de cizalla dentro del flujo. Se observa fuerte imbricación que coincide con eje del flujo, la cual apunta flujo abajo. Se propone un modelo basado en el comportamiento del flujo para explicar cual es el eje de susceptibilidad que se alinea con el flujo. II. Se observan diferencias en varios aspectos de la AMS entre los tipos morfológicos de lavas. Las lavas Aa se detecta mayor deformación. La AMS es diferente en cada parte revelando historia de deformación.
Tamrat y Ernesto, 1999.	Flujos Mesozoicos basálticos a andesíticos tholeíticos, y algunos silíceos, Paraná, Brasil.	Estudio de AMS en diversas unidades a lo largo de 5 secciones (> 1400 especímenes en total). Instrumentos: molspin y KLY3. Se hace estudio paleomagnético y de mineralogía magnética. La AMS bien definida muestra rasgos de fábrica primaria, vg. bajos valores de anisotropía y una gran mayoría de k1 subhorizontales. Se hace estadística Jelínek por sitio, se muestran resultados en columnas estratigráficas, por sección se hace análisis de densidad de puntos se agrupan secciones por resultados encontrándose 3 tendencias de direcciones: E-W, NE-SW y NW-SE, sugiriendo corresponden con trenes de paleocorrientes de la paleotopografía. Los resultados están de acuerdo con otros patrones observados de fracturamiento y sitios topográficos.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Cañón y Pinkerton, 2000.	Lava basáltica de Kilauea fundida en experimentos y sujeta a rangos variables de esfuerzos e historia de enfriamiento.	Grado de anisotropía es función de historia térmica y de esfuerzos. Altos grados de anisotropía sólo en muestras deformadas a temperaturas cercanas a las de las erupciones seguidas de enfriamiento rápido. Cuando el enfriamiento es lento y sin más deformación, el grado de anisotropía es bajo. Sólo la última fase de deformación es detectable por la AMS. En cuanto ejes paralelos al flujo: En 9/12 experimentos k1 fue paralelo y 3/12 fue el k2 (estos al parecer preferentemente en zonas proximales). El ángulo de diferencia del eje indicador del flujo con respecto al flujo es de 10°, el ángulo inclinación de ejes indicadores de flujo con respecto a pendiente es de 10° y eventualmente 20°. La deformación que queda registrada en AMS es la que ocurre justo al tiempo de solidificación.
Herrero-B. <i>et al.</i> , 2002.	Lavas basálticas tholeíticas de volcán escudo Old Pali Road, Hawaii; pahoehoe y aa cortadas por diques.	Estudio de AMS con 250 especímenes de 18 sitios. Apretadas agrupaciones de k1 e imbricaciones indican dirección y azimuth de flujo. Las mejores orientaciones son de la base de flujos. El azimuth difiere 60° con respecto al esperado, lo que se explica por un cambio en la forma durante la evolución del volcán. Algunas direcciones no coinciden con la inclinación de la lava, lo que se explica por la fuerte velocidad debido a la pendiente, como es evidente por la deformación de vesículas. Se hizo AMS de zonas de intrusiones, donde los k1 coinciden con los márgenes de estas sábanas.
Morris, 2000.	Lavas calcoalcalinas (dacitas y andesitas) Plio-Q, Isla Aegina (arco volcánico), Grecia.	Estudio paleomagnético para restringir edad y documentar posibles rotaciones de eje vertical: la isla no ha experimentado rotaciones en contraste con otras partes del arco. Se hizo estudio mineralogía magnética (titanomagnetita ricas en Ti, de SD). Instrumento AMS: Minisep y KLY3, susceptibilidad del rango 10 ⁻³ a 10 ⁻² (dominada por la magnetita), 13 sitios, se ilustra Gráfica AMS de c/sitio con dirección flujo inferida, fábrica dominante oblada, foliaciones en mayoría subhorizontales (1 muy inclinada y 2 subverticales) coaxial con superficie de flujo. En mayoría lineaciones en cuyo caso son tanto paralelas como ortogonales a flujo, por lo que este debe ser conocido a priori. No se reconoce fábrica inversa.
Cañón y Coe, 2002.	Basaltos Birkett del Columbia River Basalt Group.	Se hace AMS en 16 eventos discretos (303 muestras tomadas a lo largo de perfil vertical) de inyecciones de lava para estimar su espesor individual (0.5 a 4m), lo que coincide con los pulsos de lava hawaianos modernos. Se definen orientaciones preferenciales a lo largo de un tren E-W y en las partes más externas del flujo el tren es NNE-SSW. Instrumentos: KLY2 y 3 (mostrando cierta diferencia en magnitudes de susceptibilidad y grado anisotropía entre ellos). Se hace estadística Jelínek y de distribución de densidad de puntos. Los resultados en perfil vertical indican susceptibilidad y grado anisotropía mayores hacia partes bajas del flujo. No hay una dirección preferencial alineada paralela al flujo. Las imbricaciones de la AMS tienen ambigüedad de 180°.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Henry <i>et al.</i> , 2003.	Lavas basálticas oligocénicas, Península Jeanne d'Arc, Islas Kerguelen, Océano Indico (S49°30'; E69°, 30').	AMS de 22 flujos (6-8 mtras/flujo, Instrumento: KLY3 parte inferior) agrupados en 2 series: JU1 (8flujos, 44 mtras.) y JU5 (19 flujos, 108mtras.). Estadística: Jelínek y contornos de densidad de puntos. Mineralogía magnética de estudios previos (titanomagnetitas bajas en Ti, PSD). Grados anisotropía bajos, tanto oblados como prolados. Foliaciones subhorizontales; lineaciones claras en JU1 al SSW, k3 al NNW-NE, escasas en JU5, k3 hacia N-NNE. (Estadística divariada para cada serie, Jelínek y bootstrap). Direcciones ejes coinciden con flujos posibles y las imbricaciones de elipsoide es opuesto al centro de erupción, con lo que se infiere un basculamiento.
Cañón, 2004.	Lavas tholeíticas y alcalinas, B.C., Mexico. Edad: 7 a 13 Ma	Se usan propiedades magnéticas para diferenciar las dos series de lavas (tholeíticas y alcalinas). AMS y otros indicadores para reconocer direcciones de flujo (desconocida o en duda) y localizar fuente, particularmente del flujo tholeítico. 24 localidades muestreadas (14 tholeíticas, 6 alcalinas, resto afinidad incierta). Instrumento: KLY3, estadística Jelínek y distribución de densidad de puntos, considerando para un mismo flujo las partes inferior y superior, de forma separada, observándose en cada una diferente imbricación de foliación con respecto a flujo. Se determinó que lava tholeítica es la parte central de la península de BC y que no es anormalmente larga como se pensaba. La fuente de flujo se establece en la costa oeste de la península y no hacia el lado del Golfo como antes se creía. Además otras fuentes que requieren más documentación.
Bascou <i>et al.</i> , 2005.	Flujo basáltico cuaternario. 0.7 Ma. Flujos asociados a Mont Ramus, al N de Agde, sur de Francia.	Estudios combinados de AMS y cristalográficos, direcciones flujo son conocidas. La AMS reside en titanomagnetitas ricas en Ti MD. AMS medida en parte baja e intermedia flujo, con foliaciones bien definidas y lineaciones pobremente agrupadas. Foliación se considera imbricación de oposición indicando flujo al oeste, en concordancia con la dirección conocida. En parte inferior la AMS se correlaciona con las orientaciones preferenciales de las redes de plagioclasas, lo que sugiere que el armazón silicatado es el que controla la cristalización de titanomagnetitas y orientación elipsoide de la AMS.
Hrouda <i>et al.</i> , 2005.	Lavas y piroclastos traquibasálticos de 31 a 25 Ma. Norte de Bohemia.	AMS en 11 cuerpos volcánicos. Instrumento: KLY3 y 4. Se efectúa mineralogía magnética con magnetismo de rocas. La viscosidad de la lava se calculó a partir de composición química y se correlacionó con el grado de anisotropía de la AMS: Grado anisotropía es mayor en traquitas que en fonolitas; las traquitas son en general más viscosas que fonolitas. Entre más alto es el grado de anisotropía, más viscosa la lava y más probabilidades de fricción entre partículas magnéticas y matriz, lo que puede llevar a una orientación más eficiente de los granos minerales.
Loock <i>et al.</i> , 2008.	Flujos traqui-basálticos, de Chaîne des Puys, Clermont Ferrand; Francia. Edad: 45,000 años.	Se hace magnetismo rocas y microscopía electrónica que indican que la AMS reside en titanomagnetitas MD y PSD. Estudio de fábrica cristalina de armazón de microlitos silicatados, que coincide con AMS. Direcciones flujo conocidas. Instrumento: KLY4, estadística Jelínek. Muestreo en sección vertical. Ejes k1 se observan con direcciones con inclinaciones opuestas, algunas con >45°. Hay cambios bruscos de grado anisotropía coincidiendo con los cambios de k1. Proponen flujo en capas, c/u con distinta reología, al menos 5 compartimentos.

9.2 Ignimbritas y rocas piroclásticas silíceo-intermedias

En siguiente tabla se resume con una breve reseña descriptiva gran parte de los trabajos de AMS realizados en ignimbritas y tobas de composición silíceo-intermedias durante las 3 últimas décadas (a partir de 1980s).

Tabla 8

Trabajos selectos de AMS en ignimbritas y tobas silíceo-intermedias.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Ellwood, 1982.	Tobas soldadas en las Montañas de San Juan en Colorado, EUA.	Elipsoides con k3 casi verticales, mientras que k1 y k2 están ligeramente inclinados con el plano horizontal similarmente a los sedimentos; k1 apuntan a fuentes.
Inconorato, 1982. Inconorato <i>et al.</i> 1983.	Toba Amarilla Fm Fiumicello: <i>surges</i> . Campos Flegrean, cerca de Nápoles.	Lineaciones magnéticas tienden a ser perpendiculares a las direcciones de flujo. Parámetros magnéticos idénticos a los que se encuentran en depósitos sedimentarios no deformados.
Knight <i>et al.</i> , 1986.	Unidad "Toba", Sumatra: Ignimbritas no soldadas.	Se define sentido de las direcciones de flujo, al considerar la imbricación de la anisotropía. Propone clasificación de datos para estudios de AMS, con base en el grado de alteración de muestras.
Mac Donald y Palmer, 1990.	Miembro Tshirege de la Toba Bandeliere, en Nuevo México: ignimbrita no soldada.	Fábricas magnéticas predominantes obladas. Las alineaciones son adecuadas para definir las direcciones de flujo.
Seaman <i>et al.</i> 1991.	Tobas no soldadas Bloodgood Canyon y la Shelley Peak Tuffs y la Apache, SW de Nuevo México, EU.	Objetivo: efecto de la alteración en la fábrica magnética. Ejes en varios sitios muestran una significativa dispersión. Lineaciones de flujo consistentes fueron generadas de los datos después de haberlos categorizado siguiendo el esquema propuesto por Knight <i>et al.</i> 1986.
Palmer <i>et al.</i> , 1991.	Rs. volcánicas del Terciario Medio al W de Jiggs, (NE Nevada, E.U.): ignimbritas dacítico-riolíticas de Fm Indian Well; andesitas de Fm. Diamond.	La AMS de ignimbritas refleja fábrica de flujo e indica zonas de fuentes antes desconocidas. Evidencias paleomagnéticas y estructurales de ignimbritas y andesitas sugieren unidades y zonas estables (en ignimbritas) y otras con rotación contra-reloj (en andesitas).
Hillhouse y Wells, 1991.	Toba Peach Springs, en Desierto de Mohave, edos. de California, Arizona y Nevada, E.U.; fechada en 18.5 Ma, Mioceno.	Estudio de AMS para obtener azimut de flujos y ubicar su fuente. Lineación e imbricación indican una zona fuente cerca del extremo sur de Nevada, donde no se conoce ninguna estructura de caldera, pero sí existen gruesas secciones de la Toba, los autores proponen que la caldera podría estar enterrada bajo depósitos más jóvenes. Aportación: método de intersección de azimuts empleando rejilla.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Cagnoli y Tarling, 1997.	Oleadas (<i>surges</i>) en islas volcánicas de Italia (Procida y Linosa) y en ignimbritas no soldadas de volcán Fossa Capelano (centro Italia), donde las fuentes están bien identificadas.	En surges ejes k3 generalmente son paralelos a las direcciones de flujo inferidas, ocasionalmente perpendiculares. En Ignimbrita, muestreo a diferentes alturas sobre la base muestra un ligero gradiente inverso, una fina capa basal y diferentes fábricas: a 10 y 40 cm de base la ejes k1 son ortogonales a las direcciones de flujo esperadas; a 60-75 cm de base, ejes k1 son paralelos a las direcciones de flujo, presenta decremento hacia arriba de foliación magnética, lineación y grado de anisotropía. Anisotropía de IRM muestra que ejes de forma alargados están probablemente alineados con los ejes de la AMS. Autores consideran que el cambio en la fábrica magnética a diferentes distancias de la base se debe probablemente a diferencias en el comportamiento del flujo, más que en el estado de dominio de los granos magnéticos.
MacDonald, Palmer y Hayatsu, (1998).	Ignimbrita de 45 Ma, en el campo volcánico de Challis, Idaho, EU.	Estudio de AMS indica eje de flujo actualmente orientado E-W, el cual corregido para la rotación tectónica de 34° determinada en el estudio paleomagnético, tiene una orientación N55°E-S 55°W en Poison Creek, lo que posiblemente indica una fuente hacia el noreste como área principal de la erupción del Grupo Volcánico Chali.
Le Pennec <i>et al.</i> (1998); Le Pennec (2000).	Ignimbrita Kizilkaya, Provincia Volcánica de Anatolia Central, Turquía.	AMS en 46 sitios, elipsoides de forma variable, anisotropía baja. Aporte: técnicas de filtrado de datos y contorno de iso-valores para definir ejes. No encontraron concordancia entre ejes cinemáticas y magnéticos ni entre elipsoides de AMS y petrofábrica. Señal magnética es aporte complejo de las diferentes fracciones minerales, incluyendo los derivados de acción meteórica e hidrotermal. Se discute reología y mecanismos de emplazamiento. Instrumento medición: Miniseq y KLY2. El área fuente se identifican en el trabajo del 2000, mediante método de rejilla a partir de la propuesta Hillhouse y Wells (1991); propone adicionalmente cinco modelos para el cálculo de la fuente los cuales analiza en relación con el de Hillhouse y Wells. Con los modelos propuestos estima el área fuente hacia el oeste y suroeste. Denomina a su metodología como función de Diferencias Angulares Radiales Promedio (ARAD), el cual consiste en encontrar el punto o área donde mejor se intersectan las líneas de las direcciones de cada sitio.
Palmer y MacDonald, 1999.	Cenizas no deformadas de Toba Bishop, California y de Toba Bandelier, Nuevo México, cada una asociada a diferente caldera.	Se comparan las AMS de las ignimbritas deformadas y no deformadas. Se determinan abanicos de influencia con ángulos de apertura menores para sitios más cercanos a fuentes y más amplios los más alejados. Se propone modelo de flujo en el que las zonas proximales y distales se encuentran con AMS irregular y sólo en las partes medias se observan lineaciones y foliaciones compatibles con la dirección de flujo.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Rochette et al., 1999.	Cuatro áreas con rocas volcánicas: diques Yemen y España, lavas en Etiopía e ignimbritas miocénicas (1.8 ma) en Córscica.	Se discuten los numerosos casos en que las fábricas anormales no se generan de propiedades magnéticas inusuales, sino por los mecanismos de adquisición de las petrofábricas. Recomiendan que cuando se encuentren lineaciones divergentes podría ser más conservador el descartar tales sitios “anormales” en su fábrica, que tratar de hacer sobreinterpretaciones de las direcciones de flujo de las ignimbritas.
Petrinovic, 1999.	Extremo Oriente de Cadena Volcánica Transversal del Quevar en Argentina: ignimbritas Verde, Chorrillos, Tajamar y Abra del Gallo.	La AMS en las facies de intracaldera y extracaldera, indica direcciones coherentes con el modelo de colapso propuesto por el autor para la caldera que originó estos depósitos en un régimen tectónico transcurrente: dirección preferencial hacia el NW en intracaldera y hacia el SE en extracaldera. No se precisa el numero de muestras total ni por unidad de ignimbritas, ni parámetros estadísticos, unicamente mapa con direcciones de AMS.
Palmer y MacDonald 2002.	Ignimbritas Eocénicas de Campo Volcánico de Nevada en 4 localidades (montañas Dolly Varden, Nancy Creek, E de Colinas Windermere y S Montañas Snake).	Direcciones de flujo determinadas con AMS son consistentes con fuente al E de Nanny Creek, el fallamiento Terciario y erosión/sedimentación posterior oscurece la zona de esta área fuente, por lo que es posible otra zona fuente hacia el E donde es evidente actividad ígnea del Eoceno. Estudio paleo-magnético indica direcciones cercanas a las esperadas (para 42 ma) y polaridad inversa.
Panczyc y Werner, 2004.	Ignimbritas, lavas y tobas silíceas del Pérmico, área de Bolków, al N de la Cuenca Sudetica, Polonia-Checoslovakia.	Intensidad de la AMS es baja, parámetro T es variable. En lavas e ignimbritas lineaciones magnéticas (ejes k1) subhorizontales NW-SE. agrupados paralelos a direcciones de flujo observadas; foliación magnética subverticales a muy inclinadas, lo que podría corresponder flujo en sistema de paleovalles o bien fábrica debido al ascenso del magma en los conductos. En tobas la fábrica es diferente probablemente su origen asociado a fenómenos freato-magmáticos. Instrumento medición: KLY3.
Alva et al., 2005.	Ignimbritas San Gaspar, 4.8 ma, W de México. Ver sección 8.2.	Se obtuvieron direcciones de flujo a partir de lineaciones o de imbricación de foliaciones magnéticas, en algunos sitios se infieren sólo direcciones de flujo pero sin su sentido, no obstante, en su conjunto (con 1 excepción) delimitan un área fuente en zona al sur de Caldera de la Primavera. La AMS es oblada. Instrumento medición: KLY2.
Gurioli et al., 2007.	Depósitos piroclásticos de corrientes de densidad (PDC) del Vesubio en Pompeya de explosión del 79 AC.	Objetivo: evaluar la fábrica magnética en relación con los emplazamientos urbanos y otros indicadores. La fábrica es oblada y con foliación subhorizontal definida, la inclinación de la foliación y lineación están colineales, indicando dirección de flujo. Direcciones flujo están fuertemente influenciadas por asentamientos urbanos que se muestran en mapa. Hacen estudio detallado de variaciones texturales, facies, espesor y tamaños de grano para documentar los mecanismos de emplazamiento detallados. Corrientes con mayor dilución se modifican menos por los edificios; los edificios bloquean localmente creando vórtices en el flujo pero no detienen totalmente el flujo. Instrumento medición: KLY2 y KLY3.

Autor	Litología, localidad y edad	Aplicación y/o hallazgos.
Pioly, <i>et al.</i> , 2008.	Toba Nuraxi (Ignimbrita Miocénica), Sardina, Italia.	La AMS y la fábrica de esfuerzos coinciden, se despliega una amplia variedad de característica reomórficas y una fábrica magnética bien definida. La fábrica de la anisotropía de IRM es coaxial con el elipsoide de esfuerzos, al que reproduce, y es de cristales de magnetita de SD. La fábrica se adquirió después de depositación y antes de los últimos procesos reomórficos, reproduciendo características de la deformación de los <i>shards</i> durante el proceso de soleamiento. La fábrica de la AMS tiene en su mayoría foliación subhorizontal con foliaciones bien a regularmente definidas en plano de foliación. En algunos casos hay foliación subhorizontal con plano de rotación del elipsoide perpendicular al eje de foliación. Se evalúa la variación vertical del parámetro T, en zona inferior T es prolada (<1). Relacionan prolados con flujo laminar y oblados con compacto. Estadística: Jelínek.
Paquereau <i>et al.</i> , 2008.	Ignimbritas riolíticas calco-alcalinas a alcalinas Plio-Q en depresión de Arequipa, Perú: LJI- La Joya 4.86 Ma y AAI-Aeropuerto de Arequipa, 1.63 ma y,	En AAI la susceptibilidad es baja y la AMS es muy marcada (1.25), con patrones bien definidos, imbricaciones que correlacionan con paleotopografía, foliaciones y lineaciones a < 20° hacia la fuente esperada Variaciones verticales de la AMS, parte inferior, oblada con foliación imbricada 10-20° hacia fuente. En LJI AMS es menos marcada, 1.05 con foliaciones subhorizontales y lineaciones con direcciones diseminadas, fábrica probablemente controlada por compactación pos-deposicional. Y procesos de soleamiento más que por el flujo. Mineralogía en ambas: titanomagnetitas pobres en Ti. Estadística: Jelínek.
Petronis y Geissman, 2008.	Secuencia piroclástica Oligocénica Candelaria en centro-W de Nevada. 3 unidades enfriamiento: Metallic City, 25.8 Ma; Belleville, 24.1 ma y Candelaria Junction, 23.7 Ma.	106 sitios de estudio AMS, direcciones corregidas ligeramente en sentido manecillas reloj debido a rotaciones Mioceno-Pliocénicas, de acuerdo con estudios paleomagnéticos. La AMS muestra patrón ordenado que define direcciones de transporte en Metallic City y Candelaria Junction con imbricaciones ligeras que sugieren transporte hacia el NNW y NW. En Belleville baja susceptibilidad y grado anisotropía limitan una interpretación. Las ignimbritas rellenaron una depresión topográfica, pero la uniformidad de la AMS sugiere que esa depresión fue rápidamente rellenada. Las fuentes de las ignimbritas parecen estar enterradas bajo sdimentos neógenos de relleno de cuencas hacia la región SSW de la Candelaria. Instrumento medición: KLY4S.
Caballero-M. <i>et al.</i> , 2009.	Ignimbrita Cantera, 29 Ma, Campo Volcánico San Luis Potosí del Oligoceno Ver sección 8.3.	18 sitios con estudio de AMS, susceptibilidad variable y grados de anisotropía relativamente bajos. Mayoría sitios con elipsoides oblados y foliaciones subhorizontales y algunos con prolados en proporción importante. El análisis se hace sitio por sitio, infiriendo para c/u dirección de flujo, los sitios se agrupan en 3 áreas diferentes haciendo discusión en cada una de ellas. Este análisis por áreas sugiere fuentes localizadas a lo largo de fallas y estructuras NW-SE para algunos sitios y para otros el borde de estructura caldérica tipo trapdoor. Casos anómalos, se explican por paleotopografía y por posición en borde de flujo o caldera. Instrumento: KLY2, estadística: Jelínek.

10. Anexo de acrónimos (símbolos y abreviaturas) empleados

Tabla 9

Acrónimos, símbolos y/o abreviaturas empleados

Abreviatura	Significado en castellano y/o en lengua inglesa inicial de referencia	Página/sección
AMS	<i>Anisotropy of magnetic susceptibility.</i> Anisotropía de susceptibilidad magnética.	3 sección 1
ARM	<i>Anisotropy of remanence magnetization.</i> Anisotropía de magnetización remanente.	4 sección 2
M	Magnetización.	4; sección 2
k	Susceptibilidad, susceptibilidad volumétrica.	4, sección 2 16, sección 3.2
H	Campo externo.	4, sección 2
B	Campo de inducción magnética.	4, sección 2
μ_0	Permeabilidad del espacio vacío.	4, sección 2
SI	Sistema Internacional de unidades de medida.	4, sección 2
SD	<i>Single domain.</i> Dominio sencillo o monodominio	9. sección 2.2.1
MD	<i>Multidomain.</i> Multidominio.	9. sección 2.2.1
PSD	<i>Pseudo single domain.</i> Pseudo dominio sencillo o pseudo-monodominio.	10 sección 2.2.1
Ms	Magnetización de saturación.	9, sección 2.2.1
Mr	Magnetización de remanencia.	10, sección 2.2.1
IRM	<i>Isothermal remanent magnetization.</i> Magnetización remanente isoterma.	11, sección 2.4
χ	Susceptibilidad de masa.	16, sección 3.2
NRM	<i>Normal remanent magnetization.</i> Magnetización remanente natural.	20, sección 4.1
TRM	<i>Thermal remanent magnetization.</i> Magnetización Remanente Térmica.	20, sección 4.1
DRM	<i>Detrital remanent magnetization.</i> Magnetización remanente detrítica.	20, sección 4.1
CRM	<i>Chemical remanent magnetization.</i> Magnetización remanente química.	20, sección 4.1
VRM	<i>Viscous remanent magnetization.</i> Magnetización Remanente Viscosa.	21, sección 4.1

Agradecimientos

Este trabajo se desarrolló en el marco de actividades de divulgación del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, fundado por Jaime Urrutia. Especiales agradecimientos a Fátima Martín-Hernández quien revisó el manuscrito y cuyos comentarios y sugerencias lo mejoraron sustancialmente. Gracias a Avto Goguitchaichvili, Luis Alva y Ana Ma. Soler quienes me entusiasmaron a escribirlo.

Referencias y libros de consulta

Referencias marcadas con * son libros de fundamentales de consulta.

Alva-Valdivia, L. M., J. Rosas-Elguera, T. Bravo-Medina, J. Urrutia-Fucugauchi, B. Henry, C. Caballero, M. L. Rivas-Sanchez, A. Goguitchaichvili y H. López-Loera, 2005. Paleomagnetic and magnetic fabric studies of the San Gaspar ignimbrite, western Mexico – constraints on emplacement mode and source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147, 68-80.

Aydin, A., *et al.*, 2007. The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics*, 441, 85-95.

Bascou, J., P. Camps y J. M. Dautria, 2005. Magnetic versus crystallographic fabric in a basaltic lava flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 145, 119-135.

Balsey, J. R. y A. F. Buddington, 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *Amer. Jour. Sci.*, 258-A, 6-20.

Bathal, R. S., 1971. Magnetic anisotropy in Rocks. *Earth Sci. Rev.* 7, 227-253.

Bingham, C., 1964. Distributions on the sphere and projective plane. Yale University, Tesis Doctoral. Inédita.

Bingham, C., 1974. An antipodal symmetric distribution on the sphere. *Ann. Statist.*, 2, 1201-1225.

Borradaile, G. J., W. Keeler, C. Alford y P. Sarvas, 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. *Phys. Earth Planet. Ints.*, 48, 161-166.

*Borradaile, G. J., 2003. Statistics of Earth Science Data: their distribution in Time, Space and Orientation, Springer-Verlag, Berlin, 351 pp.

Bucha, V., 1975. Geomagnetic field. Academia Praga.

*Butler, 1998. Paleomagnetism. Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic Edition: <http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/>

Caballero-Miranda, C., 1994. Fábrica magnética de secuencias continentales jurásicas de Oaxaca–Puebla, Tesis doctoral, Posgrado en Geofísica-UNAM.

Caballero-Miranda, C. I., J. R. Torres-H. y L. M. Alva-Valdivia, 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility análisis of the Cantera Ignimbrite, San Luis Potosi, México: flow source recognition. *Earth Planets Space*, 61, 173-182.

Caballero-Miranda, C. I., L. M. Alva-Valdivia. y J. A. González-R., 2009b. Vertical variation of AMS along selected basalt flow profiles, Xitle volcano, México: Zone-layer recognition by magnetic fabric. Abstract in IAGA 2009, Sopron, Hungary.

Cagnoli, B. y D. H. Tarling, 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 75, 309-320.

Cañón-Tapia E., 1994. AMS parameters: guidelines for their rational selection. *Pure Appl. Geophys.*, 142, 365–382.

Cañón-Tapia E., 2004. Flow direction and magnetic mineralogy of lava flows from the central parts of the Peninsula of Baja California, Mexico. *Bull. Volcanol.*, 66, 431-442.

Cañón-Tapia, E., y R. Coe, 2002. Rock magnetic inflation of a flood basalt lava flow. *Bull. Volcanol.*, 64, 289-302.

Cañón-Tapia, E. y H. Pinkerton, 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 98, 219-233.

Cañón-Tapia E., G. P. L. Walker y E. Herrero-Bervera, 1995. Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle Volcano, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 65, 249-263.

Cañón-Tapia, E., G. P. L. Walker y E. Herrero-Bervera, 1996. The internal structure of lava flows –insights from AMS measurements I: Near-vent a'a, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 70, 21-36.

- Cañón-Tapia, E., G. P. L. Walker y E. Herrero-Bervera, 1997. The internal structure of lava flows –insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and ‘a’a. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 76, 19-46.
- Constable C. y L. Tauxe, 1990. A bootstrap for magnetic susceptibility tensors. *J. Geophys. Res.*, 95, 8383-8395.
- Davis, G. H., 1984. (1a edic. 1942). Structural Geology of Rocks and Regions. New York, John Wiley and Sons, 492 pp.
- Delgado, H., R. Molinero, P. Cervantes, J. Nieto-Obregón, R. Lozano, H. Macías González, C. Mendoza-Rosales y G. Silva-Romo, 1998. Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City: a 2000 year old monogenetic volcano in an urban area. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15, 2, 115-131.
- *Dunlop, D. J. y Ö. Özdemir, 1997. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers, Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp.
- Ellwood, B. B., 1975. Analysis of emplacement mode in basalt from Deep-Sea Drilling Project holes 319A and 321 using anisotropy of magnetic susceptibility. *J. Geophys. Res.*, 80, 4805-4808.
- Ellwood, B. B., 1982. Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tufts and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 303-314.
- Ellwood, B. B., W. Balsam., B. Burkart., G. J. Long y M. L. Buhl, 1986. Anomalous Magnetic Properties in Rocks containing the mineral Siderite: Paleomagnetic implications. *J. Geophys. Res.*, 91. B12, 12,779-12,790.
- Ellwood, B. B., F. Hrouda y J. J. Wagner, 1988. Symposia on magnetic fabrics: introductory comments. *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, 249-52.
- Fisher, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Royal Society of London Proceedings*, 217, 295-305.
- Gilbert, C. M., G. A. Mahood y I. S. E. Carmichael, 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, 24, 169-192.
- Girdler, R. W., 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks. *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, 5, 34, 44.
- Graham, J. W., 1954. Magnetic anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 65, 1257-1258.
- Graham, J. W., 1966. Significance of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks. *Amer. Geophys. Union Monogr.*, 10, 627-648.
- Granar, L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv.f. Geofysik*, 3, 1-40.
- Gurioli, L., E. Zanella, M. T. Pareschi y R. Lanza, 2007. Influences of urban fabric on pyroclastic density currents at Pompeii (Italy): 1. Flow direction and deposition. *J. Geophys. Res.*, 112, B05213, doi:10.1029/2006JB004444.
- Henry, B. y M. Le Goff, M., 1995. Application de l’extension bivariate de la statistique Fisher aux données d’anisotropie de susceptibilité magnétique: integration des incertitudes de mesure sur l’orientation des directions principales. C.R. Acad. Sci. Paris 320 Ser Iia: 1037-1042.
- Henry, B., G. Plenier y P. Camps, 2003. Post-emplacment tilting of lava flows inferred from magnetic fabric study: the example of Oligocene lavas in the Jeanne d’Arc Peninsula (Kerguelen Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 127, 153-164.
- Herrero-Bervera, E., E. Cañón-Tapia, G. P. L. Walker y H. Tanaka, 2002. Magnetic fabrics study and inferred flow directions of lavas of the Old Pali Road, O’ahu, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 118, 161-171.
- Hillhouse, J. W. y R. E. Wells, 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the Lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. *J. Geophys. Res.* 96, 12443-12460.
- Hirt, A. M. y A. U. Gehring, 1991. Thermal alteration of the magnetic mineralogy in ferruginous rocks. *Jour. Geophys. Res.*, 96, 9947-9953.
- Howell, L. G., J. D. Martinez y E. H. Statham, 1958. Some observations on rock magnetism. *Geophysics*, 23, 285-298.

- Hrouda, F., 1982. Magnetic Anisotropy of Rocks and its Applications in Geology and Geophysics. *Geophys Surveys*, 5, 37-82.
- Hrouda, F., F. Janák, L. Rejl y J. Weiss, 1971. The use of magnetic susceptibility anisotropy for estimating the ferromagnetic mineral fabrics of metamorphic rocks. *Geol. Rdsch.*, 60, 1124-1142.
- Hrouda, F., M. Chlupáčová, K. Schulmann, J. Šmíd y P. Závada, 2005. On The Effect Of Lava Viscosity On The Magnetic Fabric Intensity In Alkaline Volcanic Rocks. *Stud. Geophys. Geod.*, 49, 191-212.
- Hrouda, F. y V. Jelínek, 1990. Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements. *Geophys. J. Int.*, 103, 75-84.
- Incoronato, A., 1982. Paleomagnetic studies in the Southern Apennines, Italy. University of Newcastle upon Tyne, Tesis de Doctorado, 221 pp.
- Incoronato, A., F. T. Addison, D. H. Tarling, G. Nardi y T. Pescatore, 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. *Nature*, 306, 461-463.
- Jackson, M. J., W. Gruber, J. Marvin y S. K. Banerjee, 1988. Partial anhysteretic remanence and its anisotropy: applications and grain size-dependence. *Geophys. Res. Letters*, 15, 440-443.
- Jelenska, M. y M. Kadzialko-Hofmohl, 1990. Dependence of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks on temperature. *Phys. Earth Planet. Int.*, 62, 19-31.
- Jelínek, V., 1973. Precision A.C. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy. *Stud. Geophys. Geod.*, 17, 36-48.
- Jelínek, V., 1978. Statistical Processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens. *Stud. Geoph. Geod.*, 51, 361-364.
- Jelínek, V., 1981. Characterization of Magnetic Fabric of Rocks. *Tectonophysics* 79, 563-567.
- Jelínek, V. y J. Pokorný, 1997. Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. *Phys. Chem. Earth*, 22, 179-181.
- Kahn, M. A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 67, 2873-2885.
- Kamb, W. B., 1959. Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiments. *J. Geophys. Res.*, 64, 1891-1919.
- Knight, M. D., G. P. L. Walker, B. B. Ellwood y J. F. Diehl, 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba Tufts: constraints on the sources and eruptive styles. *J. Geophys. Res.* 91, 10355-10382.
- Kodama, K. P., 1995. Magnetic fabrics. *Rev. Geophys.*, 33, 51, 129-135.
- Labarthe-Hernández, G., M. Tristán-González y J. J. Aranda-Gomez, 1982. Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia: Folleto Técnico*, 85, 208 pp.
- Le Pennec, J. L., 2000. Identifying ash flow sources with directional data: An application to the Kizilkaya ignimbrite, central Anatolia. *J. Geophys. Res.*, 105 p. 28427-28441.
- Le Pennec, J. L., Y. Chen, H. Diot, J. L. Froger y A. Gourgaud, 1998. Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: An Anatolian case-study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 157, 105-127.
- Lipman, P. W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma chamber geometry, *Bull. Volcanol.*, 59, 198-212.
- Loock, S., H. Diot, H., B. Van Wyk de Vries, P. Launeau, O. Merle, F. Vadeboin y M. S. Petronis, 2008. Lava flow internal structure found from AMS and textural data: An example in methodology from the Chaîne des Puys, France. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 177, 1092-1104.
- Lüneburg, C. M., S. A. Lampert, H. D. Lebit, A. M. Hirt, M. Casey y W. Lowrie, 1999. Magnetic anisotropy, rock fabrics and finite strain in deformed sediments of SW Sardinia (Italy). *Tectonophysics*, 307, 51-74.

- MacDonald, W. D. y B. B. Ellwood, 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: Sedimentological, igneous and structural-tectonic applications. *Rev. Geophys.*, 25, 905-909.
- MacDonald, W. D. y H. C. Palmer, 1990. Flow directions in ashflow tufts: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera New Mexico, USA. *Bull. Volcanol.* 53, 45-59.
- MacDonald, W. D., H. C. Palmer y A. Hayatsu, 1998. Structural rotation and volcanic source implications of magnetic data from Eocene volcanic rocks, SW Idaho. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 156, 225-237.
- Mardia, K. V., 1972. Statistics of directional data. Academic Press, N.Y., 225 pp.
- Martín-Hernández, F., C. M. Lüneburg, C. Aubourg y M. Jackson, 2004. Magnetic Fabric: Methods and Applications- an Introduction. *Geol. Soc. of London, Sp. Publ.*, 238, 1-7.
- Martín-Hernández, F., C. M. Lüneburg, C. Aubourg y M. Jackson, Editors 2004. Magnetic Fabric: Methods and Applications. *Geol. Soc. of London, Sp. Publ.*, 238, 560 pp.
- Martin-Hernandez, F. y E. C. Ferre, 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. *J. Geophys. Res.*, 112, doi:10.1029/2006JB004340.
- 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. Letters*, 12, 333-336.
- Morris, A., 2000. Magnetic fabric and palaeomagnetic analyses of the Plio-Quaternary calc-alkaline series of Aegina Island, South Aegean volcanic arc, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 91-105.
- Morrison, D. F., 1967. Multivariate Statistical Methods. McGraw-Hill Inc., N.Y. 338 pp.
- *Nagata, T., 1961, Rock Magnetism. 2nd ed., 350 pp., Maruzen, Tokyo.
- Néel, L., 1949. Theorie du trainage magnetique des ferromagnétiques en grains fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Géophys.*, 5, 99-136.
- Néel, L., 1955. Some Theoretical aspects of rock magnetism. *Suppl. Phil. Mag.*, 4, 191-242
- *O'Reilly, W., 1984. Rock and Mineral Magnetism, 220 pp., Blackie, Glasgow.
- Owens, W. H., 1974. Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics*, 24, 115-131.
- Palmer, H. C., W. D. MacDonald y A. Hayatsu, 1991. Magnetic, structural and geochronologic evidence bearing on volcanic sources and Oligocene deformation of ash flow tufts, northeast Nevada. *J. Geophys. Res.* 96, 2185-2202.
- Palmer, C. H. y W. D. MacDonald, 1999. Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites. *Tectonophysics*, 307, 217-218
- Palmer, C. H. y W. D. MacDonald, 2002. The Northeast Nevada Volcanic Field: Magnetic properties and source implications. *J. Geophys. Res.*, 107, B11: 2298.
- Paquereau, P. y P. Ropech, 2005. Processes controlling the record of AMS fabrics in ignimbrites. Abstract IAGA.
- Paquereau-Lebti, P., M. Fornari, P. Ropech, J. C. Thouret y O. Macedo, 2008. Paleomagnetism, magnetic fabric and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of Pliocene and Quaternary ignimbrites in the Arequipa area, southern Peru. *Bull. Volcanol.*, 70, 977-997.
- Parés, J. M. y B. A. Van der Pluijm, 2002. Phyllosilicate fabric characterization by Low-Temperature Anisotropy of Magnetic Susceptibility (LT-AMS). *Geophys. Res. Lett.*, 29, 24, 2215, doi:10.1029/2002GL015459.
- Perarnau, A. y D. H. Tarling, 1985. Thermal enhancement of magnetic fabric in Cretaceous sandstone. *J. Geol. Soc. Lond.*, 142, 1029-1034.
- Petrinovic, I. A., 1999. La Caldera de Colapso del Cerro Aguas Calientes, Salta, Argentina: evolución y esquema estructural. *Acta Geológica Hispánica*, 34, 2-3, 243-254.
- Petronis, M. y J. W. Geissman, 2008. Anisotropy of magnetic susceptibility data bearing on the transport direction of mid-tertiary regional ignimbrites, Candelaria Hills area, West-Central Nevada. *Bull. Volcanol.* In press.
- Pettijohn, F. J., 1949. (2a y 3a. edic.: 1957, 1975). Sedimentary Rocks. New York, Harper & Row, 628 pp.
- Pioli, L., R. Lanza, M. Ort y M. Rosi, 2008. Magnetic fabric welding texture and strain fabric in the Nuraxi Tuff, Sardinia, Italia. *Bull. Volcanol.*, 70, 1123-1137.

- Porath, H., 1971. Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität und Sättigungsmagnetisierung als Hilfsmittel der Gefügekunde. *Geol. Rundsch.*, 60, 1088-1102.
- Potter, P. E. y F. J. Pettijohn, 1963. Paleocurrents and basin analysis. New York, Springer, 295 pp.
- Rees, A. I., 1966. The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Jour. Geol.*, 74, 856-867.
- Robin, P.-Y. F. y E. C. Jowett, 1986. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*, 121, 207-223.
- Rochette, P. C. Aubourg y M. Perrin, 1999. Is this magnetic fabric normal?. A review and case studies in volcanic formations. *Tectonophysics*, 307, 219-234.
- Rochette, P., M. Jackson y C. Aubourg, 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Review of Geophysics*, 30, 209-226.
- Sander, B., 1930. Gefügekunde der Gesteine. (Mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite). J. Springer 352 pp Vienna. 1934. Petrofabrics (Gefügekunde der Gesteine) and Orogenesis, *Am. Jour. Sci.*, vol. xxviii: 37-50.
- Schmidt, W., 1925. Geflügestatistik. *Tschermaks mineralog. Petrog. Mitt.*, 38, 395-399.
- Seaman, S. J., W. C. McIntosh, J. W. Geissman, M. L. Williams y W. E. Elston, 1991. Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tufts, southwestern New Mexico: implications for emplacement and alteration processes. *Bull. Volcanol.* 53, 460-476.
- Schultz-Krutisch, T. y F. Heller, 1985. Measurement of magnetic susceptibility anisotropy in Buntsandstein deposits from southern Germany. *J. Geophys.*, 56, 51-58.
- Stacey, F. D., G. Joplin y J. Lindsay, 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from SE Australia. *Gophysica Pura Appl.*, 47, 30-40.
- Starkey, J., 1977. The contouring of orientation data represented in spherical projection. *Can Jour. Earth Sci.*, 14, 268-277.
- Stephenson, A. y D. K. Potter, 1989. Some aspects of the measurements of magnetic anisotropy. In: *Geomagnetism and Palaeomagnetism*, Lowes, F. J. et al., Editors., Kluwer, Dordrecht, 271-278.
- Stephenson, A., S. Sadikun y D. K. Potter, 1986. A theoretical and experimental comparison of the anisotropies of magnetic susceptibility and remanence in rocks and minerals. *Geophys. J. R. A. S.*, 84, 185-200.
- Syono, Y., 1960. Magnetic susceptibility of some rock forming silicate minerals such as amphiboles, biotites, cordierites and garnets. *Journ. Geomag. Geoelectr.*, 11, 85-93.
- Tamrat, E. y M. Ernesto, 1999. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. *Jour. of Geodynamics* 28, 419-437.
- *Tarling, D. H. y F. Hrouda, 1993. The magnetic anisotropy of rocks. *Chapman & Hall*, London, 217 pp.
- *Tauxe, L., 2007. Lectures in Paleomagnetism". Electronic edition: <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2007/>
- *Tauxe, L., 2009. Essentials of Paleomagnetism" Web Edition 1.0 (March 18, 2009) <http://magician.ucsd.edu/Essentials/>
- Tauxe, L., J. S. Gee y H. Staudigel, 1998. Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: the bootstrap way. *J. Geophys. Res.*, 103, 17775-90.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1980a. On the relationships between the magnetic and strain fabric in slates and possible effects of consistent instrumental discrepancies. *Tectonophysics*, 69, T15-23.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1980b. Paleomagnetic studies of mexican rocks. University of Newcastle upon Tyne, 689 pp.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y D. Tarling, 1985. Las glaciaciones del Precámbrico tardío, investigaciones paleomagnéticas. *Revista Geofísica*, 22/23, 79-103
- Xu, T.-C., S.-J. Ye y F. Yang, 1991. A preliminary study of thermally enhanced magnetic fabric in the Tertiary sediments from the Qaidam Basin, NW China. *Geoph. Geod.*, 35, 295-301

Páginas Web de referencias y consulta

Agico Inc, página de la compañía: <http://www.agico.com/>, atención a secciones de instrumentos y software.

DMTC (Delta Mine Training Center) de Alaska, página de sección de métodos geofísicos, apartado de Registros Magnéticos: <http://www.dmtcalaska.org/exploration/ISU/unit3/u3lesson1.html>

HITCHHIKER'S GUIDE TO MAGNETISM, Página del IRM (Institute of Rock Magnetism, de Universidad de Minesota): http://www.irm.umn.edu/hg2m/hg2m_index.html



*La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS):
sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo.*
de Cecilia I. Caballero Miranda.

Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Se emplearon fuentes Symbol y Times a 9 y 11 pt.

Se utilizó papel couché de 135 g.

Impresión de portada a 4 x 1 tintas e interiores en 1 y 4 tintas.

Se terminó de imprimir en el mes de abril de 2011 en los talleres de

Impretei, S. A. de C.V.

Almería Núm. 17 C.P. 03410 México, D.F.

Se imprimieron 100 ejemplares más sobrantes de reposición.

©2011 by Instituto de Geofísica, UNAM, Mexico.

Printed in Mexico.

All rights reserved, including those of translation. No part of this issue may be reproduced by photoprint, microfilm or any other means, without written permission from the publishers.



Cecilia Irene Caballero Miranda nació en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (México), el 19 de febrero de 1955. Realizó todos sus estudios en la Ciudad de México y a partir de la preparatoria ingresó a la Universidad Nacional Autónoma de México, donde estudió la licenciatura en Ingeniería Geológica en la Facultad de Ingeniería. Sus estudios de posgrado los realizó en el ahora Posgrado en Ciencias de la Tierra, con sede en el Instituto de Geofísica, donde obtuvo su doctorado en Geofísica (Sismología y Física del Interior de la Tierra) en 1994. Su trabajo de tesis fue sobre Fábrica Magnética de secuencias continentales Jurásicas de Oaxaca-Puebla.

Antes de ingresar al posgrado, y una vez concluidos sus estudios de Licenciatura, trabajó varios años en el CETENAL o DETENAL (Centro o Dirección de Estudios del Territorio Nacional), hoy INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), donde realizó labores de cartografía geológica, tema con el que realizó su tesis de licenciatura. Desde 1982 se ha dedicado también a labores docentes, primero en la Facultad de Ingeniería y a partir de 1998 en la Facultad de Ciencias, formando a los estudiantes de las carreras de Ingeniería Geológica y Biología, respectivamente.

Ha realizado estancias largas y cortas de investigación en la hoy Plymouth University (Reino Unido) para su trabajo doctoral y en el Institute For Rock Magnetism (IRM), Universidad de Minnesota (Estados Unidos de América). Actualmente labora con el grupo de Paleomagnetismo en el Departamento Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica, institución en la que también ha desarrollado labores académico-administrativas de 1997 a 2005. Sus actividades en el grupo de Paleomagnetismo se han enfocado principalmente a estudios de anisotropía magnética, así como también a estudios de propiedades magnéticas en sedimentos lacustres, arqueomagnetismo y paleomagnetismo (en rocas volcánicas principalmente), cuyos resultados han sido publicados en poco más de 15 artículos arbitrados. Algunos de estos resultados, así como algunos otros aún inéditos, también han sido presentados por la autora en alrededor de 60 ponencias/posters de congresos internacionales y nacionales. Sus trabajos de anisotropía magnética los ha realizado en rocas sedimentarias Jurásicas (secuencias de areniscas principalmente) y sobre todo en rocas volcánicas: lavas basálticas e ignimbritas, así como también en algunos estucos o recubrimientos arqueológicos.