

03077

1
2^{er}

**PALEOMAGNETISMO DE LA REGION
DE ACAMBAY,**

FAJA VOLCANICA TRANSMEXICANA

**TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRIA EN GEOFISICA, (Sismología y física
INSTITUTO DE GEOFISICA, del interior de la tierra
UACPyP del CCH
UNAM
NOVIEMBRE 1990**

ANA MARIA SOLER ARECHALDE

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

Resumen

- 1. Introducción**
- 2. Marco Geológico**
- 3. Resultados**
- 4. Discusión**
- 5. Conclusiones**
- 6. Referencias**

Apéndices

- 1. El Campo Magnético Terrestre**
- 2. La magnetización**
- 3. Los minerales magnéticos**
- 4. Desmagnetización mediante campos alternos. Obtención de las componentes de magnetización.**
- 5. La estadística en Paleomagnetismo y sus aplicaciones a Tectónica**

RESUMEN

Se presentan aquí los resultados del estudio paleomagnético de la región de Acambay-Maravatío, situada en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana, FVTM, (Edos. de México y Michoacán), en el cual se obtiene información sobre estratigrafía volcánica y evolución tectónica.

El área muestra escarpes de hasta 40 kms de longitud y fallas normales cuaternarias de tendencia W-E, que forman el graben de Acambay en su parte este. La zona ha presentado actividad sísmica somera en dos ocasiones en lo que va del siglo (Acambay 1912, M=7.0 y Maravatío 1979, mb=5.3), lo que junto con su vulcanismo Cuaternario muestran su actividad neotectónica.

Para el estudio se colectaron 281 muestras de 30 sitios en diferentes localidades en la región del graben. Para el análisis magnetoestratigráfico y neotectónico se utilizaron 20 sitios.

Se presenta, empleando la escala geomagnética y las polaridades observadas, las edades aproximadas de las unidades muestreadas. Las polaridades son predominantemente reversas, en una proporción 3:1.

La actividad neotectónica se analiza en términos del parámetro de rotación R (diferencia angular entre la declinación obtenida y la esperada). La R varía entre -71 y 5, con la mayor parte de las unidades con valores negativos, lo que sugiere la ocurrencia predominante, de rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj.

Estos movimientos corresponden posiblemente a rotación de bloques asociados a desplazamientos laterales. Las relaciones tectónicas han variado espacial y temporalmente, lo que ha producido un patrón complejo de rasgos y estructuras. Los dominios de rotación, forma y tamaño de los bloques y sus patrones de rotación regionales son difíciles de estimar; estos incluyen cuencas tensionales, fallamiento lístrico y fallas en echelón entre otras.

Del trabajo se concluye que la actividad neotectónica del área es de tipo normal, con componente lateral izquierda, coincidiendo con los datos sísmicos y de geología estructural existentes.

1. INTRODUCCION

En esta tesis se reportan los resultados de un estudio paleomagnético de la región de Acambay-Maravatio, en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana, FVTM, (Edos. de México y Michoacán), en el cual se obtiene información sobre estratigrafía volcánica y evolución tectónica.

La FVTM es un arco volcánico Plio-Cuaternario, de naturaleza calco-alcalina, de tendencia WNW-ESE que cruza transversalmente al país entre los paralelos 19° y 20° (fig.2.1), y al que se le asocia genéticamente con la subducción de la Placa de Cocos.

El área objetivo de este estudio se encuentra ubicada en la parte central del mismo (19°40' - 20°00' N, 99°50' - 100°25' W). En ella se observan fallas normales cuaternarias de tendencia W-E, y sismicidad somera, asociada a estas fallas. Distinguiéndose por sus magnitudes: el temblor de Acambay de 1912, de M=7.0 (Urbina y Camacho, 1913), y el de Maravatio, 1979 de mb= 5.3 (Astiz, 1980). Aunque en los dos temblores la componente normal ha sido la dominante, existe la presencia de una componente de desplazamiento lateral izquierdo (Astiz, 1980) que también es reportada en estudios de geología estructural, análisis de esfuerzos, estrías y alineamientos volcánicos (Suter et. al., 1990).

El estudio paleomagnético ofrece la atractiva posibilidad de investigar varias de las interrogantes sobre la actividad volcánica y tectónica de la región. Los resultados paleomagnéticos proveen un sistema de referencia temporal y geométrico potencialmente útil para resolver problemas estratigráficos y tectónicos.

En estratigrafía, la polaridad permite distinguir unidades "jóvenes" (menos de 700,000 años) de unidades "más antiguas", asignables a épocas dependiendo de la polaridad y las relaciones estratigráficas. Ello permite evaluar hipótesis tales como la migración de actividad del vulcanismo monogenético, que es más joven en el sur de la región. En casos particulares, los resultados de polaridad, dirección de magnetismo remanente y otras propiedades magnéticas (susceptibilidad, coercitividad) permiten establecer correlaciones. Es decir, ¿es este volcán o grupo de volcanes de igual o diferente edad que estos otros?

En tectónica, los estudios paleomagnéticos permiten documentar la ocurrencia de rotaciones asociadas, por ejemplo, a cizallamiento o desplazamientos laterales. El marcado carácter "lineal" de las estructuras (graben de Acambay, escarpes de fallas, fig. 2.2) sugiere la ocurrencia de fallamiento lateral (quizá predominantemente sinistral) en la región. Por otro lado, se tiene un fallamiento normal (con el bloque caído generalmente hacia el Norte) y que parece representar la actividad tectónica más reciente.

El estudio paleomagnético permitirá documentar los tipos de fallas dominantes (lateral, normal, etc.), sus magnitudes y relaciones temporales. Esto es, ¿se tienen fases de actividad tectónica con predominancia de desplazamientos "laterales" y "normales"?, ¿cuáles son sus patrones de comportamiento y relaciones en tiempo?

Los objetivos del presente trabajo son:

a) Con base en la información estratigráfica ya publicada de la zona (Sánchez, 1984 y Silva, 1979) y las polaridades obtenidas, determinar las edades aproximadas de las unidades lito-estratigráficas muestreadas.

b) Con las determinaciones de las direcciones de la magnetización primaria, obtener los parámetros R y F (Apéndice 5) y a partir de los mismos, los sentidos y montos de las rotaciones (si es que los hay). También se determinará la posible existencia de desplazamiento lateral y su sentido, comparándoseles con los obtenidos mediante estudios de esfuerzos y actividad sísmica. Con ello se caracteriza a la zona y se compara con los resultados de otros estudios paleomagnéticos de la Faja.

2. MARCO GEOLOGICO

- 2.1 Estratigrafía y Petrología

La fig. 2.1 muestra en forma general las estructuras principales del Mesozoico y Cenozoico de México (según Aubouin et al., 1982). Ahí se puede observar la Faja Volcánica Transmexicana (Nixon et al., 1987), arco volcánico sobrepuesto a las ignimbritas Oligo-Miocénicas y rocas asociadas de la Sierra Madre Occidental, el cinturón plegado Mesozoico de la Sierra Madre Oriental, terrenos del sistema cordilleriano y el basamento Paleozoico.

De acuerdo a Demant (1978) la FVTM se puede dividir, con base en sus características volcánicas y orientación, en cinco partes principales: 1) la fosa tectónica de Tepic-Chapala, que se caracteriza por su orientación NW-SE. 2) La fosa tectónica de Colima con dirección N-S. 3) El campo de conos cineríticos de Michoacán, que infieren la existencia de fracturas NE-SW. 4) Los grandes valles de Toluca, México y Puebla. 5) La cadena N-S del Pico de Orizaba-Cofre de Perote que limita la FVTM en su parte oriental.

Demant (1978) no incluye a la Provincia de la Llanura Costera del Golfo dentro de la FVTM, debido a su afinidad química alcalina y le asocia a procesos de distensión tectónica que ocurren en la región del Golfo de México. Sin embargo, Negendank y colaboradores (1985) consideran, basados en sus estudios geoquímicos y petrológicos, que la Provincia de la Llanura Costera del Golfo es una continuación de la FVTM, dada la dominancia de los calcoalcalinos.

Otros autores como Mooser (1972) y Nixon et al. (1987) han dividido a la FVTM en dos segmentos para los cuales se ha establecido como límite la zona de Chapala y el graben de Colima respectivamente.

Mediante datos aeromagnéticos (Campos et al., 1990), se ha documentado que los productos basales calco-alcalinos (Miocénicos-Pliocénicos tempranos) de la FVTM, se vuelven más delgados de W a E, como también la secuencia sedimentaria Mesozoica subyacente, mientras que las secuencias volcánicas Plio-Cuaternarias lo hacen de E a W (fig. 2.2), lo que denota las grandes diferencias entre los dos segmentos.

La zona de estudio está ubicada aproximadamente en la parte central del arco, específicamente entre la región volcánica de Michoacán y la del Valle de Toluca. Su geología ha sido estudiada entre otros autores por: Fries, et al., (1977), Sánchez, (1984), Silva, (1979), Suter et al., (1990) y Quintero, (1987).

Las rocas observadas en la porción Este del área de estudio han sido descritas por Sánchez (1984), el cual propone la columna estratigráfica mostrada en la fig. 2.3.

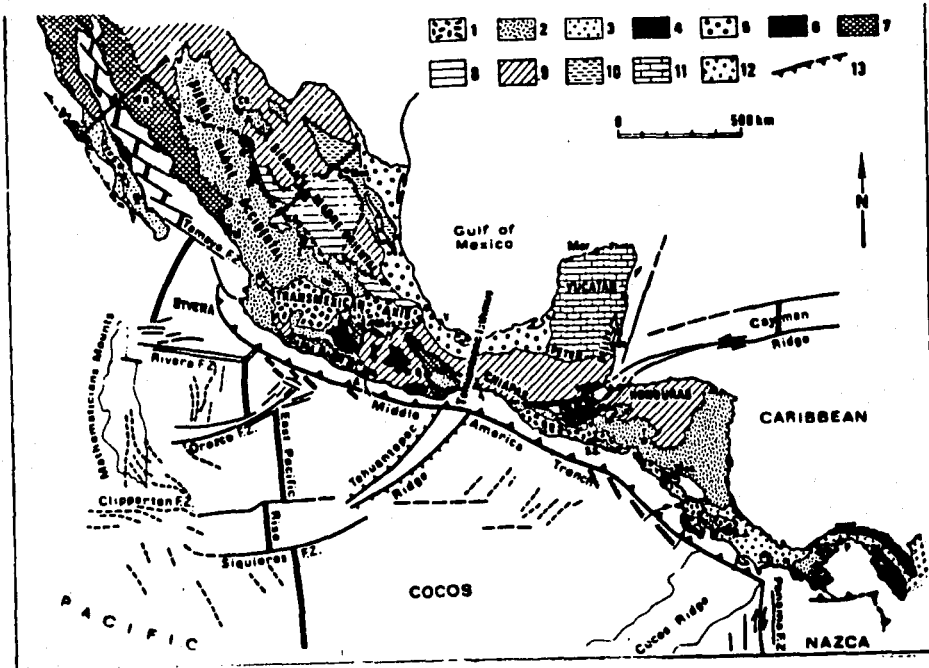


Fig. 2.1 Mapa geológico generalizado de las principales estructuras Mesozoicas y Cenozoicas de México y América Central (después de Aubouin et al., 1982). Rocas Volcánicas: 1) Plio-Cuaternarias 2) Oligoceno-Mioceno; Molasa: 3) Marina, Cretácea a Cenozoica (Baja California); 4) Continental, Eocénica a Miocénica (Altiplano Mexicano y regiones del sur de la FVTM); 5) Marina, Eocénica a Miocénica (Golfo de México); 6) Complejos mesozoicos oceánicos; 7) Rocas volcanoclásticas, Triásicas y del Cretácico Temprano; sistema Sierra Madre Oriental: 8) Terrenos alóctonos; 9) Plataforma autóctona con basamento Paleozoico (incluyendo rocas Precámbricas cerca de Oaxaca); 10) Cuenca Sabinas; 11) Plataforma Cenozoica de Yucatán; 12) formaciones Cenozoicas de América Central

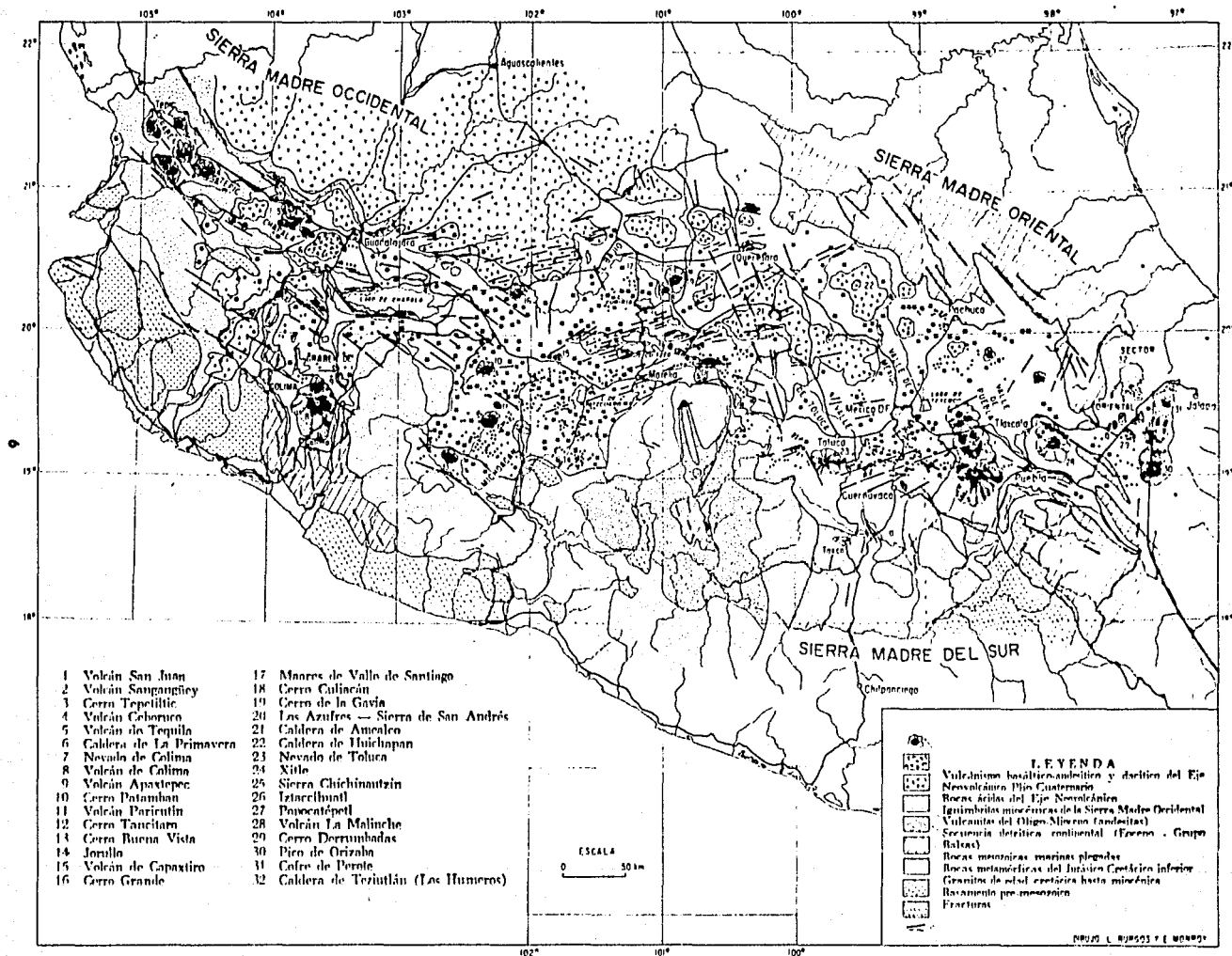


fig. 2.2 — Mapa geológico simplificado del Eje Neovolcánico Transmexicano. (Demant, A., 1978)

Los sitios en los que se obtuvieron las muestras colectadas para este estudio se localizan en las siguientes unidades (fig.2.3):

Sitio	Unidad
I1	Ignimbrita Amealco
I2	Andesita Yondejé
I3,I4	Basalto Metates
I5	Andesita Atlacomulco Miocénica

-Ignimbrita Amealco. Cerca de Tepozán, tiene 20 m. de espesor y está formada por dos partes, una superior, ignimbrita columnar del tipo sillar, y una inferior, no bien soldada que gradualmente se hace soldada y vitrificada hacia arriba. La mayoría de los análisis de la parte vítrea, muestran que son de composición riolítica. Hacia el Sur, la parte sillar soldada desaparece y sólo se tiene la parte de clastos de pómez y ceniza. Hacia el Norte se observa que éste depósito se extiende en esta dirección y se adelgaza; también ahí se asocia con otros tipos de ignimbrita, por lo que a esta parte superior se le relaciona con otra fuente. Los clastos de pómez en la parte superior son blancos con estructura tubular y diferentes de las pómez cercanas, asociadas a la caldera de Amealco. De acuerdo a un fechamiento K-Ar su edad es de 5 m.a. (Sánchez,1984).

-Andesita Yondejé. Es una de las unidades más grandes de la zona, pues forma una sierra de cerca de 35 km de largo y altitudes de 3,300 m.s.n.m. Su edad es de 13 m.a. determinada por K-Ar en el I.M.P. (Sánchez, 1984). Las rocas de esta unidad son usualmente lavas porfídicas, masivas con buenas estructuras de flujo en algunos lugares. Contienen una gran variedad de fenocristales microscópicos, plagioclasas, horblendas, biotitas, cuarzos y en algunos casos ortopiroxenos, todos en una masa de granos de plagioclasa y ortopiroxeno.

-Basalto los Metates. Cuerpo irregular ubicado cerca de la falla Pastores y cubierto parcialmente por tobas, probablemente cuaternarias, por lo que se le da una edad Miocénica. Consiste de lavas y, en menor grado, de cenizas de composición basáltica. Las lavas son masivas y frecuentemente vesiculadas. La roca en sí misma es de grano fino, color gris, con escasos fenocristales de plagioclasa y olivino.

-Andesita Atlacomulco. Rocas que parecen asociadas con la falla Pastores, son muy similares a las andesitas Yondejé, sólo que estas últimas son afíricas. Bajo el microscopio, muestran textura hialopelítica con vidrios cafés entre los cristales de plagioclasa y ortopiroxeno.

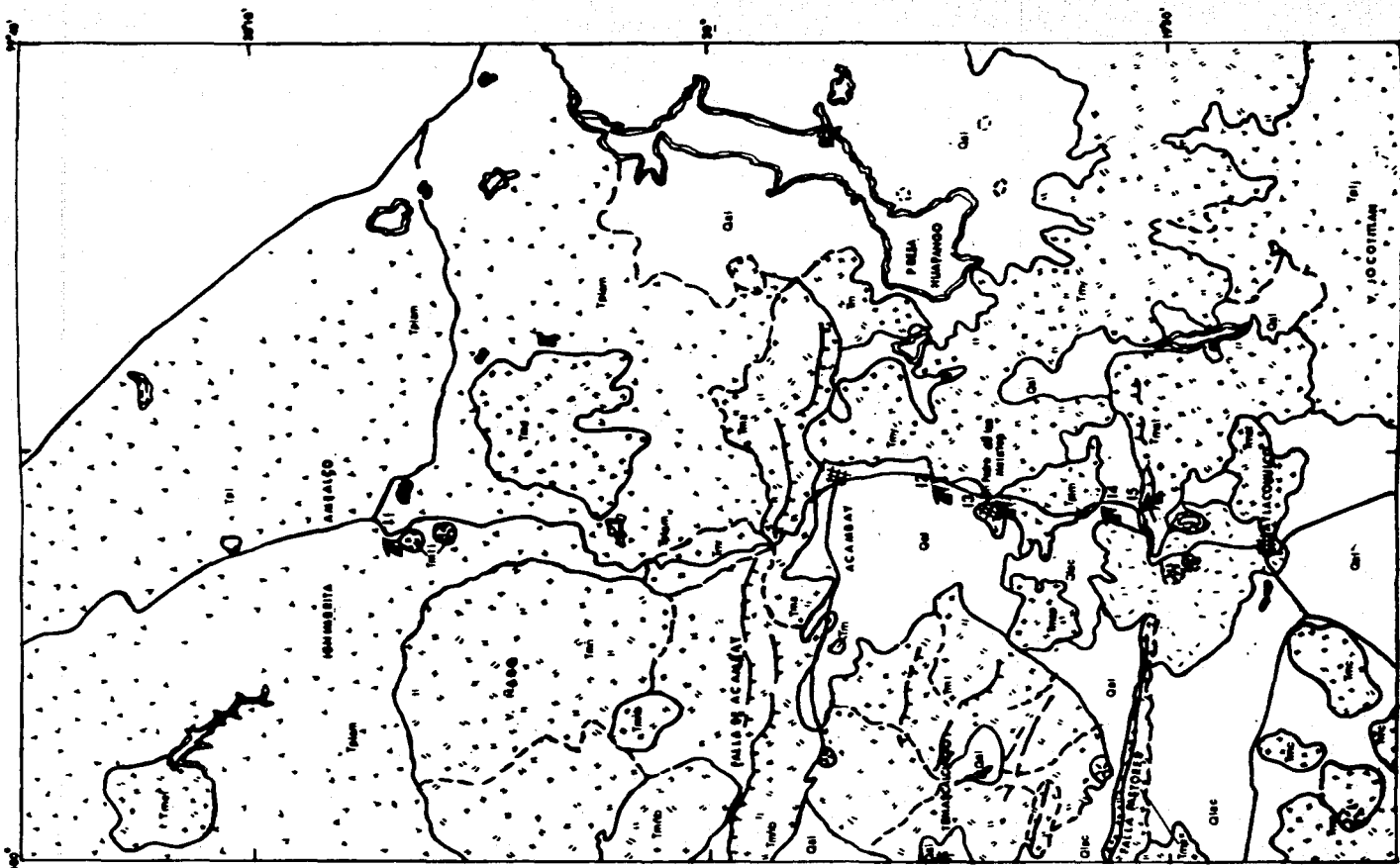
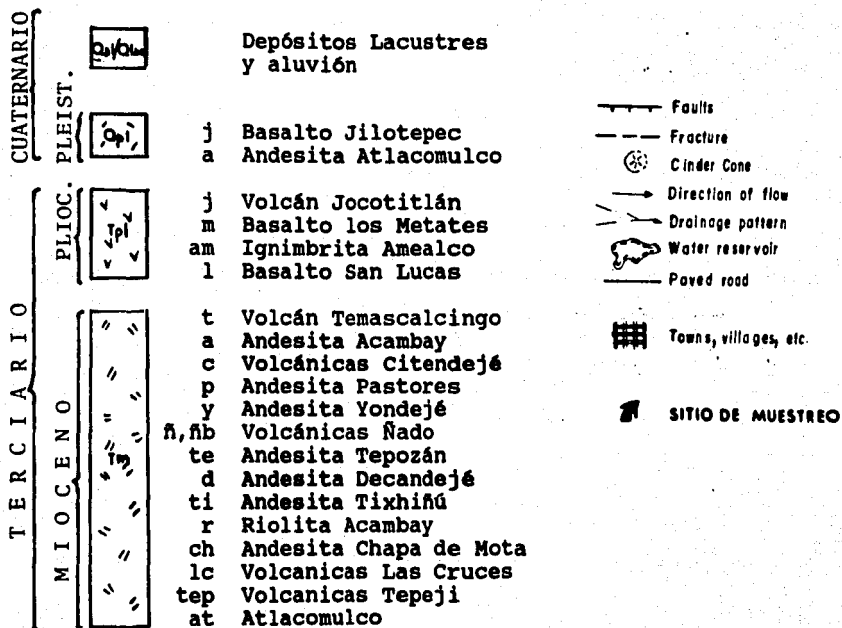


fig. 2.3 COLUMNA ESTRATIGRAFICA (Sánchez R, 1984)



La parte Oeste, estudiada principalmente por Silva (1979), se encuentra recopilada en la fig. 2.4, que es parte de la Hoja Maravatío (Silva, 1979) y de las que se da una breve descripción.

-Serie Metamórfica Mesozoica. Estas son las rocas más antiguas del área y afloran en la región minera de El Oro, Tlalpujahua y Senguio. Esta formación se caracteriza por la frecuencia de esquistos verdes que constituyen la prolongación septentrional de la serie Valle de Bravo-Teloloapan, por lo que se le asigna edad Mesozoica. Una de sus características esenciales es la importante mineralización, que está genéticamente ligada al magmatismo ignimbrítico de edad Miocénica, de acuerdo con Flores (1920).

-Coladas basálticas, andesíticas y dacíticas Oligocénicas. Serie volcánica de naturaleza calcoalcalina, constituida por brechas y tobas andesíticas de gran espesor, cubiertas por coladas basálticas y dacíticas. Pantoja (1959), le da el nombre de "Serie Characharándaro" en la región de Huetamo. También aflora al sur del río Balsas, donde llega a formar relieves de 1500 m. y al borde del lago de Cuitzeo, donde es cortada por las fallas Plio-Cuaternarias y cubre gran parte de la Falla Maravatío. Muchas de sus rocas están muy alteradas por episodios volcánicos posteriores, como las andesitas caolinizadas por la tectónica E-W. Su edad es debatible, pero Silva (1979), las ubica como posterior a los depósitos continentales Eocenos (Grupo Balsas) y anteriores al anticlinal Tzitzio, o sea en el Oligoceno. Petrográficamente las andesitas oligocénicas forman dos categorías: a) Rocas poco porfiríticas de estructura microlítica. Su pobreza relativa en fenocristales, es testigo de un período intratelúrico poco prolongado y más básico que el segundo (por la gran abundancia de fenocristales de olivino), que tiene mayor abundancia de fenocristales de plagioclasa y piroxenos.

-Ignimbritas Miocénicas. Se caracterizan por la abundancia de tobas ignimbríticas, pómez y xenolitos andesíticos. Se encuentran cubiertas de pómez cuaternarias y cortadas por los domos dacíticos asociados y que, *a priori*, se supone que aparecen en el mismo ciclo volcánico. Su límite septentrional, el borde del graben de Acambay, es de naturaleza tectónica, donde se manifiesta un vulcanismo basáltico cuaternario. Fries et al., (1977), agrupó a estas ignimbritas con el nombre de "Formación Las Américas", dándoles una edad Cuaternaria, edad que Silva (1979) desecha por razones de orden geomorfológico. Petrográficamente su composición mineralógica es muy variable, lo que se atribuye a su gran distribución espacial y a diversos episodios eruptivos.

-Domos dacíticos asociados con vulcanismo ignimbrítico Miocénico. Son domos de naturaleza dacítica a riolítica y se encuentran en

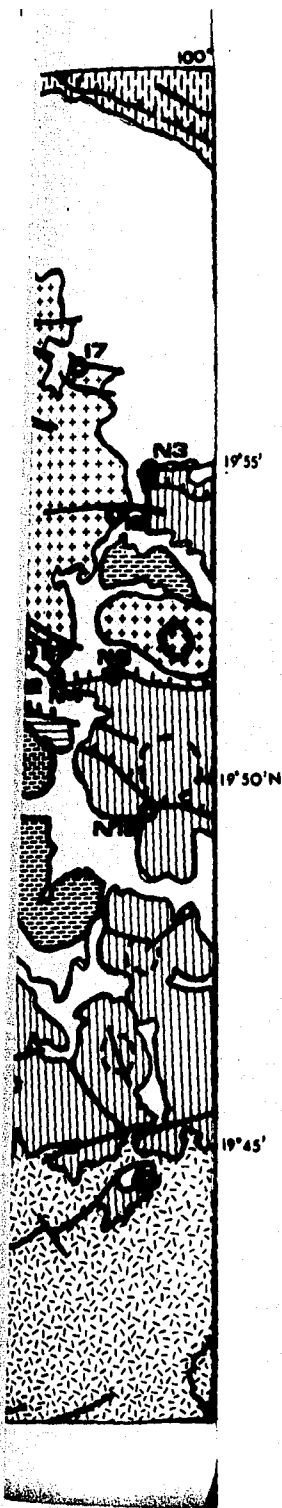
100°20'

100°15'

100°10' W

100°05'















-  Aluviones Cuaternarios
-  Riolitas Cuaternarias
-  Vulcanismo Básico Cuaternario
-  Depósitos Lacustres Plio-Cuaternarios
-  Vulcanismo Andesítico Pliocénico
-  Domos dacíticos asociados con vulcanismo ignimbrítico Miocénicos
-  Ignimbritas Miocénicas
-  Coladas basálticas, andesíticas y daci (Oligocénicas)
-  Secuencia Metamórfica Cretácica (esquistos verdes y calizas).
-  Sitio de Muestreo

fig. 2.4 (Silva M, 1979)

relación con la ubicación de calderas, posteriores al desarrollo de cubiertas ignimbríticas. Se les asocia como fases desgasificadas de un mismo magma, por lo que se supone una analogía en composición; hecho que se confirma en la depresión de "El Porvenir", donde tanto los domos de su interior como los del exterior, muestran composición mineralógica similar: dacitas ricas en fenocristales de anfíbola. A este vulcanismo ignimbrítico se le asocia más con el magmatismo de la Sierra Madre Occidental que con el de la FVTM. Las lavas de los domos dacíticos tienen una mineralogía caracterizada por la presencia de fenocristales de hornblenda verde. En su parte microlítica, las fases minerales son: las plagioclasas, los óxidos de Fe-Ti y los ortopiroxenos. Las lavas de los domos riolíticos son prácticamente afíricas. Su parte microlítica es originalmente vítrea y con algunos cristales de cuarzo-feldespatos.

-Vulcanismo Andesítico Pliocénico. Este vulcanismo dió origen a un gran número de conos andesíticos esencialmente constituidos por lavas. Algunos ejemplos de ellos son el Cerro de Altamirano y el Cerro El Alto. Es difícil asignarles una edad, pero es claro que se encuentran entre las fases ignimbríticas miocénicas y el vulcanismo cuaternario. Petrográficamente sus lavas se dividen en dos grupos: las más básicas, caracterizadas por la marcada carencia de fenocristales de ortopiroxenos y presencia constante de olivino y las caracterizadas por la desaparición de fenocristales de olivino y su reemplazo por los de ortopiroxenos.

-El Vulcanismo Básico Cuaternario. Son generalmente conos escoriales de pequeño tamaño comparados con los Pliocénicos. Sus productos son piroclásticos (bombas, lapilli, cenizas) y poseen cráter, a excepción de los de coladas fluidas. Presentan dos fases eruptivas: la explosiva, que genera el cono, y la efusiva. Algunos presentan alineamientos, que corresponden a fallas plio-cuaternarias. Su mineralogía cualitativamente es homogénea: plagioclasas, olivino, ortopiroxenos, clinopiroxenos y óxidos de Fe-Ti, y que por su abundancia relativa en la estructura microscópica, pueden ser clasificados en tres grandes grupos: Grupo I, caracterizado por lavas de fondo vítreo sombrío; el grano de la roca es grueso y los fenocristales poco abundantes de olivino y ortopiroxenos. Grupo II, con mayor abundancia de fenocristales, en una masa microlítica muy fina; tienen presencia sistemática de fenocristales de olivino. Grupo III, constituido por lavas que son de facies andesíticas; sus rocas son porfiríticas, con dominio de las plagioclasas.

-Riolitas Cuaternarias. Estas lavas edifican domos, cuya forma más común es la de un domo rebajado o mesa. Esta morfología sugiere una viscosidad relativamente más elevada de la lava. Las riolitas están constituidas por pómez claras, con proporción variable de fenocristales. Las facies de obsidianas son frecuentes en los bordes de sus coladas. El fechamiento de una obsidiana, Demant *et al.*, (1975) por K-Ar es de 1.57 +/- 0.15 Ma. Las lavas son vítreas. El vidrio constituye del 80 al 90 % de las rocas, siendo algunas en extremo afíricas. El vidrio es compacto

y cargado de cristalitas o microlitas alineadas por el flujo o cristalización. Presentan fenocristales de plagioclasa, sanidina y cuarzo y minerales principales como la biotita, óxidos de Fe-Ti y raramente ortopiroxenos de hornblenda verde .

- 2.2 Marco estructural

La zona de Acambay ($19^{\circ}40' - 20^{\circ}00' N$, $99^{\circ}50' - 100^{\circ}25' W$), (fig.2.5), está delimitada por una serie de fallas normales casi paralelas (Venta de Bravo, Pastores, Acambay-Tixmadejé, Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro) de dirección aproximada E-W, que cortan secuencias de volcánicas terciarias, que forman una depresión de alrededor de 15 km. de ancho por 60 km. de largo y hasta 300 m. de profundidad.

La región muestra gran diversidad de rasgos característicos de una intensa actividad neotectónica, tales como escarpes de falla, alineamiento de estructuras volcánicas, sismicidad (cortical), cuencas tensionales (*pull-apart*) (Johnson y Harrison, (1990); Suter et al. 1990).

Las observaciones estructurales de Suter et al. (1990), indican que la zona de Acambay en su límite sur consta de dos segmentos, el W: La Falla Venta de Bravo y el E: La Falla Pastores. El límite Norte de la zona de Acambay, estudiado por Quintero (1987), las fallas de Acambay-Tixmadejé y en la parte central del graben el sistema de fallas Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro.

La falla Venta de Bravo tiene tendencia E-W y 45 km de longitud, con el bloque Norte el caído. Al NE de Tlalpujahua, la traza de la falla se compone de segmentos interconectados en un arreglo en *echelón*. Al N-NE de Tlalpujahua, la falla maestra presenta ramas que forman lentes de *cizallamiento*, que también en su interior presentan fallas, y que son interpretados como estado inicial de cuencas *pull-apart*. La terminación W de la falla diverge de la maestra más de 25° . La falla de Venta de Bravo ha presentado actividad sísmica en 1735, 1854 y 1979 y su parte W se caracteriza por microsismicidad.

La falla Pastores es de tipo normal de orientación E-W, en su porción occidental y que tiende al NE a partir de Atlacomulco. Su plano se inclina hacia el N más de 65° , formando escarpes de hasta 250 m de relieve. Corta terrenos Miocénicos y Pliocuaternarios y su actividad reciente es manifiesta en la inestabilidad de taludes y en los depósitos aluviales en los planos de falla.

Las fallas Venta de Bravo y Pastores están separadas por un "*extensional jog*", que funciona como una barrera cinemática capaz de frenar rupturas sísmicas, dado que en el temblor de 1912, el segmento Venta de Bravo aparentemente no fue afectado, pero sí tuvo desplazamientos. Y a mayor escala, la discontinuidad entre los segmentos parece estar relacionada a la interferencia de la tendencia E-W con una más antigua NNW-SSE (Sistema Querétaro-Taxco, Nixon et al., 1987).

La falla de Acambay-Tixmadejé, límite norte del graben está formada por un sistema de fallas de 40 km de largo, de tipo normal, con planos de falla inclinados hacia el S, formando ángulos cercanos a los 70° y desniveles topográficos que pueden alcanzar los 400 m. Aunque sólo cortan rocas Miocénicas, hay evidencias de su actividad actual, manifiesta en el temblor de 1912.

La falla Temascalcingo-Tepuxtepec-Acámbaro, (Quintero, 1987), se trata de un sistema de fallas normales orientadas N60° en el tramo Temascalcingo-Cerro Altamirano y, a partir de aquí toman rumbo E-W. En general los planos de falla tienen grandes ángulos de inclinación que llegan a alcanzar los 80° y predominancia al N, aunque localmente algunas estructuras lo hacen hacia el S, formando pequeños grabenes, como por ejemplo el graben Temascalcingo-San Pedro El Alto y el graben de Tepuxtepec, al S de esta población.

Las fallas de este sistema afectan rocas del Oligoceno al Cuaternario, lo que da evidencias de su actividad reciente, junto con la inestabilidad de suelos.

En la zona también han sido identificados siete alineamientos volcánicos, (Suter 1989 y Suter et al., 1990), que pueden ser observados en la fig. 2.5 (MI-01, MI-02, MI-11, MI-12, MI-13, MI-14, MI-15). En su mayoría son cortados por fallas normales de tendencia E-W, pero ninguno cubre trazas de falla que ya existían, lo que implica que las fallas son más jóvenes que los conos, probablemente del Cuaternario tardío.

- 2.3 Tectónica Regional

La parte central de la FVTM está siendo deformada por fallas normales, sísmicamente activas de tendencia E-W, que forman grabenes y horsts. Este estilo estructural corresponde a regímenes distensivos y con muy clara relación con los fenómenos sísmicos y volcánicos.

Del análisis de imágenes Landsat (Johnson, 1987) y estudios paleomagnéticos (Urrutia y Del Castillo, 1977) se ha interpretado que la orientación oblicua de la FVTM, no se debe únicamente a variaciones en la geometría y velocidad de la placa subduciente (Demant, 1978, 1981; Aubouin et al., 1982; Nixon, 1982; Luhr et al., 1985), pues el vulcanismo aparece controlado por los rasgos tectónicos de la corteza continental tanto locales como regionales. La gran variedad de estilos eruptivos es el resultado de varios rasgos tectónicos creados por movimiento diferencial de bloques de corteza sobre una zona de producción de magma (fig. 2.6).

Los datos paleomagnéticos para unidades de la FVTM del Cretácico Medio al Cuaternario (Urrutia y Bohnel, 1988), presentan

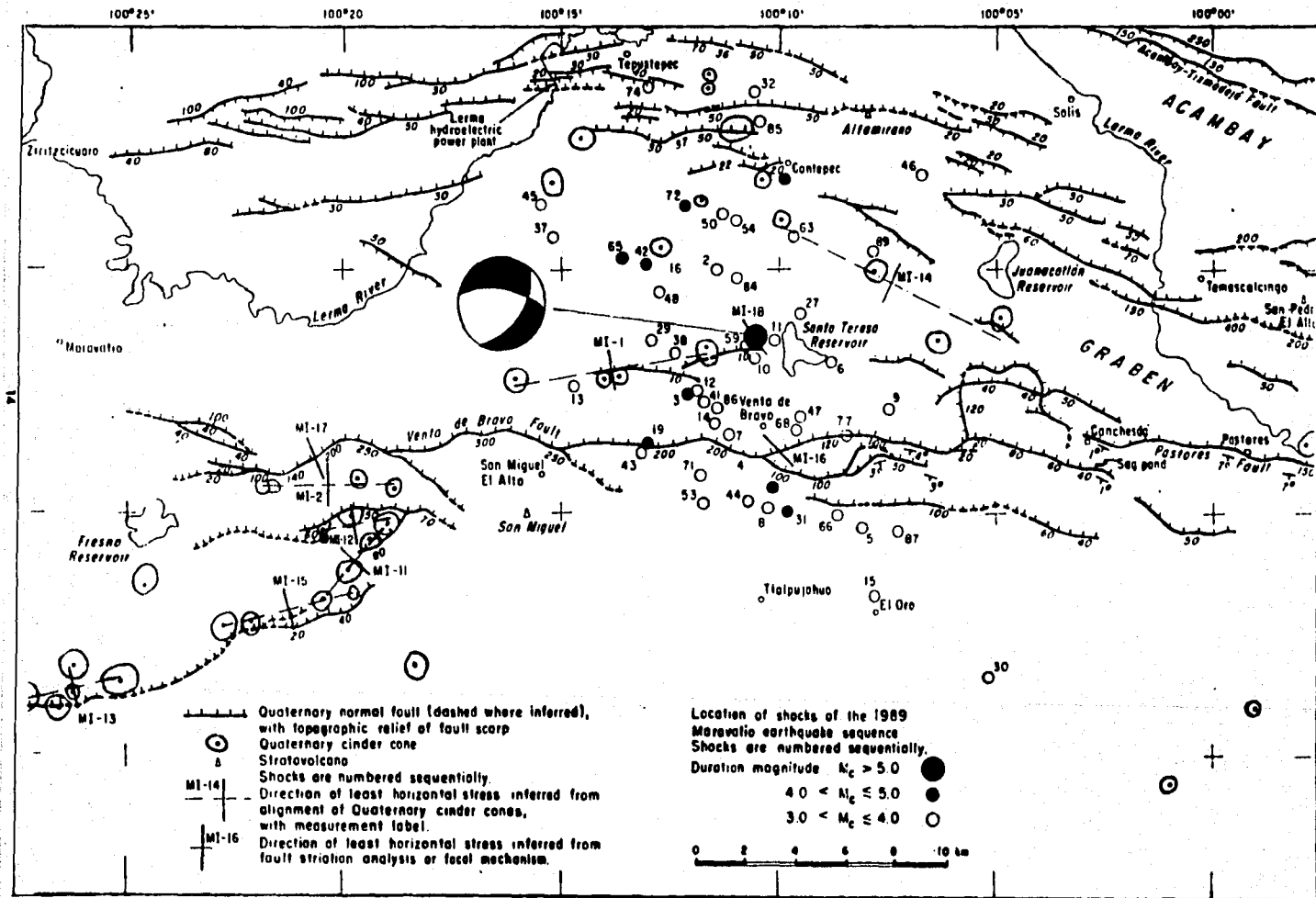


fig. 2.5 (Suter, et al.,1990)

(a) Directional Stress Data Based on Cinder Cone Alignments

Lat.	Long.	S(H)	S. Dev. (m)	Quality	Reference			
					Length (km)	Vents	Reference	
M1-01	19.862°	-100.230°	81.5*	7.8	405	4	B	1
M1-02	19.843°	-100.339°	88.6*	5.2	198	4	B	1
M1-11	19.817°	-100.325°	40.1*	3.6	98	4	B	new
M1-12	19.826°	-100.328°	80.1*	2.6	398	4	B	new
M1-13	19.773°	-100.437°	77.0*	3.8	611	5	A	new
M1-14	19.812°	-100.124°	116.5*	6.8	1084	4	C	new
M1-15	19.800°	-100.314°	76.5*	5.3	62	4	B	new

Reference: 1 = Suter (1986)

(b) Directional Stress Data Based on Fault-Slip Analysis

Lat.	Long.	C	S(H)	Principal axes (plunge/trend)			
				S1	S2	S3	SR
M1-16	19.854°	-100.187°	0.46	41°	76/232	13/44	1/154
M1-17	19.850°	-100.344°	0.27	67°	65/206	2/68	4/150

(c) Directional Stress Data Based on the Focal Mechanism of the 1975 Maravatio Earthquake (Main Shock)

Lat.	Long.	Nodal Planes (Strike/Slip/Elip)	Stress Axes (Trend/Plunge)			S(H)	
			P	T	N		
M1-18	19.866°	-100.250°	270°/60°/-55°	10°/72°/-55°	252°/54°	136°/6°	50°

tabla 2.1
(Suter et al., 1990)

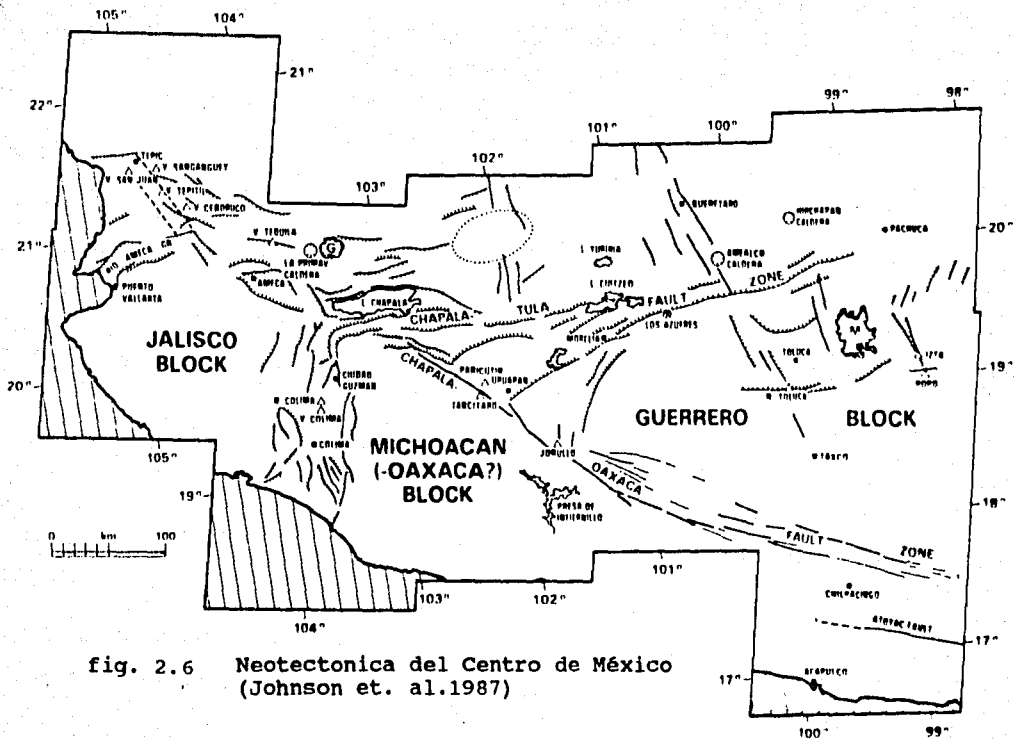


fig. 2.6 Neotectonica del Centro de México
(Johnson et. al.1987)

discordancias consistentes. Las declinaciones, en relación a lo esperado, están rotadas en contra de las manecillas del reloj, mientras que las inclinaciones no muestran ninguna diferencia angular importante. Esto puede explicarse debido a que el Centro de México, está sujeto a escala regional además de extensión N-S, a desplazamiento lateral izquierdo, sufriendo rotaciones tectónicas en contra de las manecillas del reloj, con lo que la zona de fallas, fracturas y deformación es un eficiente control estructural para los magmas y la formación del ángulo entre la FVTM y la Trinchera (fig. 2.7 y 2.8).

Los estudios de análisis de esfuerzos en la FVTM, (Suter, 1989 y Suter et al., 1990) muestran que existen dos regiones principales: 1. la W afectada por rift continental de tendencia W-E (Chapala), N-S (Colima) y NW-SE (grabenes de Tepic-Zacoalco) que se intersectan en una triple unión RRR al SW del lago de Chapala. De acuerdo a Luhr et al. (1985), estos rifts pueden estar ligados a un salto incipiente de tendencia E de un segmento de la Dorsal del Pacífico Este; y 2. la parte central afectada por fallas normales de tendencia E-W (Mooser, 1969; Bloomfield, 1975; Fries et al., 1977; Johnson, 1987; Quintero et al., 1988), algunas de ellas activas (Urbina y Camacho, 1913; Astiz, 1986; Mota et al., 1988; Quintero et al., 1988) (véase fig. 2.8).

Suter et al. (1990), mediante análisis de mecanismos focales de eventos superficiales, alineamientos volcánicos, datos de perforaciones y medición de estrias, denota que el esfuerzo máximo horizontal es N-S en la parte central de la FVTM, paralelo a la tendencia de los grabenes de Colima y Tepic-Zacoalco en la parte W y una transición gradual de la dirección N-S central a WNW-ESE en la parte E. En la parte Central es de tipo extensivo, sin presencia de componente lateral importante (fig. 2.9).

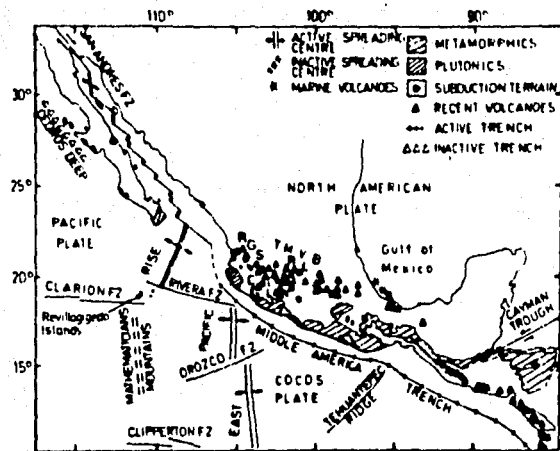


fig. 2.7 Mapa tectónico simplificado de México mostrando las placas y otros elementos mayores como la Trincheras Centro Americana, la Faja Volcánica Transmexicana. y otros rasgos como RGS = falla de Río de Santiago. CG = Graben de Colima, CL = Lago de Chapala y RL = Falla del Río Lerma.

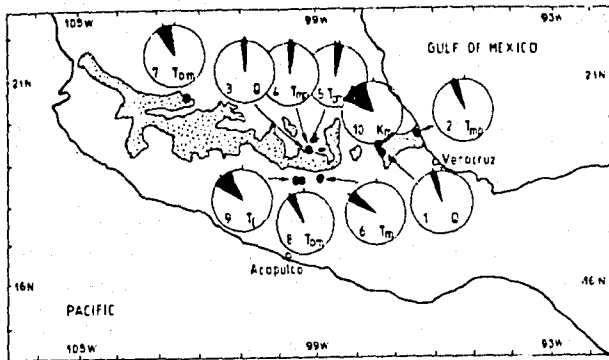


fig. 2.8 Rotaciones Aparentes de acuerdo a datos paleomagneticos. Si la marca de la circunferencia del segmento de bloque se desvia de la parte superior del círculo, se indica una rotación aparente. La parte oscurecida del arco de círculo indica la desviación estadística. Las letras indican las edades de las rocas. (Urrutia y Böhnell, 1988)

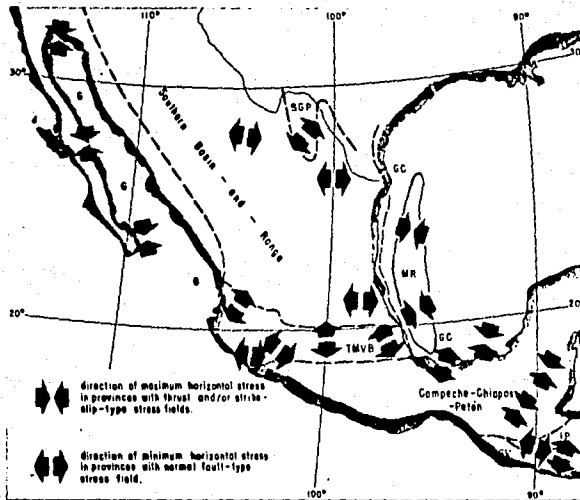


fig. 2.9 Provincias de Esfuerzos definidas para México y Oeste de Centro América. G = P. Golfo de California. GC = P. Costa del Golfo. GVA = P. Arco Volcánico Guatemalteco. IP = P. Ipala. SGP = P. Grandes Planicies del Sur. TMVB = P. Faja Volcánica Transmexicana. (Suter et. al. 1990)

3. RESULTADOS

Los estudios paleomagnéticos comprenden la colección de un grupo de muestras de roca, marcadas de forma tal que su orientación en el afloramiento pueda ser reproducida y se obtengan las componentes de su magnetización. Los métodos empleados para esto último se basan en el hecho de que las componentes secundarias son menos estables y más fácilmente removibles. Los métodos más usuales son los térmicos y los de campos magnéticos decrecientes.

Así en primer lugar se deben seleccionar los posibles sitios de muestreo, con ayuda de los mapas geológicos (INEGI; Sánchez, 1984; Silva, 1979), fotos de satélite y características del afloramiento (grado de alteración, facilidad de acceso, etc.).

Se colectaron 30 sitios en la zona de estudio, en dos sesiones: Julio (Muestras I) y Noviembre (Muestras N) de 1989; se obtuvo un total de 281 muestras, todas ellas de tipo volcánico. En el mapa 3.1, se ubican los sitios de muestreo, de acuerdo con la nomenclatura previamente establecida.

Dado que son necesarios métodos estadísticos para determinar las direcciones medias e intensidades en un sitio, debe de tomarse un número de por lo menos 6 a 8 muestras por sitio.

Las muestras deben ser orientadas con respecto a las coordenadas geográficas y al plano horizontal, ya sea con orientadores magnéticos (si es que la muestra no presenta fuerte magnetismo) y si la declinación local es conocida, ya sea con brújula solar.

Las muestras fueron recortadas a la medida requerida (2.5 cm de alto por 2.1 de diámetro) y medida su magnetización remanente natural mediante magnetómetro Molspin y aplicada la corrección de campo.

Los resultados se graficaron por sitio en la rejilla de Wulff y se escogieron las muestras para ser pilotos, dos o más, según el caso, dos en el caso de poca dispersión en las direcciones de la remanencia natural de un mismo sitio, lo que implica una gran estabilidad; o, por el contrario, hasta la totalidad de muestras del lugar, en el caso de describir círculos mayores y diagramas de Zijderveld del tipo b (vease apéndice 4 y fig. 4.2).

Debe mencionarse que no se efectuaron correcciones de tipo estructural, por lo que, si se ve el apéndice 5, las anomalías en declinación podrían parcialmente deberse a la falta de dichas correcciones. Esto puede justificarse ya que se está trabajando con fallas de tipo lístrico, cuya profundidad de escarpe desconocemos, pero cabe enfatizar, que los valores máximos de echados en la zona son de 7° (fig. 2.5, Suter, et al., 1990), lo que se comprobó no ocasionaba divergencias significativas.

Con lo anterior, se eliminaron ocho sitios de muestreo, ya que no podían resolverse las direcciones de sus componentes de magnetización con los métodos expuestos: sitios N5, N8, N13, N12, N14, N19, N20 y N21). Aunque como por ejemplo los sitios N12, N13 y N19, presentaban recubrimiento vítreo, por lo que eran bastante frescos.

Para los sitios restantes se escogió el número de pasos de desmagnetización para las muestras no pilotos, de acuerdo a su estabilidad (menor número de pasos a mayor estabilidad) se realizaron las correcciones de campo, los diagramas de Zijdeveld para cada una de ellas y se obtuvo la dirección de la magnetización característica.

A estas magnetizaciones se les aplicó la estadística Fisher (apéndice 5) y se estimaron los polos paleomagnéticos por sitio. (Tabla 3.1)

De acuerdo con la edad de la roca (capítulo 2), se obtuvieron los polos esperados para cada sitio, tomándose como referencia la curva de deriva polar aparente para México, tabla 3.2 (Urrutia, 1979) y para Norteamérica, tabla 3.3 (Irving e Irving, 1982).

Las tablas 3.2 y 3.3 también contienen el cálculo de los parámetros R y F (Apéndice 5), que nos dan la variación en la declinación e inclinación de nuestro sitio con respecto al polo esperado para el sitio, o sea la rotación sobre un eje vertical (R) y el cambio en inclinación (F).

Se muestran también los errores asociados del(R) y del(F) habiéndose aplicado la corrección de Demarest (1983) al del(R), (Apéndice 5).

El mapa 3.1, muestra en forma gráfica estos resultados, la R como la variación en declinación respecto al cero, que se encuentra en la parte superior del diagrama (a favor de las manecillas del reloj si R es positiva); las líneas punteadas muestran el error del(R) alrededor del valor de R; y a F, como el círculo mayor que da la variación en inclinación con respecto al plano perpendicular a la dirección que define R, medido a partir de éste (siendo relleno si F es menor que cero).

Como se puede observar en el mapa 3.1, los sitios muestran agrupamientos de acuerdo a su comportamiento, por lo que para una mejor interpretación se clasificaron de acuerdo con su localización en dos grandes grupos: Norte y Sur del graben.

tabla 3.1 UBICACION Y POLOS DE LOS SITIOS DE MUESTREO

Sitio	UBICACION		POLO	
	Latitud	Longitud	Latitud	Longitud
N1	19° 51' N	100° 04.6' W	-74.5 N	286.5 E
N2	19° 51' N	100° 03' W	-28.1 N	344.8 E
N3	19° 55' N	100° 00.7' W	-53.6 N	349.4 E
N4	19° 52' N	100° 01.8' W	-72.8 N	29.3 E
N6	19° 52' N	100° 02.2' W	62.1 N	269.6 E
N7	19° 51' N	100° 00.5' W	-63.3 N	5.7 E
N10	19° 52' N	100° 10.8' W	-51.1 N	6.4 E
N11	19° 53' N	100° 13.5' W	-43.7 N	0.6 E
N15	19° 48' N	100° 08.9' W	66.1 N	156.1 E
N16	19° 48.5' N	100° 08.4' W	72.4 N	173.2 E
N17	19° 48.2' N	100° 04.4' W	-74.4 N	318.4 E
N18	19° 49.6' N	100° 01.1' W	-86.8 N	332.8 E
N23	19° 57.4' N	100° 12.6' W	-82.4 N	288.1 E
I1	20° 07.3' N	99° 52.1' W	-59.3 N	14.5 E
I2	19° 54.1' N	99° 51.4' W	-62.3 N	11.7 E
I3	19° 53.7' N	99° 50.6' W	-79.7 N	284.3 E
I4	19° 51.6' N	99° 51.6' W	-84.9 N	321.7 E
I5	19° 50.6' N	99° 51.5' W	-26.3 N	44.5 E
I6	19° 54.2' N	100° 01.4' W	-77.2 N	2.3 E
I7	19° 55.9' N	100° 02.3' W	82.1 N	42.4 E

CALCULO DE ROTACIONES CON RESPECTO A POLOS PARA NORTE DE MEXICO (URRUTIA, 1979)

muestra	deccor	inc	@95	decesp	incesp	@95	esp	R	del (R)	F	del (F)
N1	173.1	-11.53	3.38	175.1	-33.7	9.7	-2	3.38	-22.17	24.19915	
N2	118.13	-9.66	8.68	175.1	-33.7	9.7	-56.97	8.68	-24.04	25.92318	
N3	141.85	-29.59	6.98	172.2	-31.2	7.9	-30.35	6.98	-1.61	8.062387	
N4	164.69	-49.17	18.49	172.3	-30.9	7.9	-7.61	18.49	18.27	19.90484	
N6	6.56	65.15	13.57	352.3	30.9	7.9	14.26	13.57	-34.25	35.14928	
N7	151.63	-42.58	13.65	182	-30.2	3.8	-30.37	13.65	12.38	12.95007	
N10	138.1	-43.78	12.73	182	-30.2	3.8	-43.9	12.73	13.58	14.10164	
N11	130.37	-37.94	9.88	182	-30.2	3.8	-51.63	9.88	7.74	8.622505	
N15	336.25	24.16	7.56	352.3	30.8	7.9	-16.05	7.56	6.64	10.31986	
N16	341.24	35.82	4.84	352.3	30.9	7.9	-11.06	4.84	-4.92	9.306793	
N17	166.51	-21.61	4.55	172.3	-30.8	7.9	-5.79	4.55	-9.19	12.11883	
N18	176.81	-34.31	10.76	172.3	-30.9	7.9	4.51	10.76	3.41	8.604539	
N23	176.32	-25.31	29.5	182	-30.4	3.8	-5.68	29.5	-5.09	6.352015	
I1	147.65	-48.63	10.98	175.1	-34.1	9.7	-27.45	10.98	14.53	17.47028	
I2	150.89	-46.22	5.3	172.3	-29.7	7.9	-21.41	5.3	16.52	18.31175	
I3	175.72	-20.22	7.18	175.1	-33.8	9.7	0.62	7.18	-13.58	16.68851	
I4	175.3	-32.1	7.74	175.1	-33.7	9.7	0.2	7.74	-1.6	9.831073	
I5	107.96	-71.81	2.83	172.3	-30.8	7.9	-64.34	2.83	41.01	41.76398	
I6	166.48	-39.07	2.41	182	-30.3	3.8	-15.52	2.41	8.77	9.557871	
I7	4.93	25.82	13.94	2	30.3	3.8	2.93	13.94	4.48	5.874555	

deccor declinación obtenida decesp declinación esperada R= deccor-decesp del(R) desviación en R
inc inclinación obtenida incesp inclinación esperada F= incesp-inc del(F) desviación en F

TABLA 3.2

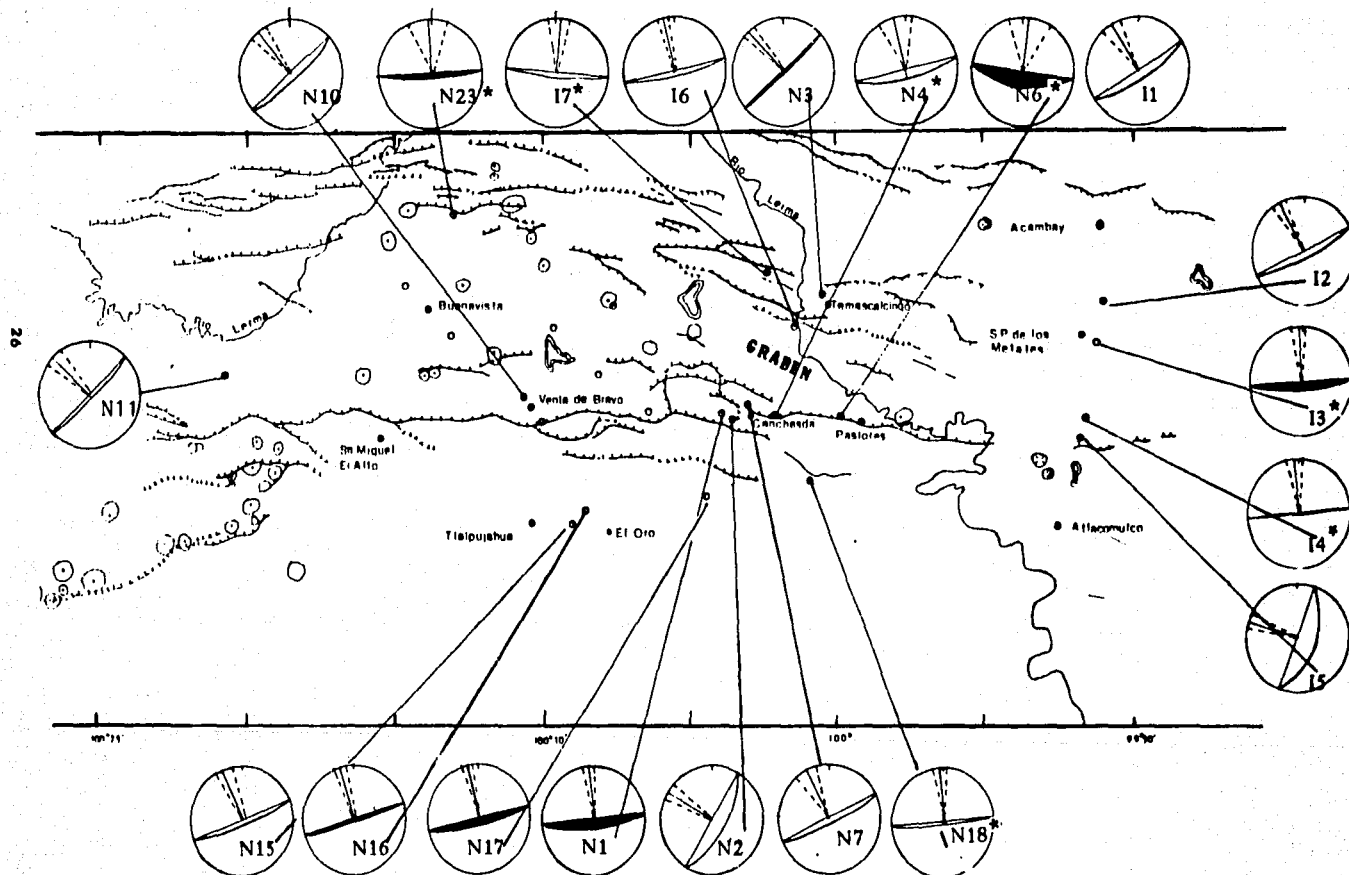
CALCULO DE ROTACIONES CON RESPECTO A POLOS DE NORTEAMERICA (IRVING & IRVING,1982)

MUESTRA	deccor	inc	@95	decesp	incesp	R	del (R)	F	del (F)
N1	173.10	-11.53	3.38	179.20	-33.00	-6.10	5.56	-21.47	6.89
N2	118.13	-9.66	8.68	179.20	-33.00	-61.07	7.94	-23.34	10.55
N3	141.85	-29.59	6.98	179.20	-33.10	-37.35	7.54	-3.51	9.20
N4	164.69	-49.17	18.49	179.20	-33.00	-14.51	20.92	16.17	19.44
N6	6.56	65.15	13.57	359.20	33.00	7.36	24.28	-32.15	14.84
N7	151.63	-42.58	13.65	179.20	-33.00	-27.57	14.01	9.58	14.91
N10	138.10	-43.78	12.73	179.20	-33.00	-41.10	13.41	10.78	14.07
N11	130.37	-37.94	9.88	179.20	-33.00	-48.83	10.12	4.94	11.56
N15	336.25	24.16	7.56	359.20	33.00	-22.95	7.67	8.84	9.65
N16	341.24	35.82	4.84	359.20	32.90	-17.96	6.52	-2.92	7.71
N17	166.51	-21.61	4.55	179.20	-32.90	-12.69	6.07	-11.29	7.53
N18	176.81	-34.31	10.76	179.20	-33.00	-2.39	10.43	1.31	12.32
N23	176.32	-25.31	29.50	179.20	-33.20	-2.88	23.64	-7.89	30.10
I1	147.65	-48.63	10.98	179.20	-33.40	-31.55	12.76	15.23	12.51
I2	150.89	-46.22	5.30	179.30	-31.80	-28.41	7.30	14.42	8.01
I3	175.72	-20.22	7.18	179.30	-33.10	-3.58	7.34	-12.88	9.36
I4	175.30	-32.10	7.74	179.30	-33.00	-4.00	8.13	-0.90	9.79
I5	107.96	-71.81	2.83	179.30	-33.00	-71.34	8.11	38.81	6.63
I6	166.48	-39.07	2.41	179.20	-33.10	-12.72	5.47	5.97	6.47
I7	4.93	25.82	13.94	359.20	33.10	5.73	11.97	7.28	15.18

deccor declinación obtenida decesp declinación esperada R= deccor-decesp del(R) desviación en R
 inc inclinación obtenida incesp inclinación esperada F= incesp-inc del(F) desviación en F

TABLA 3.3

Mapa 3.1 Muestra los resultados paleomagneticos de la Region de Acambay. Las R son graficadas como la variación en la declinación respecto al cero, que se encuentra en la parte superior del diagrama. F es representado por el círculo mayor que pasa por la inclinación correspondiente a la variación de inclinación respecto al plano perpendicular a la dirección de R; siendo relleno si F es menor que cero. Las líneas punteadas indican la incertidumbre de R, del(R).



* Indica los sitios que muestran una dispersión mayor a la medición.

Sitios en la parte Norte del Graben (I1,I2,I3,I4,I6,I7,N3,N23)

El sitio I1, pertenece a la ignimbrita Amealco, fechada en 5 M.a. (Sánchez, 1984). Al compararse su polaridad con la reportada para dicha edad coinciden. El sitio presenta una dirección primaria estable que en todas las muestras fue prácticamente destruida durante el tratamiento (fig. 3.2).

El sitio I2, depósito andesítico clasificado como Andesita Yondejé, al igual que I1, muestra una dirección primaria estable tendiente al origen en los DZ. Presenta R, del orden de la de I1, aproximadamente 30° en contra de las manecillas del reloj (fig. 3.3).

Los sitios I3 e I4, se encuentran comprendidos dentro de la unidad Basalto Los Metates, y presentan comportamientos similares, aunque en los DZ de I4, se muestran más de una componente, pero ambos tienen una magnetización estable que se acerca al origen en los DZ, por lo que se clasifica como primaria y que son muy cercanas en ambos casos, de ahí sus similitudes en R, que por cierto es un valor muy bajo, lo que indicaría que dicha zona no presentó prácticamente rotación (fig. 3.4).

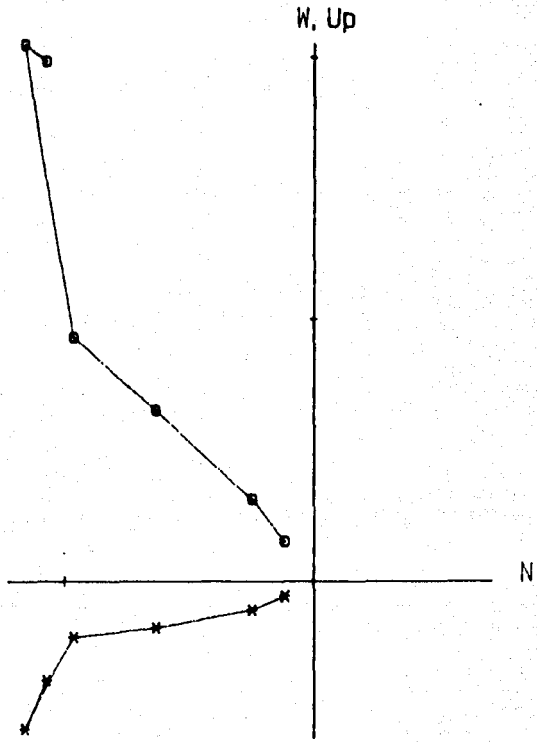
Los sitios I6 e I7, de composición riolítica de edad Cuaternario, clasificados dentro de la misma unidad, presentan un comportamiento diferente; el segundo muestra una gran dureza y a pesar de que el I6 se veía más alterado, sus diagramas de Zijderveld (DZ) son menos complejos, con una magnetización primaria estable. Por el contrario los DZ de I7 muestran la presencia de más de dos componentes, aunque si se pudo obtener una primaria estable. Además presentan polaridades claramente opuestas, por lo que deben de haberse generado en periodos diferentes. Sus R son de sentidos opuestos, pero si se toman en cuenta los errores del(R), sus intervalos de confiabilidad se intersectan (fig. 3.5).

El sitio N23 es un flujo basáltico muy joven, que se encuentra en contacto con una ceniza que le sobreyace. Muestra polaridad reversa y una R muy baja. Su magnetización primaria es muy estable.

Por último el sitio N3, reportado como domo dacítico asociado a vulcanismo ignimbrito, presenta una magnetización muy estable en todas sus muestras, lo que trae en consecuencia que el polo del sitio tenga asociada una k grande y un θ_{95} pequeño. Su R es del mismo orden de magnitud que otras de la parte Norte, como por ejemplo la I1.

Así en la parte Norte, a excepción del sitio I7, todos presentan rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj, por lo que el comportamiento del sitio I7 podría reflejar un efecto de tipo local.

I1-4.MOL



I1-6.MOL

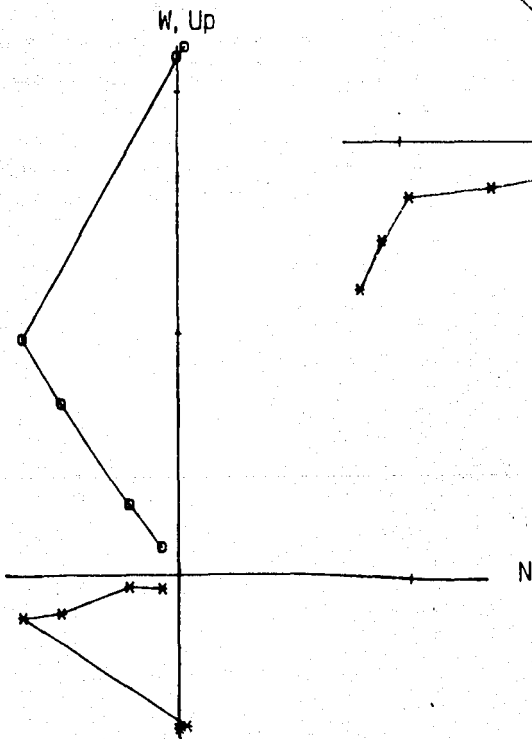


fig. 3.2 Comparación de los Diagramas de Zijdeveld del sitio I1

I2-1.MOL

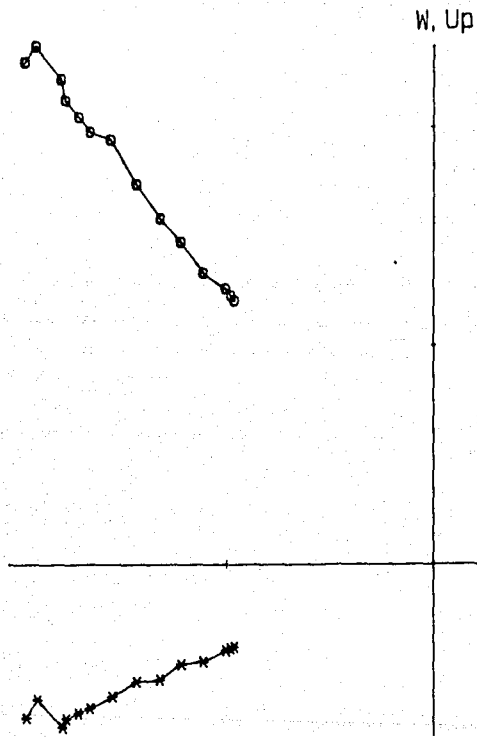
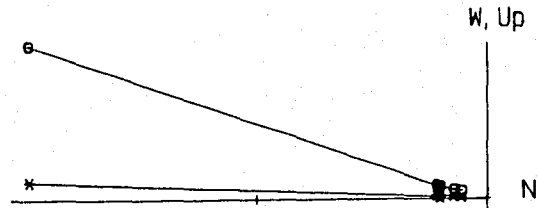


fig. 3.3 Diagrama de Zijderveld del sitio I2

I3-6.MDL



I4-7.MDL

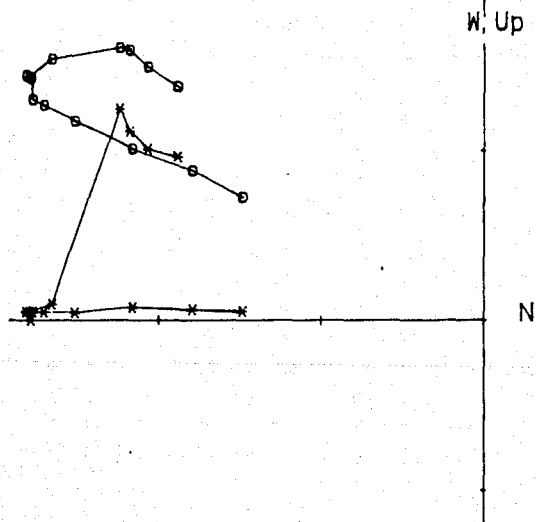
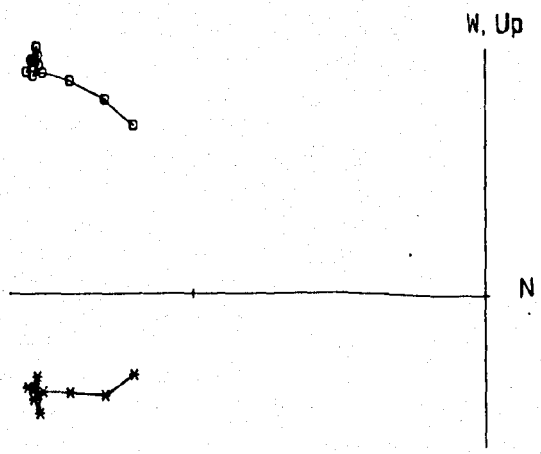


fig. 3.4 Comparación de Diagramas de Zijderveld entre los sitios I3 e I4

I6-2.



I7-1.

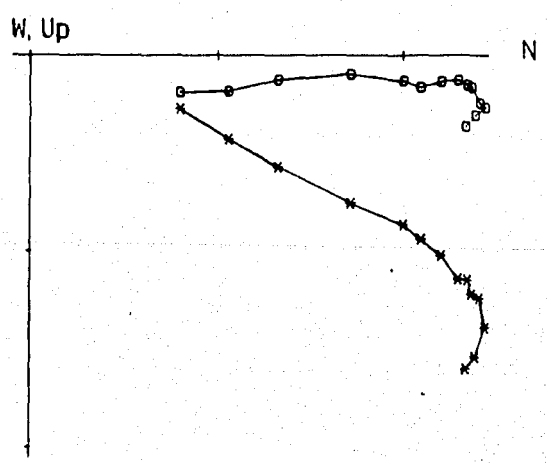


fig. 3.5 Comparación de los Diagramas de Zijderveld de los sitios 16 e 17

Sitios en la Parte Sur del Graben (I5,N1,N2,N4,N6,N7,N10,N11,N15, N16,N17,N18)

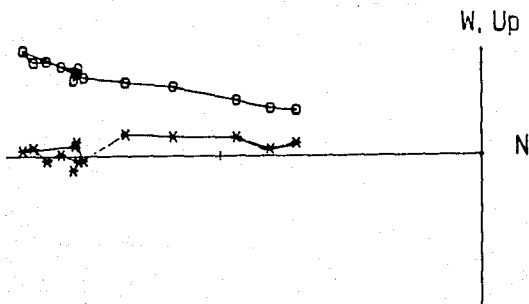
El sitio I5, dada su alta coercitividad y la gran estabilidad de la magnetización, es uno de los polos con menor dispersión en proporción en el área. La rotación de $-71.34^\circ \pm 8.7$ en este depósito andesítico Miocénico resulta el mayor valor de R obtenido en el área, lo cual podría deberse a su cercanía con una probable continuación de la Falla Perales. A este sitio se le encuentra similitud de composición con la andesita Yondejé, sólo que no es afírica; del resultado paleomagnético, es claro que su similitud no tiene significado, pues poseen polaridades diferentes, lo que indica que no pudieron ser generadas contemporáneamente.

Los sitios N1 y N2, a pesar de estar sobre la misma unidad, (el sitio N2 más abajo estratigráficamente), presentan grandes diferencias. Su declinación media difiere en aproximadamente 50° y sus inclinaciones son opuestas, pero dado su bajo valor no se podría asegurar con certeza lo anterior, sino más bien que N2 posee polaridad reversa, lo que reduciría su R a -61.07° y el valor de F quedaría muy cercano al de N1. Lo anterior apoya a esta idea, como también la similitud de los DZ de ambos sitios. Y al igual que en el sitio I5, la diferencia de declinaciones se interpretaría por la ubicación de N2, donde la falla que afecta a ambos cambia bruscamente de dirección, por lo que reflejaría dicho efecto local. (fig. 3.6).

Los sitios N4,N6 y N18, aunque según Silva son partes de una misma unidad: domo dacítico, asociado a vulcanismo ignimbrítico, no coinciden con dicha descripción y si con el mapa INEGI (Hoja El Oro), ya que los dos primeros son de tipo andesítico y el último un derrame basáltico de composición intermedia. Algo interesante es que tanto N4 como N18 presentan un comportamiento de tipo similar, misma polaridad y polos promedio muy cercanos. En cambio N6 presenta polaridad normal, con valor de inclinación muy alto (65.15°), por lo que no puede reinterpretarse como en el caso de N2, y deberse de nuevo a un efecto de tipo local ya que, si se observa en el mapa, hay un cambio en echado de unos 6° entre ambos. Sus tan grandes dispersiones (obsérvense los valores de θ_{95}) también pueden deberse a que N4 y N6 se tomaron justo en el escarpe de la falla Pastores, por lo que dichas zonas sufren tensiones, fricciones y recalentamientos, o sea remagnetizaciones que en apariencia no fueron totalmente removidas (fig.3.7).

El sitio N7, reportado como riolítico Cuaternario, presenta polaridad reversa y una magnetización primaria estable. Su R es de casi 30° , coincidiendo con otros depósitos cuaternarios del interior del graben (N10 y N11).

N1-5.



N2-2.

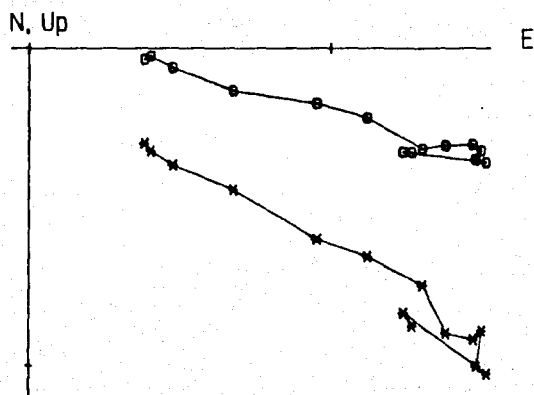


fig. 3.6 Comparación de los sitios N1 y N2.

N4-6.

N18-4

N6-2.

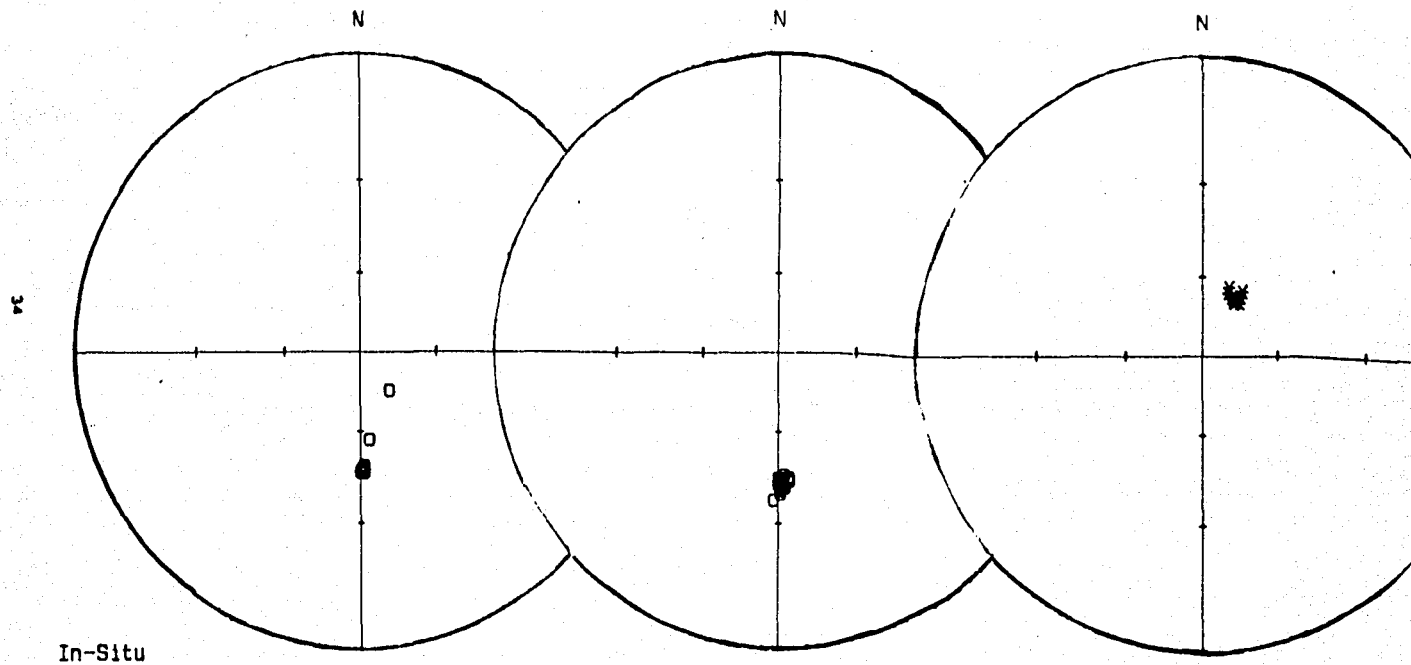


fig. 3.7 Comparación de los sitios N4, N6 y N18

Los sitios N10 y N11 son derrames basálticos cuaternarios, de diferente fuente, que muestran similitudes como su polaridad reversa, descripción de trayectorias sobre círculos mayores, fig. 3.8 (presencia de 2 componentes de magnetización), pero tendientes a un punto final estable y común a ambos, por lo que tienen polos cercanos y por tanto R y F muy parecidas. Al igual que N7, muestran rotaciones contrarias a las manecillas del reloj en gran monto, ($41^{\circ}, 48^{\circ}, 27^{\circ}$), lo que muestra que junto con I5, en el interior del graben es donde se presentan las mayores rotaciones con un eje vertical.

Y por último N15, N16 y N17, ubicados fuera del graben muestran un comportamiento parecido, lo que era de esperarse en los dos primeros, pertenecientes a una misma unidad (domos dacíticos Miocénicos) y N17 que es de la misma edad pero ignimbrita, pero como menciona Silva M fenómenos volcánicos asociados. N17 presenta polaridad reversa, lo que no sucede en los dos primeros, y dado el valor de su declinación e inclinación, no puede interpretarse como dentro de error experimental, y si generados en periodos diferentes, para así poder explicar su polaridad opuesta. Pero los tres presentan rotaciones en contra de las manecillas del reloj, N15 y N16 de montos muy similares y N17 en menor cantidad (fig. 3.9).

Tanto en la tabla 3.2, como en la 3.3 puede observarse que hay ciertos sitios en los que el error de R (del(R)), es mayor que R (N4, N6, N18, N23, I3, I4 E I7), por lo que debían ser eliminados del análisis. En algunos casos como N4, N6 y N23, ya se mencionó que probablemente su gran dispersión se debe a que está en el frente del escarpe, pero a excepción de I7 y N6, todos muestran una declinación media que origina una R en contra de las manecillas del reloj y patrones de comportamiento parecidos a sitios cercanos, como es el caso de N1 y N18.

Por otro lado, los únicos dos lugares con rotaciones a favor de las manecillas del reloj I7 y N6 están incluidos en este tipo de sitios, lo que daría un total de 13 sitios con rotaciones en contra de las manecillas del reloj y de ahí la existencia de desplazamientos laterales izquierdos.

También fueron obtenidos los polos medios por edad y sus respectivas R y F con respecto a Norteamérica (tabla 3.4). Puede observarse que en los tres casos la R es negativa.

Las figs. 3.10 a 3.12, muestran los espectros de coercitividad para una muestra piloto por sitio, por lo que los minerales portadores de la magnetización se pueden identificar; indicados con una M si predomina magnetita 6 H si es hematita.

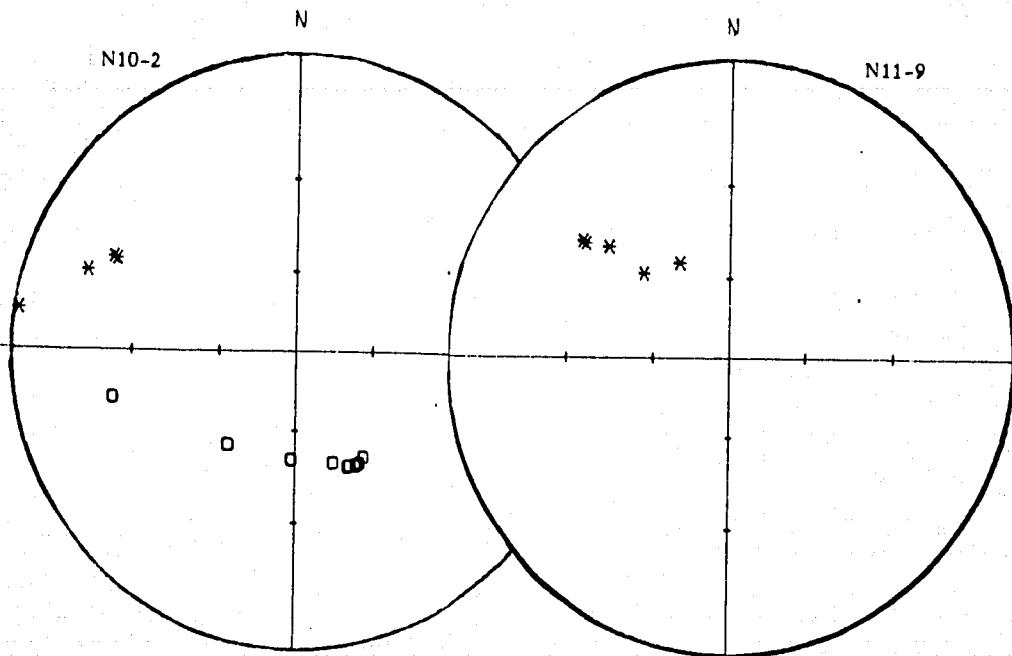
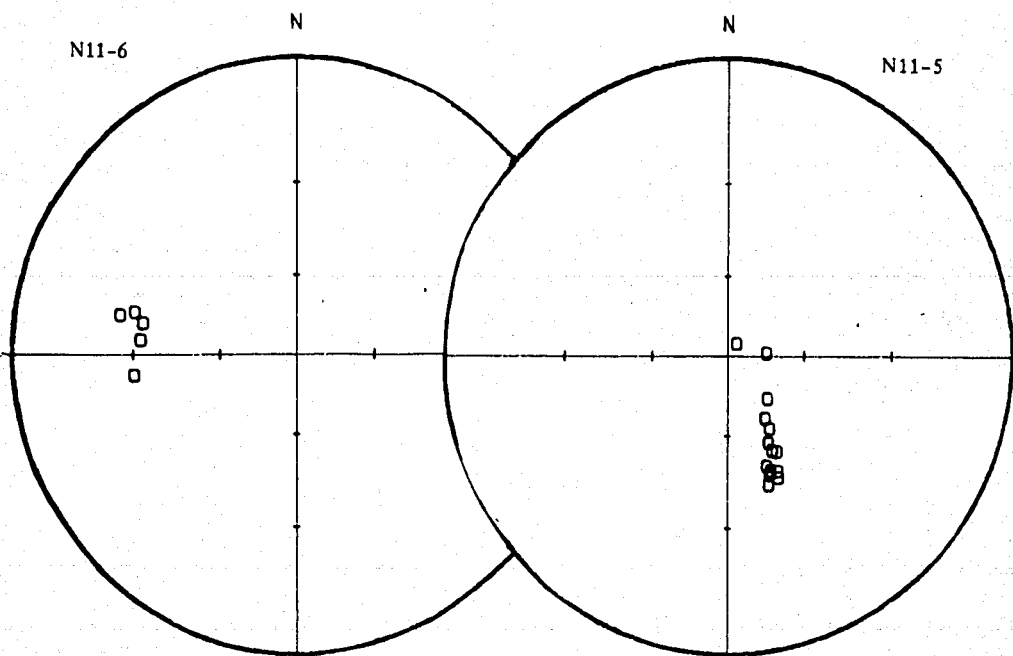


fig. 3.8 Comparación entre los sitios N10 y N11



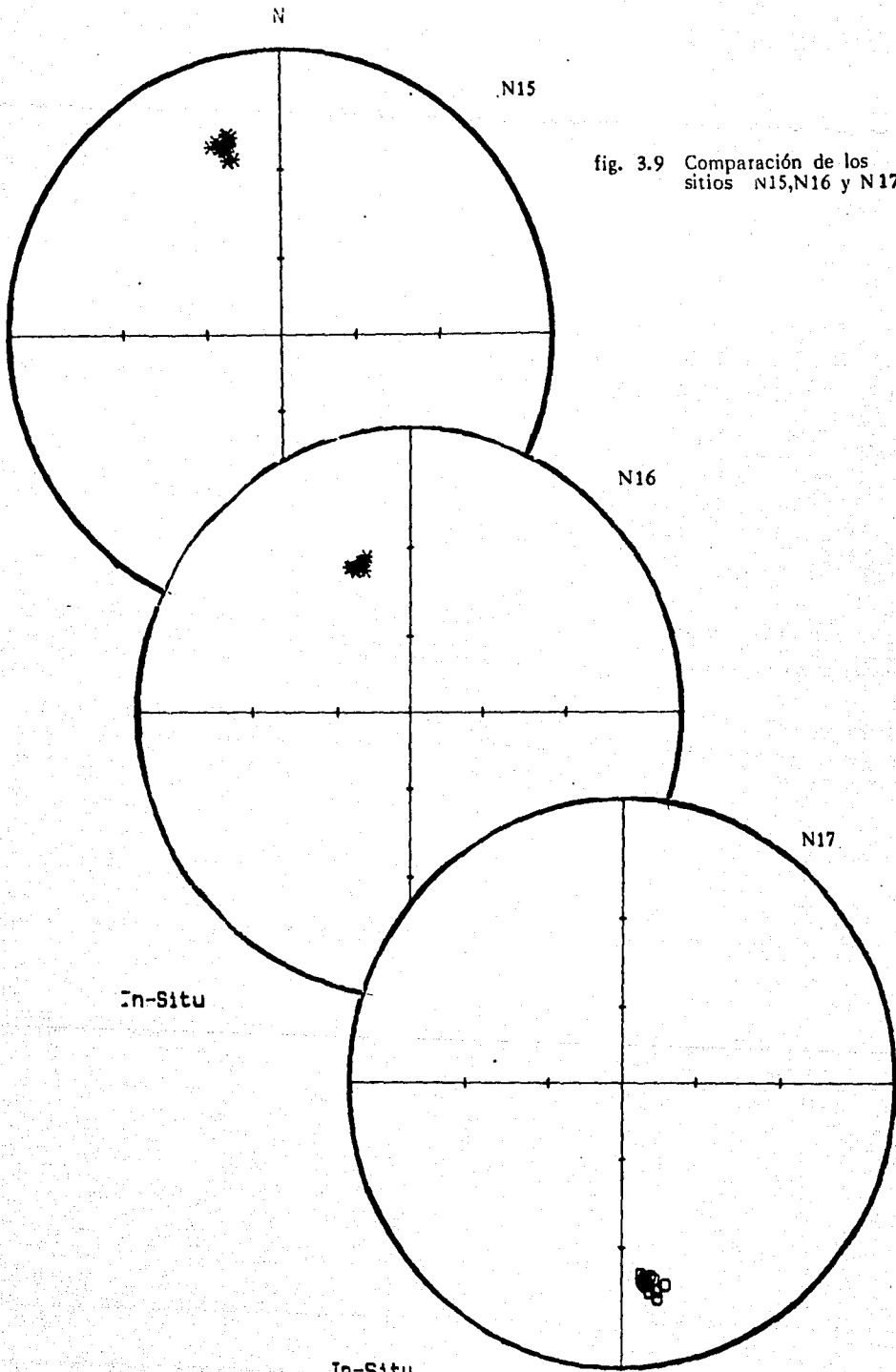


fig. 3.9 Comparación de los sitios N15, N16 y N17

Espectro de coercitividad

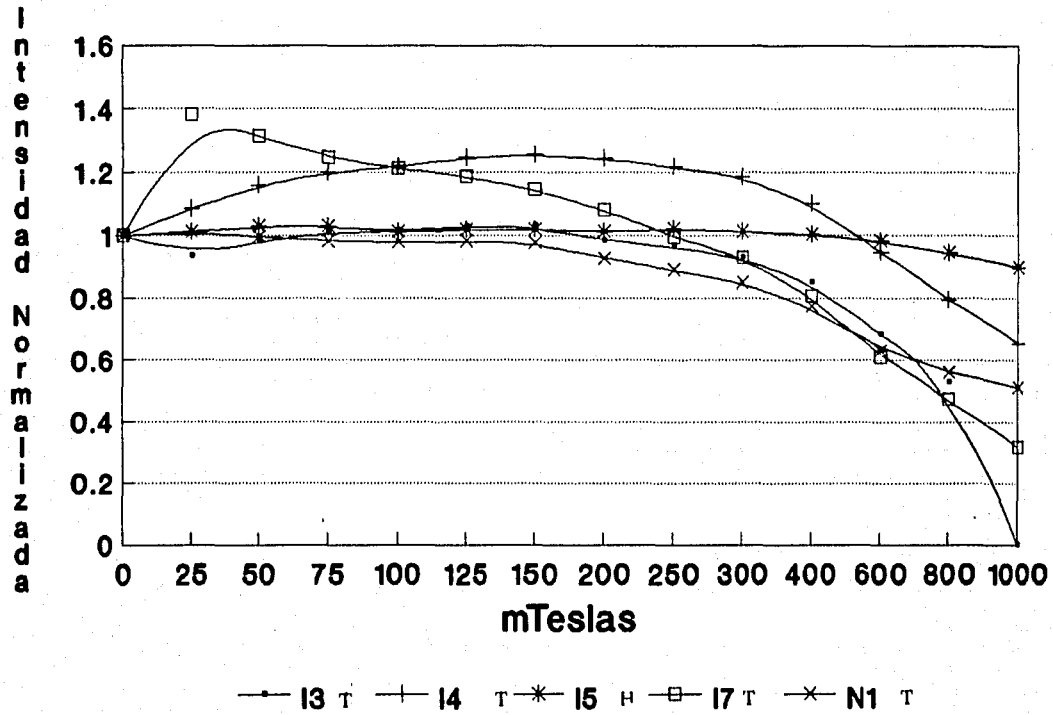


fig. 3.10

Espectro de coercitividad 1

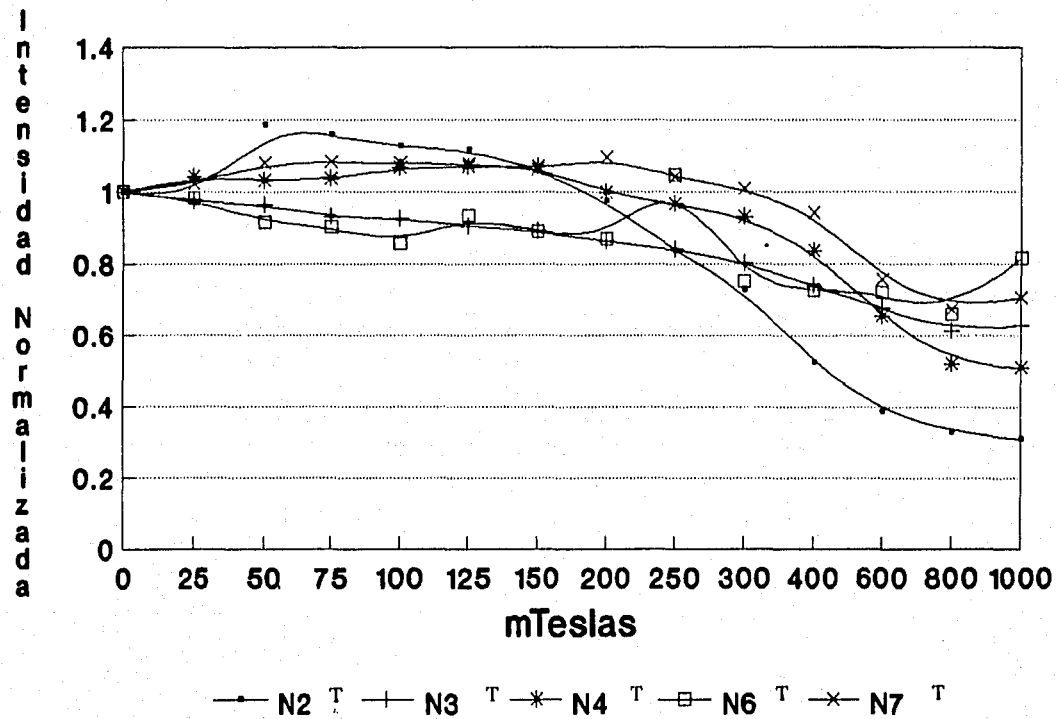


fig. 3. 11

Espectro de coercitividad 2

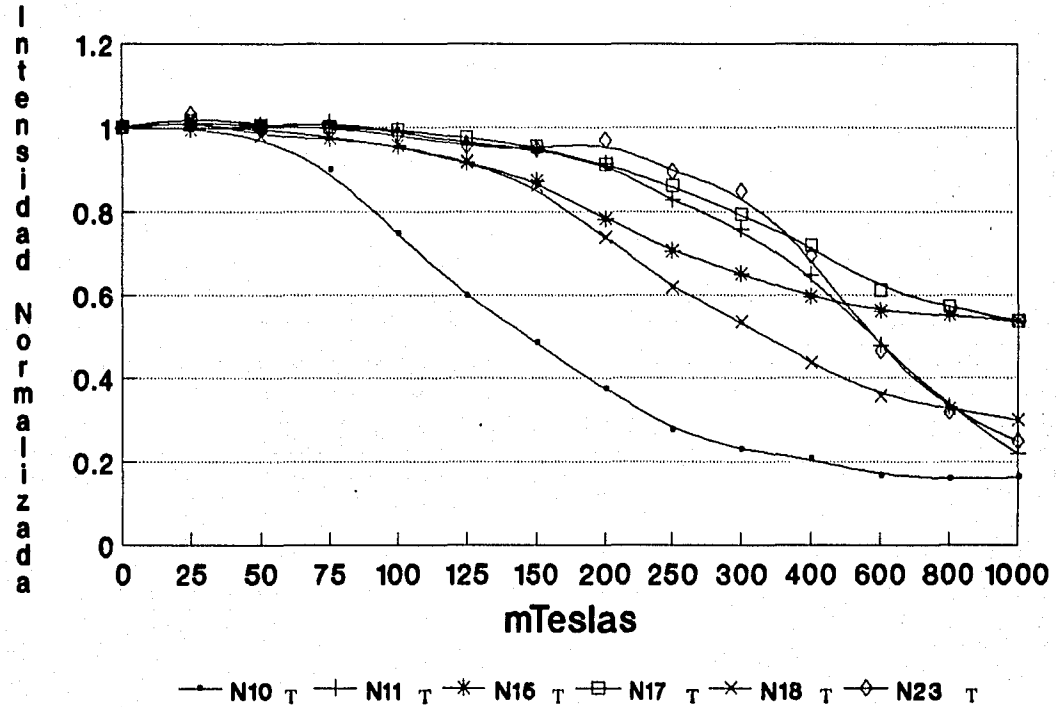


fig. 3.12

POLOS PROMEDIO POR EDAD DEL AREA DE ACAMBAY

POLO MIOCENICO Sitios 12,N3,N4,N16,N16,N17

LAT -68.2 N LONG 191.9 E

DEC 166.9° INC -34.7°

R= 5.86 K= 34.68 e 95= 11.53 Sf= 11

Parámetros : R= -22.3 F= 1.7

POLO PLIOCENICO Sitios 11,13,14,N1

LAT -77.3 N LONG 174.6 E

DEC 167.3° INC -29.9°

R= 3.83 K= 17.22 e 95= 22.78 Sf= 15

Parámetros : R= - 11.9 F= - 3.9

POLO CUATERNARIO Sitios 16,17,N7,N10,N11,N18

LAT -65.6N LONG 198.4 E

DEC 153.9° INC -38.2°

R= 3.83 K= 17.5 e 95= 22.59 Sf= 16.8

Parámetros : R= - 26.3 F= 5.1

POLO PROMEDIO DEL LUGAR

LAT -67.2 N LONGITUD 176.4 E

LONG 176.4°E LAT 67.2°N

K= 36.7 e 95 = 60 Sf = 12

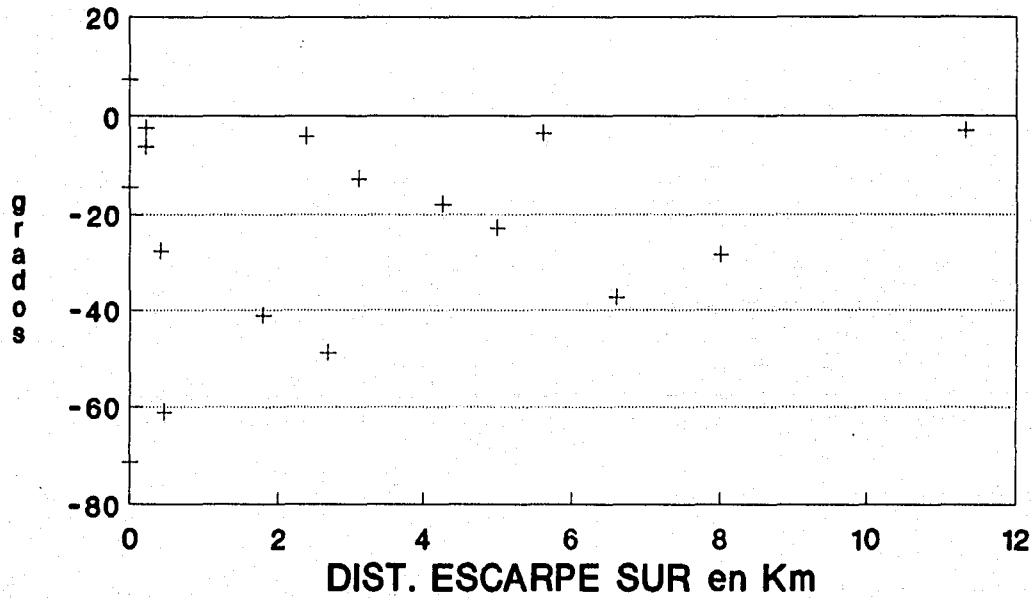
Parámetros : R= -16.5 F= 3.1

tabla 3.4

A continuación se mostrarán los resultados del intento de ajustar los parámetros obtenidos R y F con algunos otros, que se piensa están relacionados con ellos, por ejemplo: distancia al escarpe y ancho de bloque rotado.

Las figs. 3.13 a 3.16 muestran las gráficas de dichas relaciones, en todas ellas, a excepción de la de R vs. ancho de bloque, que era en la que se esperaban mejores resultados (véase apéndice 5) se denotan tendencias. Estas no son fácilmente descriptibles ya que un mayor número de parámetros deben estar involucrados. Es probable que un estudio estructural en mayor detalle pudiera ayudar a realizar un modelo tectónico, pero de los resultados de este estudio es claro que, además de la predominante componente normal, existe una de tipo lateral izquierdo, reflejada en el parámetro $R < 0$.

GRAFICA R VS DIST ESCARPE SUR



+ ROTACION

figura 3.13

R VS ANCHO BLOQUE

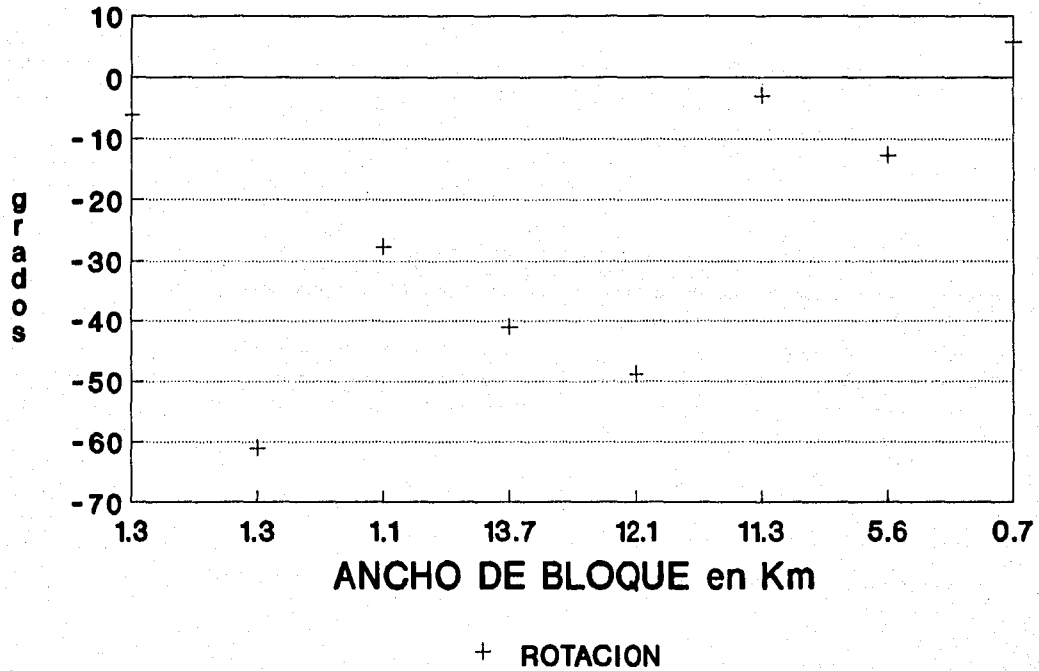


figura 3.14

GRAFICA R VS F

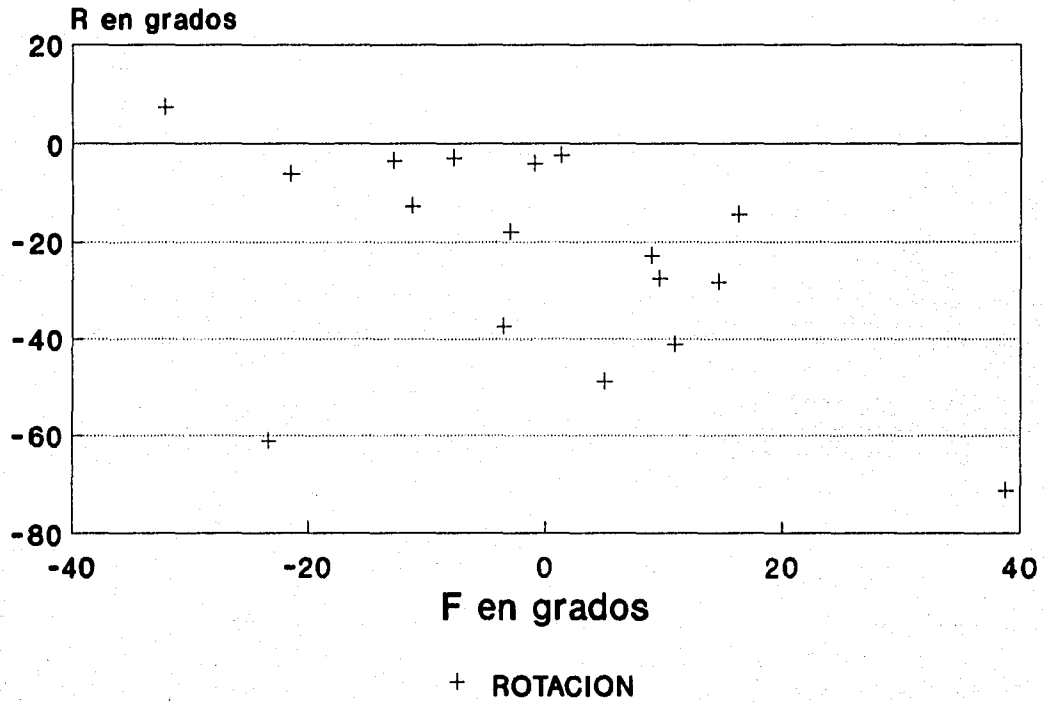


figura 3.15

R VS DIST ESCARPE NORTE

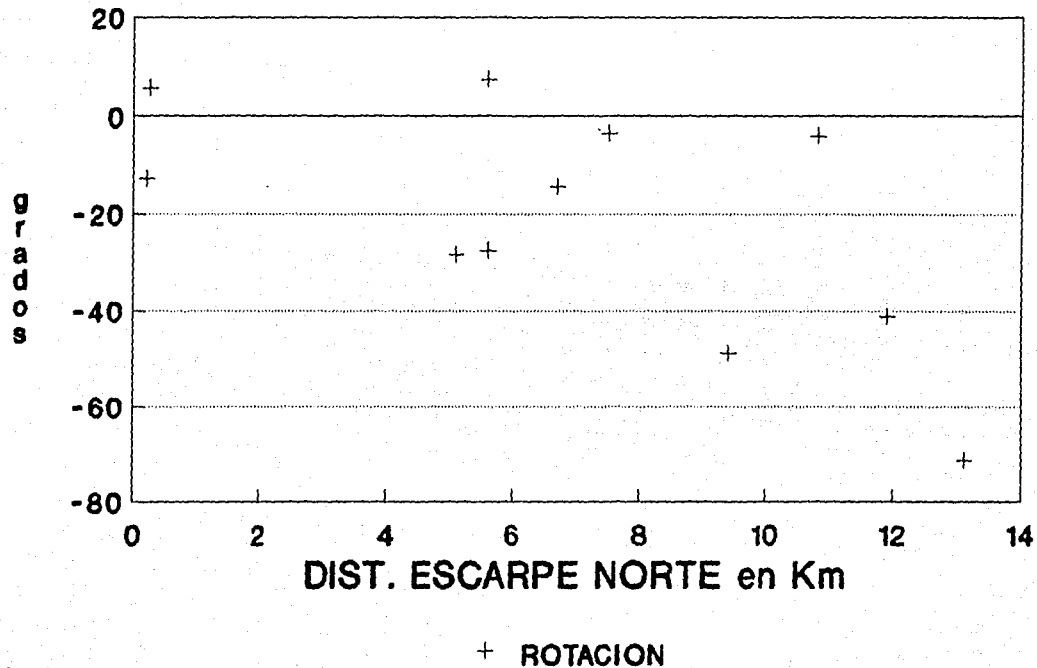


figura 3.16

4. DISCUSION

Los resultados paleomagnéticos para la región de Acambay resumidos en el capítulo anterior presentan implicaciones de interés en relación a (1) la estratigrafía volcánica, (2) rasgos estructurales y tectónicos del graben de Acambay, (3) actividad neotectónica y (4) características y evolución de la FVTM.

La información sobre fechamientos radiométricos y datos estratigráficos en la región es limitada (p.e. Sánchez, 1984; Silva, 1979) y es difícil establecer una cronología confiable para la actividad en la región. Los rasgos geomorfológicos regionales y la ocurrencia de lavas con estructuras preservadas de flujo, indican intensa actividad reciente. Hacia el oeste en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, se tiene actividad histórica, por ejemplo, el Parícutín (1943-1952), el Jorullo (1759-1774) y el Tancítaro. La discusión de los datos paleomagnéticos se centra en la polaridad y direcciones, los que permiten estimar una estratigrafía generalizada referida a la escala de polaridades del campo geomagnético. Para el Cuaternario, la época de polaridad normal corresponde hasta los 700 000 años. La comparación de polaridad y direcciones permite además establecer correlación entre unidades.

Es notable la abundancia de polaridades reversas, siendo la proporción de 15 reversas contra 5 normales. Para algunas unidades se dispone de fechamientos radiométricos, lo que permite comparar los datos con la escala de polaridades; por ejemplo la ignimbrita Amealco, fechada en 5 Ma. debe tener polaridad reversa como también la Andesita Yondejé de 13 m.a, lo que coincide con nuestros registros.

Así diremos que todas las muestras Cuaternarias con polaridad reversa, son mayores a 700,000 años, con la única excepción de I7, y por tanto las ubicaríamos en la época Matuyama. Las muestras Pliocénicas, al igual que las cuaternarias en su mayoría reversas y por tanto con edades mayores a 1.8 Ma. Y las Miocénicas, de polaridad reversa mayores a los 5 Ma. Aunque no debe descartarse la posibilidad de una magnetización secundaria reversa que haya afectado por completo la región y de la que no se encontraron evidencias.

Las características geomorfológicas, alineamiento de estructuras volcánicas, escarpes y superficies con estrías, indican la intensa actividad tectónica en la región. Los datos paleomagnéticos, en particular la comparación de las direcciones observadas para las diferentes unidades con las direcciones esperadas correspondientes (estimadas a partir de datos del norte del país o del cratón de Norteamérica), permiten inferir la posible ocurrencia de movimientos tectónicos.

Los datos para la región de Acambay presentan divergencias angulares significativas, lo que concuerda y apoya los datos estructurales.

En general se puede observar que, tanto los sitios ubicados en la parte Norte del Graben como en la Sur, muestran R menores que cero, es decir, rotaciones en contra de las manecillas del reloj, en una proporción de 9:1, siendo mayor su valor en el centro del graben y reflejando en algunos casos regímenes locales de deformación, muy comunes en este tipo de estructuras.

Sabemos que este movimiento contrario a las manecillas del reloj es predominante en la parte E de la Faja Volcánica Transmexicana y se interpreta como un movimiento de desplazamiento lateral izquierdo sobre las fallas que lo cruzan.

Lo anterior, aunado al análisis de los diagramas para la obtención de las componentes de la magnetización, que en su mayoría mostraron una magnetización estable, no puede explicar la desviación en la dirección de magnetización como una componente secundaria no removida o como la no aplicación de una corrección de tipo estructural, sino más bien como la rotación sobre un eje vertical de bloques (Apéndice 5), lo que explicaría también los diferentes montos de rotación entre sitios cercanos.

La aparente dispersión de las magnitudes en los parámetros de rotación (valores R) observada puede corresponder a los cambios en las características tectónicas en la región.

La naturaleza de estos movimientos, estimada a partir de los parámetros de rotación (R), corresponde aparentemente a rotación de bloques asociada a desplazamientos laterales y fallamiento normal. Las relaciones tectónicas han variado espacial y temporalmente, lo que ha producido un patrón complejo de rasgos y estructuras. Los dominios de rotación, forma y tamaño de los bloques y sus patrones de rotación regionales son difíciles de estimar; incluyen cuencas tensionales, fallamiento lítrico y fallas en *echelón* entre otras.

Las direcciones paleomagnéticas estimadas para los tres grupos correspondientes al Mioceno, Plioceno y Cuaternario se incluyen en la tabla 3.4. Empleando estas direcciones, los parámetros de rotación R indican rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj. En la tabla se incluye además una estimación de la dispersión angular asociada a la variación paleosecular (parámetro Sf). Los valores corresponden aproximadamente con los esperados para la latitud de Acambay de acuerdo a los modelos de variación secular del campo geomagnético. El polo paleomagnético estimado para todos los sitios indica una rotación de alrededor de , la cual es similar a los datos correspondientes a otras regiones de la FVTM.

Un modelo de deformación continua y progresiva y en el mismo sentido, no es posible para los resultados obtenidos, ya que si fuese así esperaríamos siempre mayores valores de R con la edad, por lo que podríamos explicarlo como una deformación predominante en sentido opuesto a las manecillas del reloj, pero sin negar la posibilidad de movimientos en sentido opuesto.

Los errores tanto en R como en F, como puede observarse, son predominantemente dominados por los valores de θ_{95} obtenidos para los polos medios del lugar, sobre todo en el caso de Norteamérica, debiéndose algunos a efectos locales, como es el caso de N4, N6 y N23, que como ya se mencionó, están ubicados en escarpes de falla, por lo que muestran gran dispersión, pero su comportamiento promedio es con rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj.

El registro de sismicidad histórico en la región incluye dos temblores de magnitud significativa (1912 con $M = 7$ y 1979 con $m_b = 5.3$). Los datos de mecanismo focal para los dos temblores mencionados indican que la mayor parte del movimiento corresponde a fallamiento normal; sin embargo se tiene claramente una componente de movimiento lateral izquierdo. Los datos de estudios de estado de esfuerzos indican la ocurrencia de actividad tectónica en la zona. Los datos paleomagnéticos (dentro de las limitaciones de precisión de la estratigrafía) apoyan la ocurrencia de deformación activa en la región de Acambay.

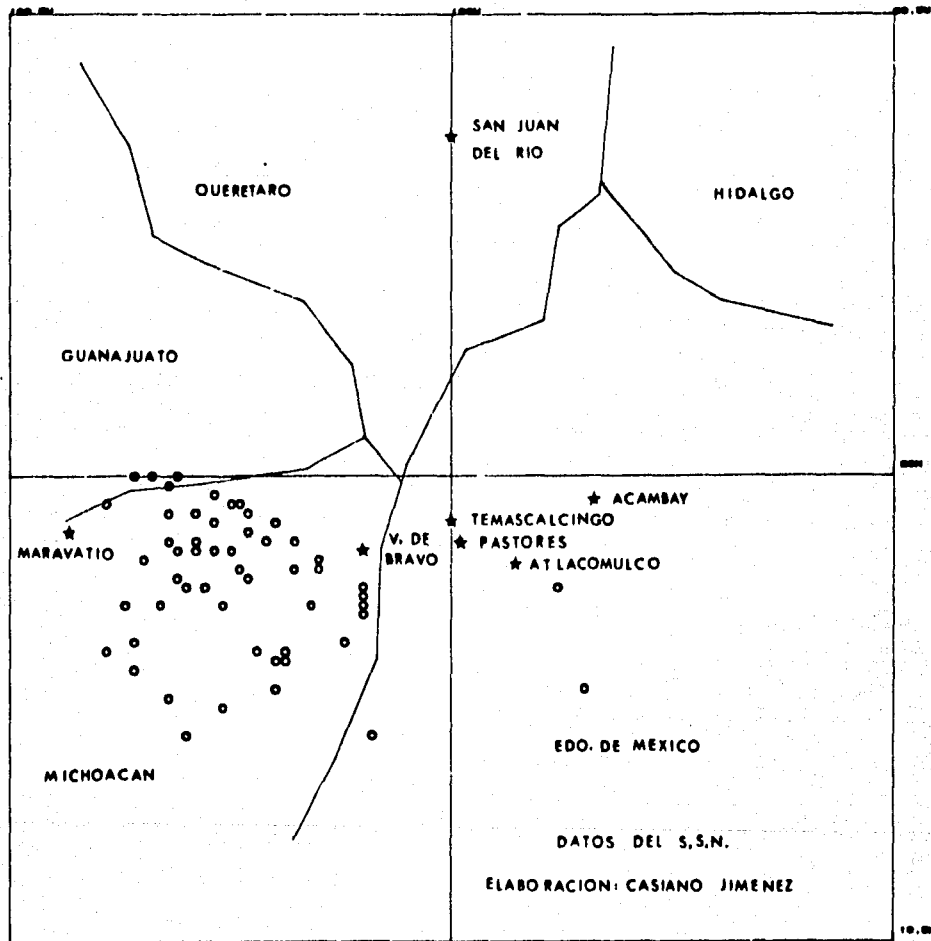
Desafortunadamente, la ausencia de datos de redes locales no permite estimar los niveles de sismicidad en la región, sin embargo, datos preliminares en la zona (Mota et al. 1988) y en regiones adyacentes (por ejemplo, en el Valle de Toluca, Yamamoto y Mota, 1988) sugieren la ocurrencia de actividad sísmica en la porción del graben.

Las gráficas 3.13 a 3.16, como se menciona en el capítulo anterior, muestran relaciones del parámetro R (rotación) con características estructurales como la distancia al escarpe y el ancho de bloque, pero se piensa que hay otros factores involucrados que no permiten encontrar relaciones fácilmente descriptibles.

En un contexto regional, los datos paleomagnéticos apoyan las inferencias sobre rotaciones y desplazamientos laterales reportadas para otras porciones (hacia el este) de la FVTM. Sin embargo, existen diferencias importantes, lo cual sugiere un cierto "zoneamiento" regional dentro de la FVTM.

SISMICIDAD DE LA ZONA ACAMBAY - MARAVATIO

1974-1990



50

10.00

5. CONCLUSIONES

- Magnetoestratigrafía

Las polaridades son predominantemente reversas (15 sitios con polaridades reversas y 5 con normales), lo que sugiere que el vulcanismo es más antiguo que 700,000 años (límite de la época de polaridad normal de Brunhes). Los resultados magnetoestratigráficos correlacionan bien con los datos radiométricos disponibles, tales como los reportados para la ignimbrita Amealco (5 Ma) y la Andesita Yondejé (13 Ma).

- Neotectónica

Las direcciones paleomagnéticas para las unidades estudiadas divergen de las direcciones estimadas a partir de datos del Norte de México o de Norte América (tablas 3.2 y 3.3). Las direcciones promedio para tres grupos, correspondientes al Mioceno, Plioceno y Cuaternario son:

Mioceno	Dec= 156.9	Inc= -34.7	k= 34.7
Plioceno	Dec= 167.3	Inc= -29.9	k= 17.22
Cuaternario	Dec= 153.9	Inc= -38.2	k= 17.5

Los resultados indican la ocurrencia de rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj en la región de Acambay. Estos movimientos posiblemente corresponden a rotación de bloques asociados a desplazamientos laterales.

- Tectónica Regional

A nivel regional se concluye que la actividad neotectónica del área es de tipo normal, con componente lateral izquierda. Lo anterior coincide con los datos sísmicos y de geología estructural ya existentes.

6. REFERENCIAS

- Astiz, L. M., 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979. Tesis de Licenciatura, Fac. de Ingeniería, UNAM, México D.F.
- Aubouin J., Azema J., Carfantan J.C., Demant A., Ragin C., Tournon J., 1982. The Middle American Trench in the Geological framework of Central America. In Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 67, 747-755.
- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, v.64, 476-597.
- Bullard, E.C., Freedman, C., Gellman, H. y Nixon, J., 1950. *J.Phil. Trans. Royal Soc. London*, A, 243, 67-82.
- Bullard, E.C., Everett J. y Smith G. 1965. "The fit of the continents around the Atlantic. *Phil.Trans.Roy.Soc. London*, Ser. A, 258, 4151.
- Campos J.O., Arroyo M.A. y Urrutia-Fucugauchi, 1990. Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Campos J.O., Urrutia J. y Arroyo M.A., 1989. Depth to the Curie Isotherm from aeromagnetic data and geothermal considerations for the Western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 28-5, 993-1005.
- Carter J.N., Luyendyk B.P. y Terres R.R., 1987. Neogene clockwise tectonic rotation of the eastern Transverse Ranges, California, suggested by paleomagnetic vectors. *Geol.Soc.of America Bull.*, v98, 199-206. February.
- Collinson, D.W., 1983. *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism. Techniques and instrumentation.* Chapman and Hall. London - New York, 1983. Cap. 1, 7, 10, 11, 12 y 13.
- Cebull, S.E. y Shurbet, D.H., 1987. Mexican Volcanic Belt: An intraplate transform?. *Geof. Int.*, v. 26-1, 1-13. Special Volume on Mexican Volcanic Belt- part 3A.
- Clark, R.M. y Morrison, B.J., 1981. Normal approximations to the Fisher distribution, *Stat.Res.Rep.*, no.9, Dep. of Math., Monash Univ., Clayton, Victoria, Australia.
- Cox, A., 1968. *J.Geophys.Res.*, 73, 10, 3247-3260.

- Demant, A., 1978. Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, Rev. Inst. Geol., 2, 172-187., México. D.F., UNAM.
- Demant, A., 1981. L'axe Neovolcanique Transmexicain. Etude Volcanologique et Pétrographique. Signification Géodynamique. Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille; Thèse Docteur des Sciences, 259p.
- Demant A. y Robin C., 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. Rev. Inst. Geol. UNAM, 75(1), 70-82.
- Demarest, H.H., Jr., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. J. Geophys. Res., 88, 4321-4328.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc. London Ser. A, 217, 295-305.
- Flores T., 1920. Estudio geológico-minero de los distritos de El Oro y Tlalpujahua. Inst. Geol. México, Bol. 43, 85p.
- Freund R., 1970a. Rotation of Strike slip faults in Sistan. Southeast Iran. J. Geol. Surv. Bull., 78, 188-200
- Freund R., 1970b. The geometry of faulting in the Galilee. Israel J. Earth Sci., 19, 117-140
- Fries J., Ross, C.S. y Obregón A., 1977. Mezcla de vidrios en los derrames cineríticos Las Américas de la región de El Oro - Tlalpujahua, Estados de México y Michoacán, parte centro-meridional de México. Boletín del Instituto de Geología, UNAM, 70, 1-84.
- Garfunkel, Z., 1974. Model for the late Cenozoic tectonic history of the Mojave Desert, California and its relation to adjacent regions. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1931-1944
- Hornafius J.S., Luyendyk B.P., Terres R.R. y Kamerling M.J., 1986. Timing and extent of Neogene tectonic rotation in the western Transverse Ranges California. Geol. Soc. of America Bull., v. 97, 1476-1487, December.
- Imlay R.W., 1944. Cretaceous Formations of Central America and Mexico. The Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist. V. 28, 1091-1104.
- Irving E., 1964. Paleomagnetism and its application to Geological and Geophysical Problems. Ed. John Wiley & Sons, U.S.A. Cap. 4-5-6, 9 y 10.

- Irving E, 1983. Fragmentation and assembly of the Continents Mid-carboniferous to present. *Geophysical Surveys*, 5, 299-233.
- Irving E. and Irving G.A., 1982. Apparent Polar Wander Paths Carboniferous through Cenozoic and the Assembly of Gondwana. *Geophys. Surveys*, 5, 141-188.
- Irving, E. y Pulliah, G., 1976. Reversals of geomagnetic field, magnetostratigraphy, and relative magnitude of paleosecular variation in the Phanerozoic. *Earth-Sci.Revs.*, 12, 35-64.
- Johnson C.A., 1987. A study of neotectonics in central Mexico from Landsat thematic mapper imagery (M.S. thesis). University of Miami, Coral Gables, Fla., 112p.
- Johnson, C.A. y Harrison, C.G.A., 1990. Neotectonics in Central Mexico. University of Miami. Rosenstiel Scholl of Marine and Atmospheric Science. Department of Marine Geology and Geophysics. Miami Fla.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F. y Carmichael I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, v 10, 37-48.
- Malin, S.R.C., 1969. *Geophys. J. Royal.Astr.Soc.*, 17, 415.
- Malin, S.R.C. y Clark, A.D., 1974. *Geophys. J. Royal.Astr.Soc.*, 36, 11-20.
- McDonald W., 1980. Net Tectonic Rotation, Apparent Tectonic Rotation, and Structural Tilt Correction in Paleomagnetic Studies. *Jr. of Geoph. Res.* 85, No. B7, 3659-3669, July.
- McKenzie D. y Jackson J. 1983. The relationship between strain rates, crustal thinckening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth.Planet.Sci.Lett.* 65, 182-202.
- Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanisms and seismicity. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 80, 1639-1684.
- Morán D., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geof.Int.*, vol. 25, no. 1, 9-38.
- Morán D., 1984. *Geología de la República Mexicana.* INEGI. y Fac. Ingeniería UNAM, México, D.F.
- Mota R., Suter, M. y Quintero O., 1988, Sismotectónica del terremoto de Maravatio, Michoacán de 1979. *Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, época II*, 128 (abstract).

- Mooser, F., 1969. The Mexican volcanic belt - structure and development: Pan-American symposium on the upper mantle, group II upper mantle petrology and tectonics, v. 2, 15-22, México, D.F.
- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt; structure and tectonics. *Geof.Int.*, 12, 55-70.
- Nagata, T., 1969. *J. Geomag. and Geoelec.*, 21, 701-704.
- Negendank, J.F.W, Emmermann, R., Krawczyck, R., Mooser, F., Tobschall, H. y Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigation on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, vol. 24, no. 4., 477-576.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol.Soc.Amer.Bull.*, 93, 514-523.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L. and Harakal J.E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geof. Int.*, v. 26, 109-158.
- Parker, E.N., 1969. The occasional reversal of the geomagnetic field. *Astrophys. J.* 158, 815.
- Pantoja J., 1959. Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Edo. de Michoacán. *Cons.Recursos Naturales no Renovables*, Bol. 50, 36p.
- Quintero, O., 1987. Estudio geológico de las fallas potencialmente activas en las regiones de Acambay, Maravatio, Cuitzeo y Chapala, Estados de México, Michoacán, Guanajuato y Jalisco. Informe inédito para CONACYT. Instituto de Geología. UNAM. México, D.F.
- Quintero, O., Mota, R. y Suter M., 1988. Esfuerzos y deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. I. Geometría, distribución y sismicidad de las fallas activas. EOS. Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, época II, p.137, (abstract).
- Rikitake, T., 1967. *International Dictionary Geophysics*. Ed. S.K. Runcorn. Pergamon Press. v.2, 1336-1340.
- Roberts P.H. y Ursell H.D., 1960. Random walk on a sphere and on a Riemannian Manifold. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 4252, 317-356.
- Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A., 1984. Block Rotation by strike-slip faulting: Structural and Paleomagnetic Evidence. *Jr. of Geoph. Res.* 89, No. B7, 6256-6270, July.

- Sánchez Rubio, G., 1984. Cenozoic volcanism in the Toluca - Amealco region, central Mexico. M. Sc. Thesis, Univ. London, Imperial College of Science and Technology.
- Shaw, J., 1975. Geophys.J.Royal Astr.Soc.,40,345-350.
- Shurbet, D.H. y Cebull, S.E., 1984. Tectonic Interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics.,101,159-165.
- Silva Mora L., 1979. Contribution a la connaissance de l'axe volcanique Transmexicain: Etude géologique et pétrologie des laves du Michoacán Oriental. These de Docteur Ingénieur, Université de Droit, d'Economie et Sciences d'Aix-Marseille, France.
- Suarez, G. y Singh, K.,1986. Tectonic Interpretation of Trans-Mexican Volcanic Belt - Discussion. Tectonophysics, 127, 155-160.
- Suter, M.,1989. State of stress and active deformation in Mexico and Western Central America. Siemmons, D.B. and others (eds.), Neotectonics of North America: Geological Society of America, Decade of North American Geology, v. DMV001
- Suter, M., Quintero, O. y Mota, R.,1988. Esfuerzos y Deformación contemporáneos en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. II. Cinemática y dinámica de las fallas activas. EOS. Boletín de la Unión Geofísica Mexicana, época II, p.138. (abstract).
- Suter, M., Quintero O., y Johnson C.A., 1990. Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Trans - Mexican Volcanic Belt, Mexico. Part 1: The Venta de Bravo Fault. Submitted to J. Geophys.Res. Dec.1989. Revised Jul,1990.
- Tarling, D.H.,1983. Palaeomagnetism. Principles in Geology, Geophysics and Archaeology. Chapman and Hall. London New York.
- Urbina, F. y Camacho, H., 1913, La zona megaseísmica Acambay - Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912. Instituto Geológico de México Boletín 32,125p.
- Urey, H., 1952. The planets. New Haven, Connecticut. Yale University Press.
- Urrutia-Fucugauchi, J.,1979. Preliminary apparent polar wander path for Mexico. Geophys. J.R.astr.Soc.,56,227-235.
- Urrutia-Fucugauchi, J.,1981. Paleomagnetism of Miocene Jantetelco granodiorites and Tepexco volcanic group and interferences for crustal block rotations in Central Mexico. Tectonophysics,76,149-168.

- Urrutia-Fucugauchi, J., 1988. Origin and evolution of pull-apart basins by block rotation. Com. Tec., Instituto de Geofísica, 77, 1, 12.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1989. Rotación de bloques en sistemas de fallas de desplazamiento lateral - cuencas tensionales. Geof. Int., vol. 28-5, 907-938.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. Bol. Soc. Geol. Mex., 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Moran D, Cabral E., 1987. Paleomagnetism and Tectonics of Mexico. Geof. Int., Vol. 26-3, 429-458
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Böhnell, H., 1988. Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data. Phys. Earth Planet. Inter., 52, 320-329.
- Valencio, D. El Magnetismo de las Rocas. Cap. I, II, III, IV, V y VI
- Verhoogen, 1973. Thermal regime of the earth's core. Phys. Earth Planet. Int. 7, 47
- Waitz, P., 1943. Reseña Geológica de la Cuenca del Lerma. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, México, 1943, p. 130.
- Yamamoto, J. y Mota R., 1988. La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de agosto 1980. Geof. Int., vol 27, no. 2, 279-298.

Apéndice 1. EL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

Comportamiento y Origen

El campo magnético terrestre se puede representar por un campo vectorial esférico, primordialmente de naturaleza dipolar. El dipolo se ubica en el centro de la Tierra, formando un ángulo con el eje de rotación y es descrito en primera aproximación por el siguiente Laplaciano :

$$\frac{e}{er} \left[r^2 \cdot \frac{eU}{er} \right] + \frac{1}{\text{sen}^2 p} \frac{e}{ep} \left[\text{sen } p \frac{eU}{ep} \right] + \frac{1}{\text{sen}^2 p} \frac{e^2 U}{e\phi^2} = 0$$

Del estudio de la solución matemática más aproximada al campo terrestre, es que el dipolo forma un ángulo de 11.40. respecto al eje de rotación en el plano meridional de longitud 69.80 W. y con un momento magnético del orden de 8.07×10^25 unidades c.g.s. El campo dipolar geocéntrico es el 80 % del campo y disminuye en intensidad a razón de 7 % por siglo. La diferencia entre el campo observado y el dipolar teórico estaría representada por imanes más débiles colocados transversalmente respecto al mismo (fig. a1.1).

A la diferencia entre el campo observado y el teórico dipolar, correspondiente se le llama el campo no dipolar.

El origen del campo magnético terrestre es asociado a procesos magnetohidrodinámicos en el interior de la Tierra, por lo que es necesaria la presencia de un fluido, que sea buen conductor, que esté en estado turbulento o convectivo y el cuerpo que lo contiene tiene que estar rotando.

Nuestro planeta cumple con lo anterior, ya que mediante estudios sismológicos hay evidencia de una zona fluida (núcleo exterior) y pruebas indirectas de que está compuesto de Fe y Ni, osea un buen conductor. La convección se puede explicar en base a fenómenos de cristalización y cambios químicos en el interior del núcleo (Urey, 1952) o simplemente al calor desprendido en el proceso de solidificación (Verhoogen, 1973). El movimiento de rotación terrestre además ordena las corrientes de convección, mediante la fuerza de Coriolis, lo que provoca su simetría respecto al eje de rotación.

Con este modelo se ha intentado explicar el comportamiento de reversiones y excursiones. La más comun es mediante el doble dinamo, osea dos discos rotando a diferentes velocidades, interconectados por una bobina. La descripción matemática de dichos dinamos, muestra que bajo ciertas condiciones el flujo de corriente en los cables se invierte. Y una segunda aproximación es considerar al proceso como estocástico o aleatorio (Cox, 1968; Parker, 1969; Nagata, 1969). Relacionando las inversiones con

celdas de convección de gran tamaño (fig. a1.2).

El campo dipolar ideal puede dividirse a su vez en dos componentes una axial, que coincide con el eje de rotación terrestre y otra ecuatorial - radial (fig. a1.3). Este último se ha desplazado unos 5° en los últimos 120 años, lo que muestra una periodicidad de 10,000 años. La diferencia en las derivas entre el campo radial y el no dipolar podría explicarse si el campo dipolar se generase a mayor profundidad dentro del núcleo y si existiese un gradiente de velocidad angular con la profundidad. Lo anterior se cumple pues para mantenerse el momento angular es necesario en la convección que la parte externa rote más lentamente que la interna. De aquí que las componentes no dipolares deriven al W a velocidades más altas que el dipolo geocéntrico y que si las periodicidades antes mencionadas se mantienen constantes, al promediar los valores del campo no dipolar y dipolar radial en un lugar dado, por un período de 10,000 años o más ambos valores se anularían, quedando el campo magnético únicamente representado por el campo geocéntrico dipolar axial. Coincidiendo dichos polos con los geográficos de rotación terrestre y el ecuador magnético coincide con el geográfico. Lo anterior constituye la base teórica para la reconstrucción por paleomagnéticos de la paleogeografía. Véase la fig. a1.4, obsérvese que una determinada inclinación magnética corresponde a un sólo valor de latitud geográfica.

Mallin (1969) y Mallin y Clark (1974), analizando armónicos esféricos a los valores medios para los siguientes períodos 1942,5-1962,5 y 1960-1970, para obtener los coeficientes del campo promedio y variación secular, encontraron que el campo magnético principal está representado por los tres primeros coeficientes armónicos esféricos y que el momento dipolar disminuyó su intensidad 22 ± 4 nT por año. En cuanto a la variación secular, sostienen que es debida a la rotación continua del campo principal hacia el W del orden de una fracción de grado por año y que se puede lograr una mejor aproximación si se admite que el campo del dipolo central rota a una velocidad diferente a la del campo no dipolar. Pero Bullar et al. (1950) predice que las componentes no dipolares derivan hacia el W a velocidades mayores que las del dipolo central, pero Mallin y Clark aseguran que no siempre es así, que hay casos en que derivan hacia el E. De lo que se concluye que la deriva al W es una realidad, pero su interpretación física aún está distante.

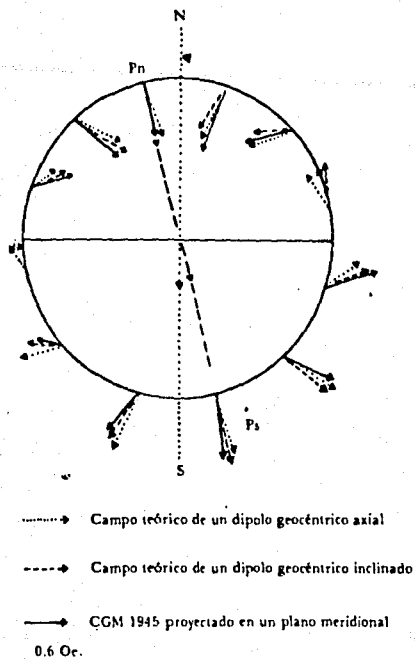


fig. a1.1 Representación esquemática del campo dipolar

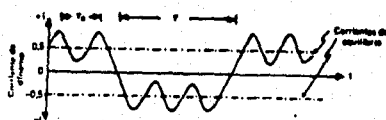


fig. a1.2 Representación de las oscilaciones de la intensidad y los cambios en el sentido de la corriente de una de las dinamos de un sistema de dos dinamos acopladas electromagnéticamente.

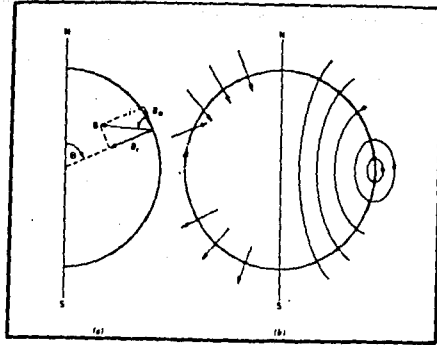


fig. a1.3 a) Componente Horizontal (B_e) y vertical (B_r) del campo terrestre. Lado derecho: Líneas de fuerza magnética (Nettleton, 1971)

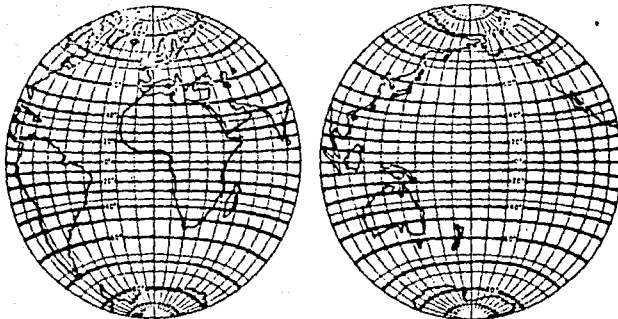


fig. a1.4 Mapa Isoclino para un campo dipolar axial geocéntrico

Anomalías. Variaciones Temporales y Espaciales.

El campo al ser observado sistemáticamente durante ya prácticamente un siglo, muestra variaciones importantes, así, si por ejemplo, comparamos mapas de campo no dipolar de varios años se observa que las principales anomalías viajan hacia el W, del orden de 0.18° por año (Bullard) y más conservadoramente Withman y Creer, $0.12^\circ \pm 0.03$ por año.

Estos cambios son relacionados al movimiento de las capas externas del planeta, por lo que los polos magnéticos han cambiado de posición con respecto al tiempo, o sea presentan un movimiento polar aparente y si es vinculado cronológicamente para un continente se denomina curva de desplazamiento polar aparente, la que representa la posición aproximada que ha ido ocupando el continente respecto al polo de rotación, el cual no se ha movido.

Esta curva permite reconstruir las diferentes posiciones del continente y si son comparadas la de otros continentes pueden ser determinados movimientos de deriva continental (fig. a1.5).

Además existen variaciones temporales, de gran período, como son los cambios de polaridad. Estos se detectaron al observarse un mayor número de rocas a principios de este siglo, lo que podía explicarse únicamente por una inversión de 180° en la dirección del campo. Matuyama además observó que las que presentaban polaridad reversa eran más antiguas que las normales, por lo que sugirió una secuencia de tiempo y polaridad de la magnetización, que se confirmó en los años siguientes (fig. a1.6)

A los períodos en los cuales el campo cambia su polaridad se les llama intervalos de transición y las direcciones intermedias con paleolatitudes menores a 50° , definen polos geomagnéticos virtuales. Durante un período de transición la magnitud del campo disminuye hasta en un orden de magnitud. Véase fig. a1.7. En la tabla a1.1, se muestran las épocas de polaridad y los breves períodos de polaridad opuesta. Puede observarse que en el Cenozoico la frecuencia de las reversiones es mayor, que en el Mesozoico y Paleozoico, lo que puede deberse a la precisión de los métodos de fechamiento. Además que las únicas medidas de cambios de polaridad son mediante métodos paleomagnéticos, por lo que es crítico establecer si los cambios de polaridad son debidos a cambios geomagnéticos y no a un mecanismo físico de autoreversión, que es observable en ciertas rocas.

Según Irving y Pulliah (1976) existen cuatro métodos para la correlación de la escala de tiempo con los cambios de polaridad:

- 1) directo (edades radiométricas y polaridades conocidas)
- 2) marino (estudios magnéticos marinos)
- 3) escala de tiempo (cocientes de polaridad y escala geológica)
- 4) estratificaciones (estudios en secuencias estratigráficas bien definidas)

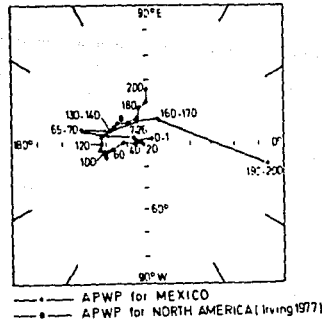


fig.a1.5 Curvas de Deriva Polar Aparente para México y Norteamérica. El asterisco representa el polo medio Jurásico - Cretácico.

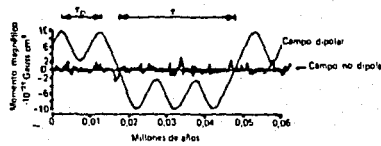


fig.a1.6 Representación idealizada de las oscilaciones del campo dipolar y no dipolar y cómo las fluctuaciones de gran magnitud de éste podrían causar una reversión de polaridad del campo dipolar (Cox,1969).

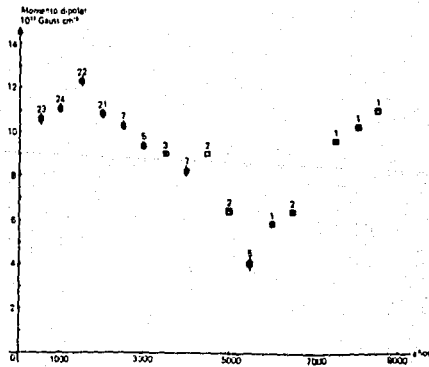


fig.a1.7 Valores del momento del dipolo teórico para los últimos 9,000 años, deducidos de la observación directa (Vestine,1967) y de los estudios paleo y arqueomagnéticos (Cox,1969).

TIME (m.y.)	PALEOMAGNETISM		AGE	EPOCH	PERIOD	ERA
	ANOMALY NUMBER	POLARITY				
1		Normal	CAIABIAN	PLEIS- TO- CENE	QUATER- NARY	C
2		Reversed				
2A		Normal	PLACENZ- IAN	PLIO- CENE	I	E
3		Reversed	ZANCLEAN			
5		Normal	MISSINIAN	M	O	O
3A		Reversed				
4		Normal	TOR- TON- IAN	I	G	Z
4A		Reversed				
10		Normal	SERRA- VALLIAN	C	E	I
5A		Reversed				
15		Normal	LANGHIAN	E	N	Y
5B		Reversed				
5C		Normal	BUR- D- G- G- I- AN	E	A	R
5D		Reversed				
5E		Normal	AOU- T- I- AN- IAN	E	A	R
6		Reversed				
6A		Normal				
6B		Reversed				
6C		Normal				

 normal polarity
  reversed polarity

tabla a1.1 Tabla de Polaridades
 Paleomagnéticas

TIME (m.y.)	PALEOMAGNETISM		AGE	EPOCH	PERIOD	ERA
	ANOMALY NUMBER	POLARITY				
25		Normal	CHA- T- T- IAN	O	L	P
7		Reversed				
7A		Normal	RUP- PELLIAN	E	A	R
8		Reversed				
9		Normal	PRIA- BONIAN	E	O	I
10		Reversed				
11		Normal	BAR- TONIAN	O	C	O
12		Reversed				
13		Normal	LUTE- TIAN	E	M	I
15		Reversed				
16		Normal	YPR- ESSIAN	E	A	R
17		Reversed				
18		Normal	THA- NETIAN	P	A	L
19		Reversed				
20		Normal	DAN- IAN	E	E	A
21		Reversed				
22		Normal				
23		Reversed				
24		Normal				
25		Reversed				
26		Normal				
27		Reversed				
28		Normal				
29		Reversed				

Y su aplicación dependerá del período que se estudie y en algunos casos es posible la combinación de varios de ellos.

También se ha observado que hay cambios reversibles sin llegar a darse un cambio de polaridad completa, que es lo que se conoce como excursiones. Estos son tan breves que no llegan a grabarse en las anomalías magnéticas oceánicas y en muchos casos es difícil asegurar su existencia y no ser debido a errores en el manejo, en la colección o a sedimentación local o efectos tectónicos. También es difícil establecer si son fenómenos globales o únicamente locales. Se estima que la duración de una excursión del campo magnético terrestre es del orden de 1000 años. Durante estos cambios, la intensidad del campo disminuye hasta en un orden de magnitud, aunque se han analizado casos en que se encontró intenso y estable (Shaw, 1975), lo que según el autor sugeriría un tercer estado metaestable.

El análisis de transiciones de polaridad combinadas con fechamientos radiométricos en lavas del Cenozoico Superior, han permitido definir la cronología de las reversiones de polaridad ocurridas en los últimos 3.0 millones de años. Poniéndose en evidencia que durante en dicho lapso hubo períodos del orden de 1.0 millones de años de polaridad predominante (épocas de polaridad), únicamente interrumpida por pequeños períodos de polaridad opuesta del orden de decenas de miles de años (eventos de polaridad). Véase fig. a1.8. Actualmente aún hay gran discusión con respecto a los eventos y se trabajan con un mayor número de datos, pero lo más importante es que en los que a polaridad se refiere, la duración de las épocas magnéticas es del orden de un millón de años y los eventos de polaridad de 20,000 a 50,000 años. También hay evidencias paleomagnéticas de que el campo tuvo diferentes características en cuanto a polaridad en otras épocas geológicas, en particular hay evidencias de que tuvo polaridad reversa durante un lapso del orden de 60 millones de años en el Paleozoico tardío, sólo interrumpido por breves períodos de polaridad normal en la transición Permo-Carbónica y en el Pérmico medio. Lo que demuestra que no ha tenido una polaridad preferencial a través del tiempo y que en tiempos totales las épocas normales y reversas se compensan. Siendo los cambios de polaridad de carácter universal, sirven como marcas de referencia en el tiempo útiles para correlación de formaciones geológicas.

El campo además presenta variaciones temporales de período corto:

a) Variación secular: variaciones lentas y progresivas a través de los años. Se obtiene promediando las componentes por varios días. Los resultados de variación secular, se presentan en mapas de isoporas (líneas que unen puntos de igual variación magnética anual); en ellos se pueden observar zonas de fuerte variación magnética, los focos isopóricos, con dimensiones similares a los del campo no dipolar y que también se desplazan hacia el W con

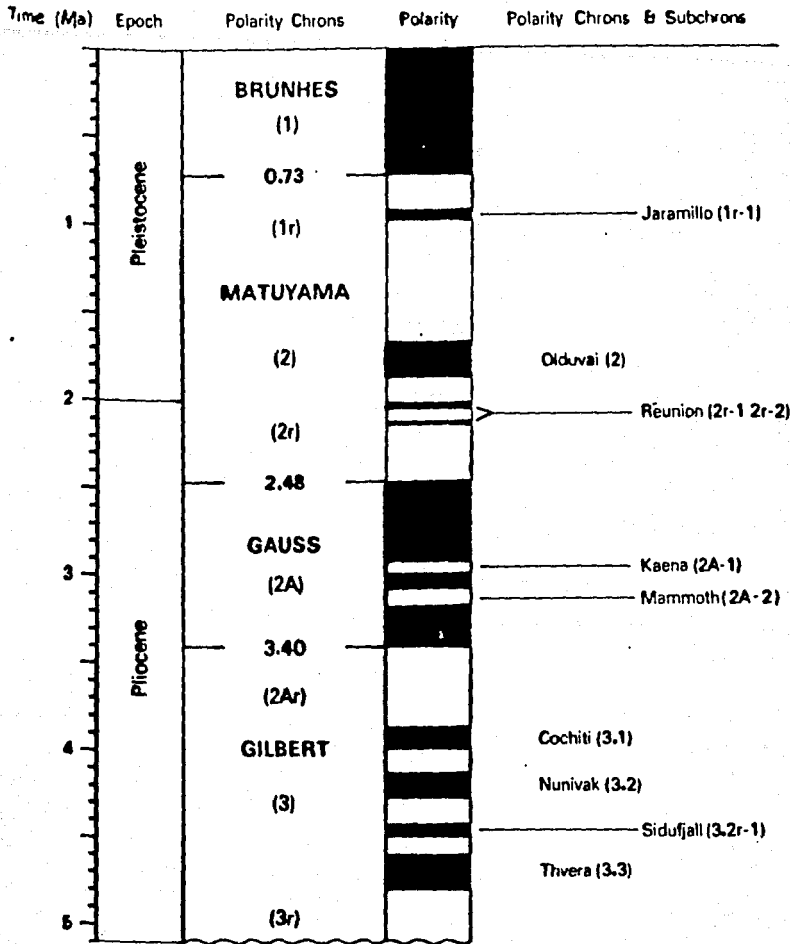


fig. a1.8 Cronología de las reversiones de polaridad del campo magnético terrestre para los últimos 3,0 millones de años (Valencio et., al., 1975)

una velocidad del mismo orden, por lo que se le asocia a las variaciones en el campo no dipolar, aunque más bien como Rikitake (1967) sugiere la variación secular es más bien la suma de varias causas: disminución del campo dipolar (del orden de 5% por año), desplazamiento al W del campo no dipolar, el aparente desplazamiento hacia el Norte del campo dipolar axial y a una variación en la intensidad de los campos estáticos (fig. a1.9 a y b).

b) Variaciones diarias: Superposición de una variación con período de 24 hrs y otros de menor magnitud. Estas variaciones se clasifican además en tres de acuerdo a su origen: solar, lunar y las tormentas magnéticas.

La variación solar diaria tiene un período de 24 hrs y origina una variación en el campo de un 0.05 % en la intensidad del campo y de 5° en la declinación e inclinación. Siendo mayores las variaciones en Verano que en Invierno y también de 50 a 100 % mayor en años de mayor actividad solar.

La variación diaria lunar, con 25 hrs de período, también es mayor en Verano que en Invierno y presenta un cambio progresivo en su carácter durante el mes lunar, en relación regular con las fases.

Y por último las tormentas magnéticas, que son cambios fuertes en el campo magnético terrestre, algunas se inician bruscamente y casi de forma simultánea en todo el globo, pero hay algunas menos intensas que sólo afectan una parte. Se ha observado que tienen una periodicidad de 27 días (período de rotación del Sol) y guardan una estrecha actividad con el ciclo de manchas solares.

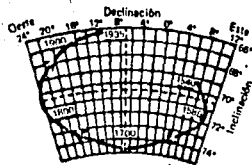


fig.a1.9a Variación secular en la inclinación y declinación magnéticas, registrada en la ciudad de Londres, desde el siglo XVI hasta nuestros días (Howell,1962)

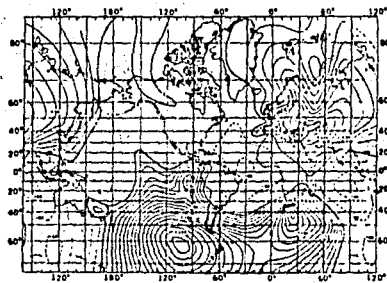


fig.a1.9b Mapa isopórico, expresado en gamas, de la componente vertical del campo magnético terrestre correspondiente al año 1942 (Garland,1971)

Apéndice 2. LA MAGNETIZACION

El campo magnético se produce por el movimiento de carga eléctrica, el cual al más bajo nivel es el producido por el movimiento de un electrón. Así a nivel atómico, todas las sustancias son magnéticas y pueden ser clasificadas en dos tipos:

a) diamagnéticos: que se debe a que poseen las celdas electrónicas completas y la precesión de la órbita del electrón en un campo magnético da como resultado la generación de un campo magnético en dirección opuesta al campo aplicado (fig. a2.1).

b) paramagnéticos: cuyos átomos poseen celdas vacías, por lo que cada átomo tiene un momento magnético debido a los espines no compensados, por lo que los electrones preceden y el momento magnético se alinea en la misma dirección del campo aplicado. Sus susceptibilidades (magnetización adquirida por unidad de campo aplicado) son mayores 10^{-3} a 10^{-5} S.I., mientras que en los diamagnéticos son menores de 10^{-3} S.I.

Dentro de este grupo están los ferromagnéticos, en los cuales la interacción entre los momentos magnéticos de espines no apareados es muy intensa, pues son paralelos, razón por la cual presentan una magnetización espontánea muy fuerte, aún cuando no haya campo magnético externo. Y los antiferromagnéticos, cuyos momentos se aparean no paralelos, por lo que no presentan magnetización espontánea (fig. a2.1).

En los materiales ferromagnéticos, las características de su magnetización se definen por su ciclo de histéresis (fig. a2.2). Fenómeno que consiste en una saturación a partir de un valor del campo aplicado y si se le aplica un campo mayor, al disminuir el campo aplicado la magnetización disminuye por una curva diferente a la que originó la saturación y además a campo cero, el material conserva una cierta magnetización, que será destruída al cambiar de sentido el campo en el valor $-H_c$ que define la fuerza coercitiva. Si se continúa disminuyendo se llegará de nuevo a una saturación, para un campo $-H_s$, si de nuevo se aumenta el campo, al cambiar el sentido, se completará el ciclo de histéresis.

La susceptibilidad inicial del material la da la pendiente de la curva 012 en el origen coordenado, o sea:

$$k_0 = \left. \frac{\partial J}{\partial H} \right|_{H=0}$$

Este fenómeno es el que lleva al concepto de dominio magnético, ya que la saturación se da en campos exteriores más o menos intensos y no a dipolos atómicos paralelos en la red cristalina, ya que esto último, no se cumple en la realidad, pues si fuese así, el momento magnético del material alcanzaría la saturación en campos poco intensos y aún nulos, pero se observa que sólo

adquiere magnetización espontánea en presencia de un campo externo. Y que adquiriría magnetización espontánea sin presencia de un campo exterior al enfriarse a temperaturas menores a la de Curie. Todo lo anterior se justifica por el hecho de que el material este constituido por dominios magnéticos, dentro de los cuales existe un perfecto ordenamiento de los momentos magnéticos atómicos, pero los de los dominios cercanos no son paralelos en presencia de campos de baja intensidad, y aún antiparalelos (caso ideal). Las paredes o zonas de transición que los dividen son las paredes de Bloch y a través de ellas la dirección de los espines de los electrones no apareados debe cambiar continuamente, desde la correspondiente a un dominio magnético hasta la del vecino dominio, por lo que en estas paredes los momentos magnéticos atómicos poseen direcciones muy distintas. La teoría de los dominios magnéticos ha sido comprobada aún en cristal simple. Y el ciclo de histéresis es más sencillo de explicarse en base a desplazamiento de las paredes de Bloch o a la rotación de los momentos magnéticos de sus dominios, bajo los efectos de un campo exterior. Pues el desplazamiento de una pared se realiza en contra de la energía magnetoelástica del cristal (originada en las tensiones mecánicas internas del cristal) y la rotación debe vencer las resistencias originadas en las energías magnetocristalinas, magnetoelástica y las magnetoestáticas (fig. a2.3).

- Magnetizaciones Adquiridas

Además los materiales tienen la propiedad de adquirir magnetizaciones, por lo que la magnetización natural remanente es la suma de la primaria (adquirida al momento de formación), las secundarias y la inducida.

Los mecanismos para adquirirlas, se presentan en la tabla a2.1.

TABLA a2.1. Mecanismos de Adquisición de Magnetizaciones

a) Remanente Térmica: Depende de la composición, forma y tamaño de los granos magnéticos. Se genera al momento de enfriarse la roca a temperaturas menores de la de Curie o de bloqueo. (La temperatura de Curie es aquella a la que los minerales adquieren magnetización espontánea y la de bloqueo a la que aumenta el tiempo de relajación y el magnetismo adquirido se congela). Es una de las magnetizaciones más estables (fig. a2.4).

b) Pseudo - Remanente Térmica: Si la roca se enfría en un campo magnético a menor T que la de Curie de los minerales que la forman (fig. a2.5).

c) Remanente Isotérmica: Cuando un gran campo actúa por un corto tiempo, por ejemplo rocas expuestas a tormentas frecuentes.

d) Química: Es debida al crecimiento de cristales a temperatura constante, siempre menores a la de Curie. Será dependiente de la temperatura y el tiempo. Y el grado de crecimiento también afectará la naturaleza de los granos multidominio o pseudo-dominio-simple, de ahí su capacidad para retener una remanencia química.

e) Viscosa: Se da en todas las rocas, es dependiente del tiempo, del material, del tamaño de grano y su composición, puede ser alterada por muchos factores. Teóricamente el rango de decaimiento de una remanencia pre-existente al ubicarse en campo magnético nulo debe ser similar al de adquisición. Este tipo de magnetizaciones tiene tiempos de relajación muy bajos, por lo que son fácilmente removidas (fig. a2.6).

f) Depositional: Se adquiere por el fenómeno físico de rotación de partículas magnéticas durante la depositación, es dependiente del tamaño de grano y del proceso de depósito. A grano más fino y más lento el proceso de depósito, mayor la estabilidad y mejor el alineamiento del campo.

g) Piezomagnética: Se adquiere al ser sujeta una roca a esfuerzos, depende de los materiales magnéticos constituyentes y de la dirección de los esfuerzos.

h) Anhistórica: Se da cuando el material es sujeto simultáneamente a dos campos : uno constante y otro alterno.

i) Impacto: Se obtiene cuando las partículas magnéticas colisionan por impacto. Este tipo de magnetización puede ocurrir de forma natural por el choque de meteoritos.



fig. a2.1 Arreglo de momentos magnéticos en la estructura cristalina de minerales a) diamagnéticos b) paramagnéticos c) ferromagnéticos d) antiferromagnéticos e) ferrimagnéticos (Bremaecker, 1985)

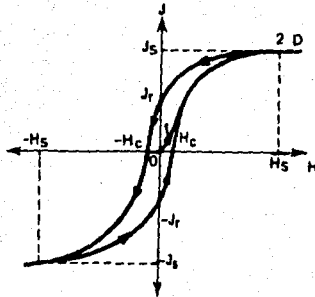


fig. a2.2 Ciclo de histéresis magnética de un material ferromagnético.

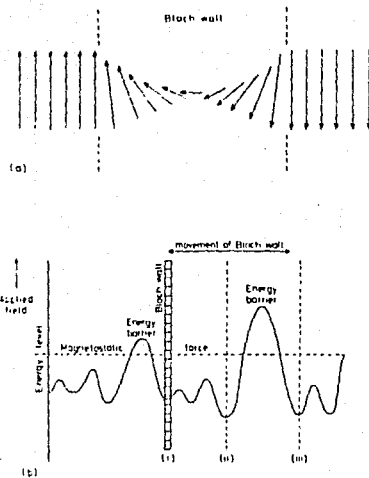


fig. a2.3 Paredes del Dominio Magnético y sus movimientos.

- a) En la pared de un dominio, las direcciones individuales de los espines pueden gradualmente cambiar de la dirección de un dominio al de aquel que le rodea. Cuando un campo es aplicado a un grano las paredes del dominio se mueven de manera que los dominios con magnetización paralela al campo aplicado crecen en volumen.
- b) Estos cambios involucran el cruce de ciertas barreras de energía dentro del cristal. Si el campo aplicado es pequeño, las paredes volverán a su posición original al desaparecer el campo. Si embargo, si el campo aplicado es muy fuerte y aplicado durante un tiempo suficientemente largo, el volver a su posición original les tomará un largo período de tiempo.

(Tarling, 1983)

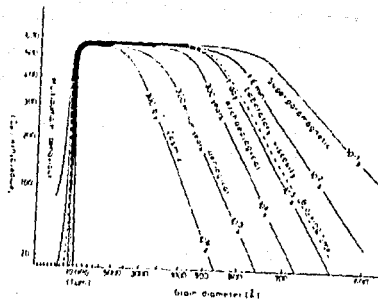


fig.a2.4 La relaciones entre la temperatura, volumen y tiempos de relajación. La gráfica está basada en una titanomagnetita, aunque la forma general y las relaciones son válidas para todos los minerales magnéticos, pero con diferentes valores para diferentes minerales. (Tarling, 1983)

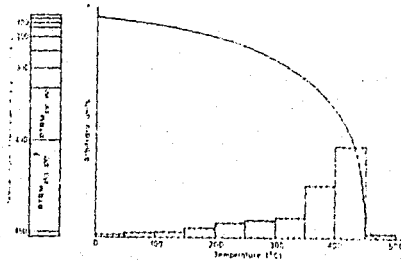


fig.a2.5 Remanencia Térmica y Remanencia Térmica Parcial. Cuando una roca o cualquier otro material es calentado al enfriarse adquiere una magnetización a diferentes rangos de Temperatura sobre la de Curie. La magnetización final es la suma de todas las componentes adquiridas a temperaturas mayores a la de Curie. (Tarling, 1983)

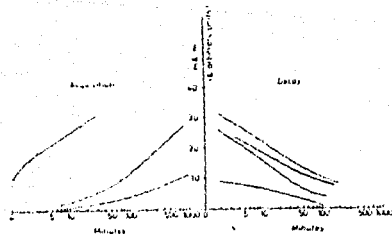


fig.a2.6 Adquisición de Remanencia Viscosa. Aunque la adquisición de magnetización viscosa es teóricamente lineal con el tiempo logarítmico, hay frecuentemente cambios importantes antes de que se sea adquirida. (Tarling, 1983)

Apéndice 3. MINERALES MAGNETICOS

El hierro es un mineral accesorio común en todas las rocas, pero en las terrestres lo son los óxidos e hidróxidos; mientras que en el magma los óxidos de Hierro son los cristales que más rapido se solidifican teniendo temperaturas de solidificación de 1400 a 1600°C, pero los magnéticos es a menos de 1200°C y el magma tiene temperaturas menores a 900°C, de ahí que los óxidos de hierro contengan Titanio formando soluciones sólidas y que puedan representarse en diagramas ternarios FeO-TiO₂-Fe₂O₃, pudiendose reconocer tres series principales:

- a) Titanomagnetitas
- b) Ilmenohematitas
- c) Pseudo brookites

En la figura a3.1 se muestran además tipos de rocas que las contienen.

Las titanomagnetitas, Fe_{3-x}Ti_xO₄ para 0 <= x <= 1, a temperatura ambiente muestran estructura cúbica y forman soluciones sólidas a temperaturas sobre 800°C. En la fig. a3.2, se muestra la relación entre el tamaño de la celda, la temperatura y la composición. En condiciones normales de enfriamiento, las soluciones sólidas de alta temperatura sufren alteración deutérica a magnetita pura con algo de ilmenita o ulvoespinela, de las cuales sólo la magnetita es magnética a temperatura ambiente que será de tipo ferrimagnético con temperatura de Curie de 575°C.

A bajas temperaturas (< 200 °C), la oxidación de la magnetita (subaerea y subacuática), generará maghemita que tiene composición similar a la hematita pero con estructura cúbica de magnetita, y dado esto último, su comportamiento es similar a la magnetita, sólo que su magnetización es destruída a 350 °C, que cambia a hematita con un decremento en su magnetización espontánea de 99.6%.

Las ilmenohematitas Fe_{2-x}Ti_xO₃ con 0 <= x <= 1, forman también soluciones sólidas alrededor de los 900°C, pero tienen una estructura rombohedral y algunas veces hexagonal.

La figura a3.3, muestra como varía su composición con la temperatura y el volúmen de la celda, pero su comportamiento es completamente distinto, siendo antiferromagnéticas para ilmenita x > 0.9, ferrimagnética 0.9 > x > 0.45 y ferromagnética x < 0.4.

La hematita se presenta comúnmente en la magnetización de las rocas ígneas ácidas y sedimentarias. Posee sus cationes de Fe distribuídos en dos latices iguales pero no exactamente antiparalelos, lo que da origen a su magnetización espontánea. A temperaturas menores a - 10°C se vuelve antiferromagnética. Su temperatura de Néel es de 675°C en su estado puro. Su coercitividad depende del tamaño de grano.

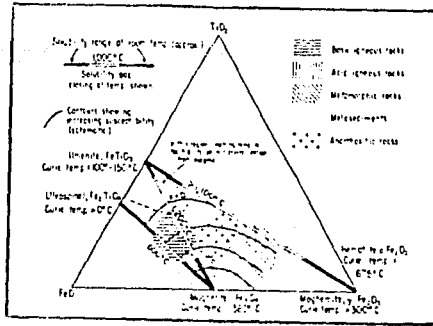


fig. a3.1

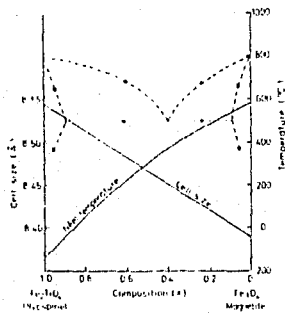


fig. a3.2 Serie de las titanomagnetitas. Las titanomagnetitas a menos que sean enfriadas rapidamente se separan en sus dos componentes finales, la magnetita pura y la ulvoespinela, siguiendo las fases indicadas. Los cambios en su temperatura de Néel y diámetros de celda son mostrados como función de la composición. (Tarling, 1983)

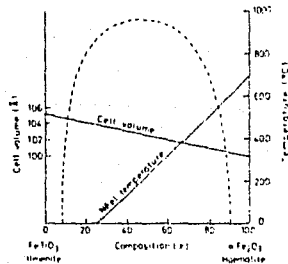


fig. a3.3 Serie de las ilmenohematitas. Las ilmenohematitas se separan en sus componentes finales, hematita y ilmenita. Las fronteras de fases se muestran con líneas punteadas. La variación de temperatura de Néel y volumen de celda se muestran en función de la composición. (Tarling, 1983).

- Hidróxidos Y Carbonatos de Fierro

Básicamente hay cuatro estructuras cristalinas para hidróxidos, la mayoría asociados con rocas intemperizadas, suelos y sedimentos. La más importante es la goetita que es antiferromagnética con temperatura de Néel entre 60 y 170°C, tiene una magnetismo débil con alta anisotropía y como es poco estable al calentamiento en aire convierte a una forma de hematita pobre a temperaturas de 200 a 290°C y a hematita verdadera a temperaturas mayores. Las otras formas son la lepidrococita, atagenita y feroxihita, que pueden ocurrir en forma natural, son paramagnéticas a temperatura ambiente, pero son fuente importante de generaciones posteriores de minerales magnéticos.

Los carbonatos de Fe son la siderita FeCO_3 y ankerita $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$, constituyentes comunes de rocas sedimentarias, todas son paramagnéticas a temperatura ambiente pero contribuyen a las propiedades magnéticas de las rocas, ya que proveen de óxidos de Fierro al sufrir procesos metamórficos o diagenéticos.

Pirrotita: Sulfatos de Fe de varían de composición de troilita a pirita, siendo muy rara la primera en rocas terrestres. La troilita muestra un comportamiento antiferromagnético y tiene una temperatura de Néel de 320°C, y la pirita es paramagnética a temperatura ambiente y muy común en rocas sedimentarias. La greigita ocurre en sedimentos como resultado de actividad microbiana y es reportada como magnética.

- Métodos magnéticos para la identificación de minerales.

Es crítico en paleomagnetismo identificar a los minerales que portan la remanencia, ya que dan evidencia directa de la edad y del mecanismo de la adquisición de la magnetización. Así por ejemplo los minerales asociados al intemperismo es de esperarse que porten magnetizaciones secundarias.

Las técnicas magnéticas de identificación de minerales son baratas y en su mayoría efectivas, pero sólo indican la presencia de un mineral particular. A continuación se presentan brevemente.

* Remanencia isotérmica.

La diferencia entre la susceptibilidad y coercitividad de la hematita y magnetita hace este método muy efectivo para distinguir entre titanomagnetitas y ilmenohematitas pobres en Ti, que son los dos minerales magnéticos más comunes en las rocas terrestres. La técnica consiste en aplicar un campo alterno de

forma creciente, por lo que describirán el comportamiento de la figura a3.4. Este método es muy útil después de haber calentado las muestras ya que indican la razón de cambio de hematita y magnetita cuando ocurren cambios químicos. La ventaja principal es que no involucran ese tipo de cambios, sin embargo el método sólo provee información de composición específica de titanomagnetitas y ilmenohematitas si una concentración pura se obtiene de un peso conocido.

* Histeresis magnética y espectro de coercitividad

El que el momento de saturación y la coercitividad de los minerales magnéticos dependa de su composición significa que el área limitada por un proceso de histéresis está directamente relacionado a una composición magnética específica del mineral magnético y por lo tanto puede usarse para su identificación. El problema es que el proceso de histéresis es afectado por la presencia o ausencia de dominio simple en las partículas y por lo tanto sólo es útil si la composición mineral es conocida y se puede saber la razón entre dominios simples y multidominios. Como el espectro de coercitividad de la hematita puede ser tan grande como 6.5 T, mientras que el de la magnetita es de 0.1 T, la presencia de hematita se indicará normalmente por la presencia de una componente de alta coercitividad al ser aplicada desmagnetización por campos alternos, pero la ausencia de ésta, no implica que no esté presente.

De manera similar la magnetita tiene un alto momento de saturación y se refleja en altas intensidades de magnetización que decrecen como se excede la coercitividad, pero tal comportamiento no implica la presencia de minerales de baja coercitividad de otras composiciones, sin embargo el comportamiento durante la desmagnetización puede ser indicativo de la mineralogía, en especial si se toma en cuenta las características geológicas de la muestra.

* Transiciones a bajas temperaturas

Tanto la magnetita como la hematita sufren cambios en su estructura cristalina bajo enfriamiento y por lo tanto en su estructura magnética. La hematita sufre transición a los -10°C y la magnetita a los -154°C . Por lo tanto la presencia o ausencia de estas transiciones pueden usarse para determinar la presencia de el mineral y la magnitud de la transición será indicativa del porcentaje del mismo.

* Temperatura de Curie

Cada composición específica de un mineral tiene una temperatura de Curie única, por lo que la determinación de esta temperatura es indicativa de la presencia de un mineral y puede ser usado para distinguirlo. El procedimiento consiste en calentar el espécimen bajo la acción de un fuerte campo magnético y monitorear la magnetización, con ello se obtiene una gráfica del cambio en el momento de saturación durante el enfriamiento y el

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

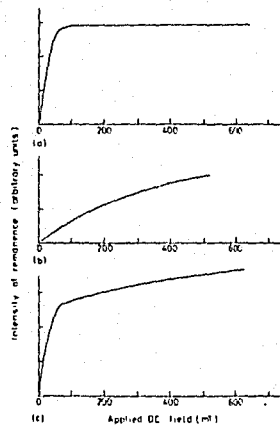


fig. a3.4 Curvas de Remanencia Isotérmica. a) Magnetita
b) Hematita c) Magnetita y hematita.
Al estar presentes los dos minerales, como la magnetita
tiene un momento de saturación mayor, ella domina
en las curvas, aún cuando su porcentaje sea bajo.
(Tarling, 1983)

calentamiento (fig. a3.5). La presencia de más de un mineral magnético, trae como consecuencia la determinación de un menor punto de Curie, por lo que deben de hacerse un ajuste de tipo matemático. El calentamiento puede ocasionar cambios químicos que originen nuevos minerales magnéticos y por lo tanto la curva no es confiable, lo que normalmente se controla midiendo la susceptibilidad de la muestra paso a paso.

* Análisis Químicos:

Se pueden utilizar métodos vía húmeda o seca, tanto para determinar el hierro como las razones férrico/ferroso. Siendo el problema fundamental el determinar la fracción magnética de dichos componentes. La desmagnetización química principalmente depende del hecho de que los granos menores se disuelven más rápidamente que los grandes, tanto como mayor sea su área superficial por unidad de volumen. Pero para granos de igual tamaño y grado de cristalización, la razón de disolución depende de la composición de los granos. La siguiente relación, muestra la solubilidad para un ácido (35 % acético y 25 % clorhídrico):

magnetita > ilmenohametita > hemoilmenita > rutilo - esfena

Y

magnetita > goetita > hematita

La magnetización química por lo tanto puede aislar la remanencia asociada con minerales específicos y por su solubilidad se puede estimar la mineralogía presente. Pero la técnica se encuentra muy restringida por los tamaños de grano y por la permeabilidad de las rocas.

El calentamiento como ya antes se mencionó genera cambios químicos en sus minerales (magnéticos y no magnéticos), destruyendo y generando minerales magnéticos a ciertas temperaturas, las cuales se pueden usar para determinar la mineralogía involucrada.

El método más simple es emplear los estudios de magnetización de saturación como función de la temperatura, la tabla a3.1, muestra una pequeña variedad de cambios termoquímicos, las temperaturas precisas a las que se efectúan los cambios son variables, dependen del tamaño de grano, el rango de calentamiento, tamaño de la muestra, grado de cristalización. Es bueno complementar este método con el de remanencia isotérmica, después de haber calentado las muestras.

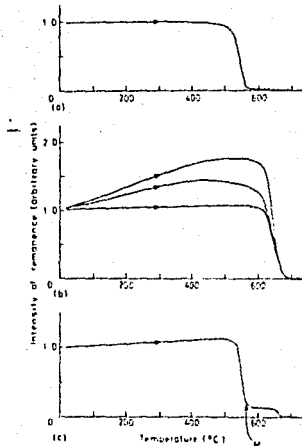


fig. a3.5 Curvas termomagnéticas para uno y dos sistemas minerales. La intensidad se encuentra en unidades arbitrarias y la concentración de los minerales ferromagnéticos no es comúnmente bien conocida.
 a) Curva termomagnética típica de magnetita natural mostrando una temperatura de Curie de 575 C.
 b) Las curvas de la hematita son algo variables, ya que normalmente los campos disponibles no son capaces de saturar la magnetización de la muestra. Tienden a ser las curvas más planas a mayores campos aplicados.
 c) Al tener ambos minerales, como la magnetita tiene una mayor magnetización de saturación que la hematita, la curva termomagnética es dominada por el contenido de magnetita. (Grommé et al., 1979; Moskowitz, 1981)

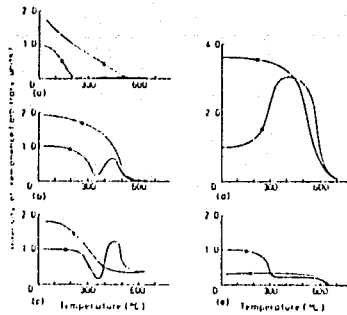


fig. a3.6 Curvas termomagnéticas que muestran reacciones termoquímicas con minerales magnéticos. El rango de posibles reacciones como puede verse en la tabla 3.1 es grande y dependiente de una gran variedad de factores. Los ejemplos mostrados están en unidades arbitrarias. a) Separación de titanomagnetita rica en Ti en magnetita pura. b) Oxidamiento de titanomagnetita pobre en Ti para formar maghemita. c) Titanomagnetita pobre en Ti formadora de titanohematita y hematita. d) Siderita convirtiéndose en magnetita d) maghemita convirtiéndose a hematita. (Tarling, 1983)

Table 3.1 Thermomagnetic reactions involving magnetic minerals

Initial mineral	Alteration products at temperature (°C)	
Iron ores		
Titanohematite/magnetite	Magnetite	< 300
Magnetite	Maghemite	150-250
Ilmenite	Magnetite	> 300
Pyrite	Magnetite	300-500
Maghemite	Hematite	300-500
Magnetite	Hematite	> 500
Pyrrhotite	Magnetite	< 600
Sulfide ores		
Sulfide	Magnetite	< 200
Epithermal	Maghemite	220-270
Low- <i>T</i>	Hematite	200-600
Maghemite	Hematite	100-450
Pyrite	Magnetite	300-500
Magnetite	Hematite	> 500
Hematite	Magnetite	< 550

fig. a3.7 Reacciones termoquímicas con minerales magnéticos

APENDICE 4. Desmagnetización mediante Campos Alternos. Obtención de las Componentes de Magnetización.

- Desmagnetización mediante campos alternos.

El método consiste en aplicar un campo débil a la muestra, causando que los granos de menor o igual coercitividad a la del campo aplicado se alineen a él, al reducirse el campo la magnetización de estas partículas se deja en posiciones al azar, por lo que sólo quedarán las remanencias de las partículas con coercitividades mayores que la del campo aplicado.

Incrementos sucesivos en el campo aplicado, midiendo la remanencia después de cada incremento, permite obtener el espectro de coercitividad, al graficarla contra el campo aplicado (por ejemplo la magnetización remanente de la magnetita, titanomagnetita y pirrotita desaparece entre los 0 y 1000 Oe, en cambio la serie de las ilmeno-hematitas requieren de campos mayores).

Como también se mide su dirección es posible representarla en una red estereográfica, usualmente la de Schmidt, siendo círculos rellenos en el caso de inclinaciones positivas y los abiertos las inclinaciones negativas.

- Obtención de las componentes de magnetización.

Una herramienta muy utilizada son los diagramas de Zijderveld que combinan en el mismo diagrama intensidad y cambios en la dirección. El punto final del vector de desmagnetización es proyectado como dos puntos en dos planos ortogonales, el plano horizontal que contiene el vector $(X^2 + Y^2)^{1/2}$ y el vertical $X(X^2 + Z^2)^{1/2}$ o $Y(Y^2 + Z^2)$.

Donde X, Y y Z son las componentes referidas a los ejes coordenados. ($X = M \cos I \cos D$, $Y = M \cos I \sin D$ y $Z = M \sin I$) Normalmente X y -X representan N y S y Y y -Y E y W. Véase fig. 4.1. La distancia al origen es proporcional a la intensidad. Por lo que en el proceso de desmagnetización se formarán trayectorias sobre los dos planos de acuerdo a los cambios en declinación, inclinación e intensidad. La proyección sobre el plano horizontal se representa comúnmente por círculos cerrados y sobre el plano vertical por círculos abiertos.

El caso más simple que es el de remover una magnetización secundaria J_s sin alteración de la primaria J_p , o sea cuando los espectros de coercitividad no coinciden (fig. 4.2a), la trayectoria serán dos líneas rectas como se observa del dibujo, y la primaria es la que finalmente se dirige al origen. La dirección e intensidades de las componentes primarias y secundarias se pueden obtener de los ángulos que las rectas forman con los ejes del diagrama.

Este caso es prácticamente ideal, lo más común es que presenten traslape los espectros de coercitividad, véanse fig. 4.2b y c, en el caso de un traslape parcial (caso b) es posible determinar las dos componentes, extendiendo las líneas rectas y tomando como referencia su intersección. Las líneas rectas representan una magnetización constante que está siendo removida, y no necesariamente se está removiendo una magnetización secundaria.

El problema general de resolver las direcciones de dos magnetizaciones sobrepuestas se encuentra en varios estados de complejidad. Si un punto final estable es observado, osea una dirección de remanencia sobre un cierto campo o temperatura, las dos direcciones en principio pueden ser resueltas, lo que también es posible si hay un rango en temperaturas o campos sobre los cuales J_p es constante. Véase fig. 4.3.

Aunque normalmente en los estudios paleomagnéticos la dirección de J_p es la de principal interés, hay casos en los que es importante documentar la J_s . En el caso más simple que es el de una magnetización primaria con una secundaria sobrepuesta, el procedimiento anterior falla para establecer la J_s en gran variedad de circunstancias, por ejemplo si ambos espectros de coercitividad tienen el mismo límite inferior pero J_p tiene un límite superior mayor, si el nivel de ruido en el magnetómetro se alcanza antes que un punto final estable ha sido alcanzado o si los espectros de coercitividad cubren el mismo rango.

En estos casos es recomendable el uso de círculos de remagnetización. Si J_p y J_s están siendo desmagnetizadas simultáneamente los vectores resultantes después de cada desmagnetización definen un círculo mayor en la red estereográfica, el círculo de remagnetización. Mientras que las direcciones primarias y secundarias pueden ser definidas en forma única si un punto final estable es encontrado, con rangos de coercitividad apropiados, ellos no están definidos por el círculo de remagnetización, pero deben de encontrarse en algún lugar sobre de ellos.

Si un estrato rocoso está magnetizado uniformemente, y posee una magnetización remanente natural primaria y secundaria, los círculos de remagnetización obtenidos al desmagnetizar diferentes muestras coincidirán, pero si existe dispersión en alguna de las componentes de la magnetización, los círculos no coincidirán pero tenderán a converger en un punto. Este punto o su antipolo, indica la dirección de una de las magnetizaciones. Este método también es usado para dispersiones de origen estructural, vease fig. 4.4. En esta aplicación hipotética las direcciones primaria y secundaria pueden ser determinadas por la convergencia de los círculos de remagnetización antes y después del pliegue.

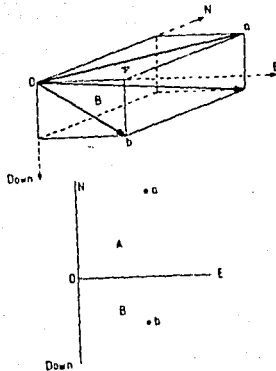


fig. a4.1 Representación de las direcciones de la MRN en diagramas de Zijderveld

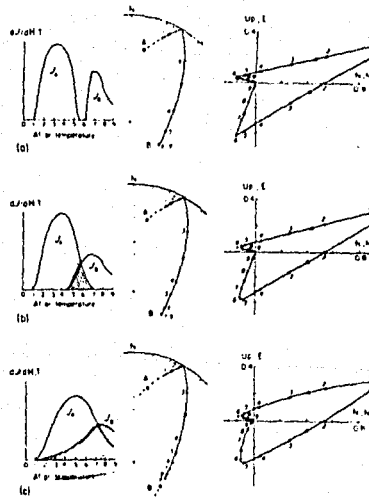


fig. a4.2 Ejemplos de espectro de coercitividad o temperatura de bloqueo y comportamiento de la MRN al ser desmagnetizado en la proyección estereográfica y en el diagrama de Zijderveld
 a) Sin traslape espectral
 b) Traslape espectral parcial
 c) Traslape espectral total

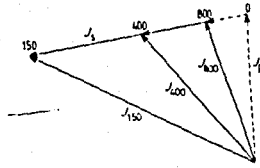


fig. a4.3 Determinación de la dirección e intensidad de la MRN secundaria cuando la magnetización primaria es constante en un rango de campo alterno aplicado

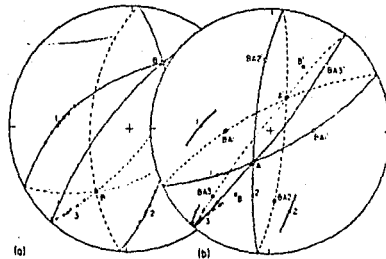


fig. a4.4 Convergencia de círculos de remagnetización. Los diagramas de Wulff ilustran esquemáticamente como las direcciones y las edades relativas de dos componentes de magnetización pueden ser resueltas cuando al desmagnetizarse generan arcos de círculos mayores, pero no puntos finales estables. En el ejemplo hipotético dado, los círculos de remagnetización son definidos por muestras de tres sitios (1,2,3) en un área estructuralmente perturbada. Las flechas indican el sentido de recorrido al ser desmagnetizadas; curvas discontinuas y continuas muestran los círculos en los hemisferios inferiores/superiores; los puntos vacíos y rellenos las magnetizaciones reversas o normales. En a) B y Bn son las intersecciones de los círculos de remagnetización antes del despliegue estructural. b) A y An son las intersecciones después del despliegue estructural y BAI y BAIIn son las posiciones de los polos B y Bn para el sitio 1, etc. Sobre cada uno de los tres círculos mayores en b hay dos posibles direcciones de las componentes primaria y secundaria rotada. La ambigüedad es eliminada ya que los datos que definen estos círculos deben caer entre las direcciones primaria y secundaria verdaderas. De ahí que A y B son respectivamente las direcciones de las componentes primaria y secundaria.

Otro método empleado para extraer las direcciones y magnitudes de las magnetizaciones primaria y secundarias es el analítico, expuesto por Stupavsky y Symons (1978). Ellos asumen que las componentes de la magnetización remanente natural decaen exponencialmente con el campo alterno aplicado y por lo tanto el vector resultante R puede expresarse como:

$$R_b = J_p \exp(-0.7 B / B_p) + J_s \exp(-0.7 B / B_s)$$

donde J_p y J_s son vectores constantes que representan la magnetización primaria y secundaria y B_p y B_s son los campos alternos necesarios para reducir J_p y J_s a la mitad de sus valores iniciales. El método de mínimos cuadrados es empleado para hallar los mejores valores de J_p y J_s para diferentes valores del campo aplicado B . Y B_p y B_s , son calculados mediante iteraciones. También se calculan parámetros de precisión para los valores de P y S calculados, así varios modelos con más de dos componentes pueden ser probados y el de mejor significancia estadística es el elegido.

El caso más complejo es en el que hay más de 2 componentes de magnetización involucradas, lo que no es un caso poco común y en el que es difícil separarlas. Hoffman y Day (1978) describieron una técnica para resolverlas. Ellos grafican el vector diferencia en la red estereográfica. La base del método para tres componentes se ve en la fig. 4.5. La primera parte es cuando no hay traslape en el espectro de coercitividad, como puede observarse, las tres direcciones son claramente distinguibles. En el segundo caso A traslapa con B, pero no con C y éste también lo hace con B. La dirección B es indicada por una discontinuidad en la trayectoria de los vectores diferencia, cada segmento de la cual es un círculo mayor. Y en el último caso al traslaparse todos los espectros, la trayectoria se suaviza, pudiéndose recuperar la dirección B por extrapolación de los dos segmentos de los círculos mayores.

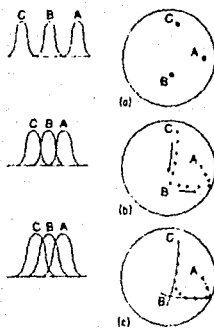


fig. a4.5 Diagramas que muestran espectros de coercitividad o temperatura de bloqueo y los correspondientes vectores diferencia para tres componentes de remanencia A, B y C con diferentes grados de traslape.

Apéndice 5. LA ESTADISTICA EN PALEOMAGNETISMO Y SUS APLICACIONES A TECTONICA

Dada la naturaleza de los datos paleomagnéticos es necesario utilizar métodos estadísticos para su adecuada interpretación. El primer problema al que se enfrenta uno al tratar con datos paleomagnéticos es su confiabilidad. Para ello es necesario considerar el mayor número de muestras y que éstas sean representativas y poco metamorfizadas.

Además el registro paleomagnético en una roca está expuesto a variaciones de tipo estadístico como son: las variaciones en el campo geomagnético, la influencia de la anisotropía, en el sistema de registro, como también en el método de medición.

Pero el problema no queda únicamente en los métodos de muestreo o de medición, sino que en el caso de estos datos y su aplicación a tectónica se involucra además la confiabilidad en los datos con que se comparan los obtenidos, en base a la edad que se da o tienen las muestras colectadas. Aquí es donde es muy importante la magnetoestratigrafía, ya que no todas las muestras podrán ser fechadas y como se verá a continuación no es problema de fácil resolución, ya que las correcciones que sean aplicadas a los datos podrán ayudar o complicar terriblemente la solución.

Es interesante la cantidad de métodos desarrollados para disminuir incertidumbres en los datos o simplemente ayudar a una mejor interpretación de los mismos. Pienso que será una tarea sin fin y que cantidad de nuevos métodos podrán ser aplicados a los datos paleomagnéticos para poder asegurar con mayor certeza las afirmaciones que se hagan con dichos datos, o encontrarán nuevas interpretaciones para aquellos muy complejos, pero llenos de valiosa información. A continuación se hace una presentación de la estadística utilizada para interpretar los datos, la de Fisher, con la correspondiente corrección de Demarest y los métodos propuestos por McDonald para poder identificar una rotación tectónica aparente.

La estadística utilizada para determinar direcciones medias en los vectores de magnetización como en los polos paleomagnéticos es de tipo bidimensional. Siendo la más utilizada la de Fisher(1953), basada en suponer a los vectores de magnetización distribuidos en la superficie de una esfera.

Otra técnica es la de Roberts y Ursell(1960), en ella suponen a las desviaciones del vector de magnetización como la suma de un número infinito de desplazamientos angulares al azar sobre la superficie de una esfera.

Y por último se encuentra la distribución normal bidimensional, la que sólo se utiliza si el análisis queda confinado a una pequeña porción de la superficie esférica.

La distribución Fisher como ya se mencionó es la más usada ya que permite una fácil comparación entre las direcciones de los vectores de magnetización, estimar una dirección media y calcular el grado de precisión logrado.

Fisher ve a las direcciones de los vectores de MRN (magnetización remanente natural) de varios especímenes como puntos en la superficie de la esfera con una distribución probabilística:

$$P(\theta) = \frac{k}{4\pi \sinh(k)} \exp(k \cos(\theta)) \sin(\theta) d\epsilon \quad \dots a5.1$$

donde $\sin(\theta) d\epsilon d\theta$ es la diferencial de área sobre la superficie de una esfera unitaria

θ es el ángulo entre la dirección medida y la verdadera
 k es un parámetro que indica la agrupación de las direcciones, siendo 0, si éstas están al azar y mayor mientras más agrupación existe

La dirección media puede calcularse mediante las siguientes fórmulas:

$$D = \tan^{-1} \frac{\sum m_i}{\sum l_i} \quad I = \frac{\sin^{-1} \sum n_i}{R} \quad \dots a5.2$$

donde $R = \sqrt{(\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2} \dots a5.3$
 y l_i, m_i, n_i son los cosenos directores de la iésima dirección

Fisher demostró que la estimación del parámetro de precisión es:

$$k = (N - 1) / (N - R) \quad \dots a5.4$$

cuando se conoce la dirección verdadera

y su mejor estimación es $k' = N/N - R \cos(\omega)$

es ω el ángulo entre la dirección verdadera y las medias estimadas.

Para familiarizarse más con Θ es bueno estimar la probabilidad de que una dirección observada haga un ángulo Θ o más con la dirección verdadera

$$\begin{aligned} \text{si } k > 3 \quad P(\Theta > \Theta_0) &= \exp(-k(1 - \cos(\Theta_0))) \quad \dots a5.5 \\ 1 - \cos(\Theta_0) &= \frac{-\ln(P(\Theta > \Theta_0))}{k} \end{aligned}$$

Para poder estimar de forma cualitativa y cuantitativa el grado de dispersión, es posible calcular un semiángulo de un cono circular situado alrededor de R, que agrupe a los puntos a un nivel de confiabilidad dado, que cuando $k > 3$ está dado por:

$$\cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N - R}{R} \left\{ (1/P)^{N-1} - 1 \right\} \quad \dots a5.6$$

Siendo comúnmente tomado $P=0.05$, osea un cono de confianza de α_{95}

Si la dirección media D_m, I_m es convertida al polo paleomagnético el círculo α_{95} de confianza se convierte en un óvalo y los errores en las direcciones medias serán:

$$d I_m = \alpha_{95} = d D_m \cos I_m \quad \dots a5.7$$

Y el error en la $d I_m$ corresponde a un error en la colatitud dada por

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + \cos^2 \theta) \quad \dots a5.8$$

y a un error dm en la dirección perpendicular al meridiano dada por

$$dm = \frac{\alpha_{95} \sin \theta}{\cos I_m} \quad \dots a5.9$$

lo que es debido a la transformación dipolar, ya que bajo una transformación dipolar un conjunto de direcciones con distribución Fisher no pueden en general transformarse a un conjunto de VGP con distribución Fisher, sino que son una distribución oval.

Demarest en 1983, mostró que los errores introducidos a los límites de confianza de las declinaciones e inclinaciones han sido exagerados, la figura 6.1 muestra la relación entre el cono de confianza para la dirección del campo magnético y los límites de confianza para la declinación e inclinación.

Las ecuaciones de las curvas de declinación e inclinación constante son:

$$\hat{D} = a \operatorname{sen}(\alpha_{95} / \cos I_0) \quad \dots a5.10$$

$$\hat{I} = \alpha_{95} \quad \dots a5.11$$

donde α_{95} es el radio angular del cono de confianza de 95% e I_0 la inclinación de la dirección media y \hat{D}' y \hat{I}' son los límites que corresponden al círculo de 95% de confianza.

Otros autores usan otra forma de

$$\hat{D}'' = \alpha_{95} / \cos I_0 \quad \dots a5.12$$

que se aproxima mucho a \hat{D}' para valores pequeños de \hat{D} .

Al ver la figura a5.1a se observa que las curvas de las ecuaciones a5.10 y a5.11, no dan límites de confianza del 95 % para la declinación e inclinación, sino que es mucho mayor ya que la región achurada contiene al cono del 95 % de confianza más un área adicional. La figura a5.1b muestra además la división de la red estereográfica en 9 regiones, mostrando cada una la probabilidad de que caiga la dirección verdadera en dicha región. Se observa también que la probabilidad de que caiga en la región achurada es de 97.8 % aproximadamente, dependiendo del valor de I_0 , D_0 , α_{95} y N . Y que las líneas $D = D_0 \pm \hat{D}'$ tanto como las $I = I_0 \pm \hat{I}'$ encierran una probabilidad del 98.8%, lo que niega que \hat{D}' y \hat{I}' den límites de confiabilidad del 95% para D e I .

En el caso de la distribución Gaussiana bidimensional en un plano se puede demostrar que las regiones $D = D_0 \pm \hat{D}'$ e $I = I_0 \pm \hat{I}'$ corresponden a una probabilidad del 98.5%. Similarmente los límites verdaderos para una distribución Gaussiana en 2 dimensiones plana son solo 80% del \hat{D}' o \hat{I}' . El factor de corrección Gaussiano preciso se determina por la distribución como:

$$\hat{D} / \hat{D}' = \hat{I} / \hat{I}' = \sqrt{\chi^2(1, .05) / \chi^2(2, .05)} = .800818 \quad \dots a5.13$$

donde \hat{D} y \hat{I} definen los límites de confianza de D e I al 95 %.

Y la actual distribución de probabilidad utiliza la distribución Gaussiana plana sólo para grandes valores de N o valores pequeños de α_{95} y \hat{D}' .

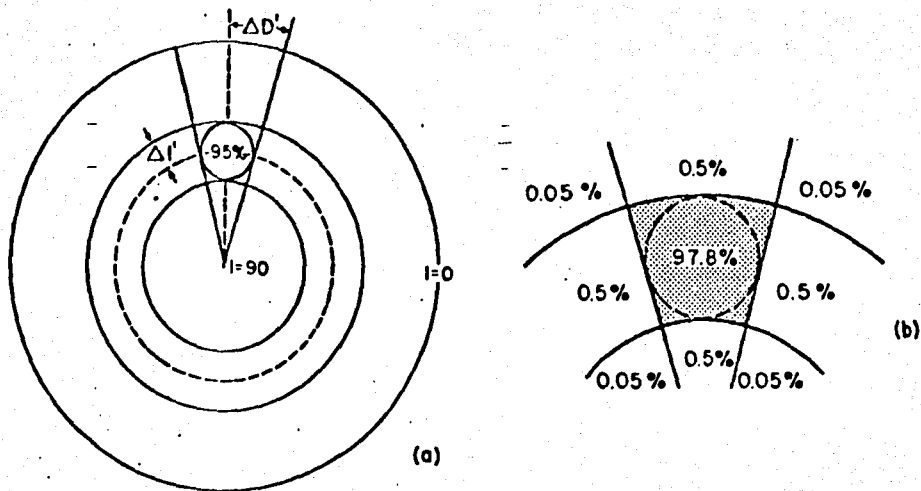


fig. a5.1 Representación estereográfica del cono de 95 % de confiabilidad para la dirección del campo paleomagnético. Mostrando ΔD y ΔI , referidas como límites de 95 % de confiabilidad.
 b) Probabilidades de que la dirección actual del campo caiga en cada una de las nueve regiones que definen estas curvas. Valores precisos pueden variar de los de este ejemplo (Demarest, 1983).

Otra forma de solución analítica se puede obtener asumiendo que las direcciones describen puntos en un plano más que en la superficie de una esfera. Esto se ha demostrado (Clark & Robinson 1981) si la dispersión de datos es pequeña y la inclinación paleomagnética no es cercana a la vertical. La corrección es en este caso:

$$\bar{D} / \bar{D}' = \bar{I} / \bar{I}' = t(2N-2; 0.025) / 2F(2M, 2N-2; 0.05) \quad \text{..a5.14}$$

donde $t(n, p)$ es el valor de la distribución t para estudiantes con n grados de libertad que serán excedidos con probabilidad p y $F(n_1, n_2; p)$ es el valor de la distribución F con n_1, n_2 grados de libertad que serán excedidos con probabilidad p .

Pero debe recordarse que esta solución analítica sólo es válida para θ pequeños y valores de I no cercanos a 90° , siendo en estos casos sólo válida la aproximación por integración numérica de la distribución de probabilidad sobre la superficie de una esfera unitaria.

La tabla a5.1, da los factores de corrección obtenidos de la ec. a5.13.

TABLA a5.1

N	D / D'
2	0.7
3	0.75
4	0.76
5	0.77
6 - 8	0.78
9 - 21	0.79
22 -	

En el caso de que la ecuación anterior no pueda aplicarse, los pasos a seguir para obtener las direcciones medias de D e I , o sea D_0 e I_0 , será mediante integración numérica de las siguientes funciones:

$$\langle D \rangle = \iint D \rho(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \text{..a5.15}$$

$$\langle I \rangle = \iint I \rho(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \text{..a5.16}$$

$$\text{donde } \rho(I, D) = \frac{N-1}{2\pi} \frac{(N-R)^{N-1}}{(N-Rc)} \quad \text{..a5.17}$$

donde $c = \cos \theta$ y θ es el ángulo entre la dirección medida y la verdadera

Los límites de integración para D son $D_0 \pm \pi$ y para I son $\pm \pi/2$, mientras $\langle D \rangle = D_0$, $\langle I \rangle$ no es necesariamente igual a I_0 .

Las varianzas estarán dadas por

$$\sigma_D^2 = \iint (D - D_0)^2 P(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \dots a5.18$$

$$\sigma_I^2 = \iint (I - \langle I \rangle)^2 P(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \dots a5.19$$

Para los límites de confianza de 95%, ΔD se obtiene al resolver la integral:

$$0.95 = \int_{D_0 - \Delta D}^{D_0 + \Delta D} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} P(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \dots a5.20$$

dado que $P(I, D)$ no es simétrica respecto a I_0 hay varias posibilidades para los límites de confianza de I y por lo tanto se calcularán separadamente los límites superior e inferior.

$$0.025 = \int_{-\pi/2}^{\hat{I}_1} \int_{D_0 - \pi}^{D_0 + \pi} P(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \dots a5.21$$

$$0.975 = \int_{-\pi/2}^{\hat{I}_2} \int_{D_0 - \pi}^{D_0 + \pi} P(I, D) \cos I \, dI \, dD \quad \dots a5.22$$

Siendo un buen límite de confianza $\Delta I = (\hat{I}_2 - \hat{I}_1)/2$

Pero debe recordarse que si $\theta_{95} \leq 90 - I$, la declinación queda definida pobremente.

El método numérico usado para evaluar estas ecuaciones es el de Simpson y los límites de integración por la interpolación de Aitkin-Hermite de valores integrales tabulados.

En las figuras a5.2 a a5.5 se muestran las incertidumbres con las ecs. a5.10 y a5.11 y con las ecs. a5.19 a a5.21 tanto para polos como para direcciones medias, graficándose $\Delta D / \Delta D'$ y $\Delta I / \Delta I'$ contra θ_{95} .

Puede verse en las figuras a5.2 y a5.3 que el factor de corrección $\Delta D / \Delta D'$ (tabla a5.1) es bueno si $\theta_{95} < 15^\circ$ e $I_0 < 90 - 2\theta_{95}$.

Las figuras a5.4 Y a5.5 son para la inclinación y se ve que la figura a5.2 es similar a la a5.3 y por lo tanto la tabla a5.1 es una buena aproximación. En el caso de posiciones polares paleomagnéticas no es buena, más que si $\theta_{95} < 10^\circ$ e $I_0 < 70^\circ$.

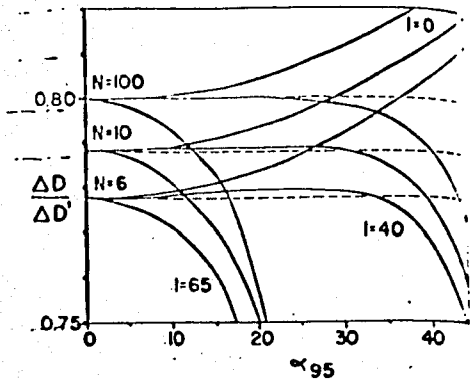


fig. a5.2

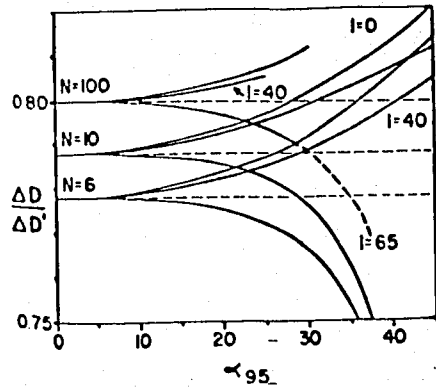


fig. a5.3

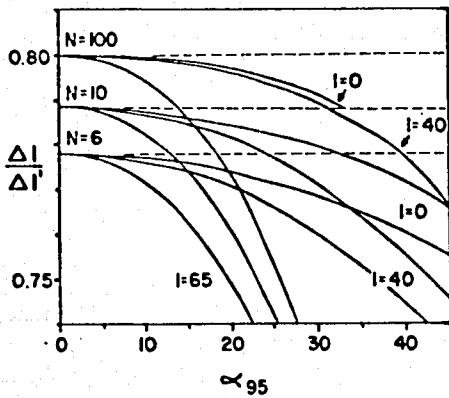


fig. a5.4

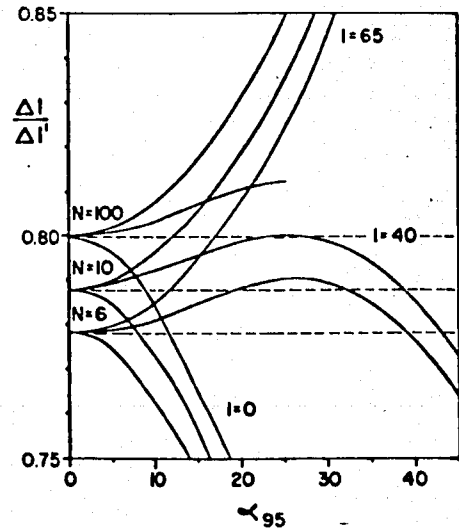


fig. a5.5

figs. a5.2, a5.3, a5.4 y a5.5. Radios de 95 % de confiabilidad entre los valores dados por Demarest y los calculados por Fisher. Las líneas discontinuas muestran la aproximación dada por la ec. a5.13

- Aplicaciones Tectónicas

El paleomagnetismo fue la rama de la geofísica que mayormente apoyó la teoría de la deriva continental, ya que aportó gran cantidad de datos basados en que el conocimiento de la dirección de la remanencia primaria de las rocas; ya que era posible calcular su posición polar que debía coincidir con el polo geográfico. A este polo se le llamo polo paleomagnético.

La inclinación del campo magnético suponiéndolo geocéntrico dipolar y axial varía con la paleolatitud geográfica, de acuerdo con la siguiente expresión (fig. a5.6):

$$\tan I = 2 \tan \lambda \quad \dots a5.23$$

Si se conocen la longitud y la latitud geográficas del lugar de muestreo y la dirección promedio de la remanencia primaria de la formación (D, I), es sencillo calcular la posición del polo paleomagnético, λ_p, ψ_p véase figura a5.7.

Las expresiones de las coordenadas del polo paleomagnético son:

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D \quad \dots a5.24$$

$$\phi_a = \phi_s + \beta \quad \text{si } (\cos p > \sin \lambda_s \sin \lambda_a) \quad \dots a5.25$$

$$\phi_a = \phi_s + (180 - \beta) \quad \text{si } (\cos p < \sin \lambda_s \sin \lambda_a) \quad \dots a5.26$$

$$\sin \beta = \sin p \sin D / \cos \lambda_a \quad \dots a5.27$$

Si α_{95} es el radio del círculo de confianza de la dirección de la remanencia promedio de la formación, alrededor de la posición del polo paleomagnético calculada, se definirá a su vez un óvalo de confianza cuyos ejes serán:

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) \quad \dots a5.28$$

$$dm = \alpha_{95} \sin p / \cos I \quad \dots a5.29$$

donde dp es el eje mayor del óvalo y se representa a lo largo de la circunferencia máxima definida por las posiciones del lugar de recolección y el polo paleomagnético calculado y dm es perpendicular a éste.

Al utilizarse la dirección media de la magnetización remanente mediante la estadística Fisher, se puede obtener el polo paleomagnético. O utilizar los polos geomagnéticos virtuales a cada unidad de tiempo de la formación aplicando la estadística de

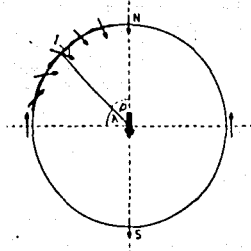


fig.a5.6 Direcciones del campo dipolar en la superficie de la Tierra sobre un meridiano. Se muestra las relaciones entre los ángulos I , λ y p .

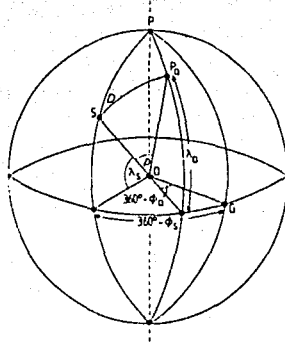


fig.a5.7 Geometría para el cálculo de las posiciones polares. P es la posición actual del polo. S es el sitio de muestreo. P_0 es el antiguo polo. PG es el meridiano de Greenwich.

Fisher, dando a cada polo peso unitario, donde la dirección verdadera del polo caerá dentro del círculo de confianza de radio α_{95} .

Una forma práctica de calcular la posición del polo paleomagnético es mediante una red estereográfica. Véase la figura a5.8.

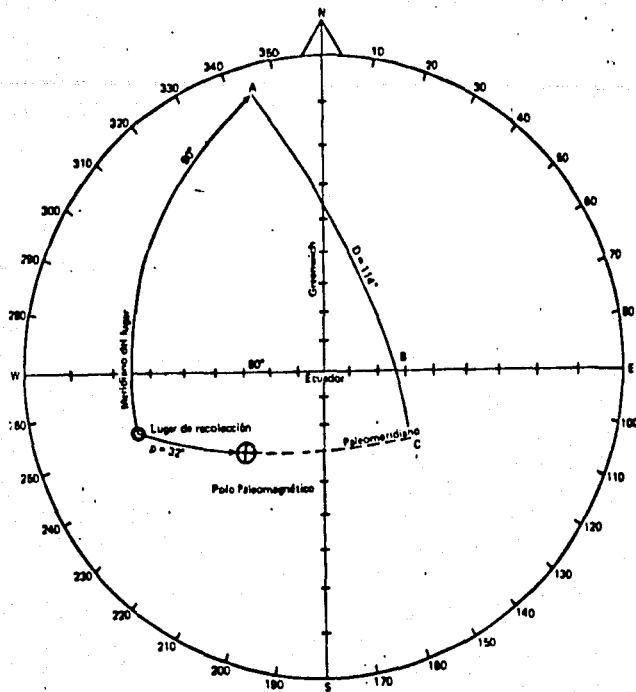


fig.a5.8 Método práctico de calcular la posición del polo paleomagnético de una formación mediante el uso de la red estereográfica

Supóngase que la dirección de la magnetización remanente media es $D, I = (114^\circ, 72^\circ 30')$ y las coordenadas del lugar de recolección $m, \phi_m = (17^\circ S, 65^\circ W)$

En la red estereográfica se han tomado por comodidad las líneas N-S, E-W como representativas del meridiano de Greenwich y del Ecuador. Con este sistema de referencia se ubica el lugar de recolección. El valor D representa el ángulo formado entre el meridiano de dicho lugar y el paleomeridiano; sobre este paleomeridiano debe estar situado el polo paleomagnético. Para ubicar dicho paleomeridiano hay que dibujar en la red un círculo máximo a una distancia de 90° del lugar de muestreo; la forma más fácil es tomar sobre el meridiano del lugar de recolección 90° hacia el Norte a partir de dicho lugar (pto. A) y luego tomar 90° sobre el Ecuador hacia el Este, a partir del meridiano del lugar (pto. B). La traza de círculo máximo definido entre estos dos puntos es el círculo máximo buscado; luego sobre este círculo y a partir de A, se mide $D = 114^\circ$ en el sentido de las manecillas del reloj (pto. C) y el círculo máximo definido entre el punto así obtenido y el lugar de recolección define el paleomeridiano. Sobre el paleomeridiano, se mide ahora la paleocolatitud ($p = 32^\circ$) a partir del lugar de muestreo y hacia el círculo máximo sobre el que se tomó D . El punto ($27^\circ S, 32^\circ W$) representa la posición del polo paleomagnético. (Valencio, 1980)

Para la determinación de movimiento tectónico de datos paleomagnéticos debe ser acompañada por la comparación de declinación e inclinación para el sitio particular D_0 e I_0 , con los valores esperados de medidas en cratones estables de la misma edad D_x, I_x .

Así se define

$$R = D_0 - D_x \quad \text{a5.30}$$

$$F = I_x - I_0 \quad \text{a5.31}$$

cuyos errores asociados se sacan utilizando las formulas estandar de propagación de errores

$$\hat{R} = \sqrt{(\hat{D}_0)^2 + (\hat{D}_x)^2} \quad \text{..a5.32}$$

$$\hat{F} = \sqrt{(\hat{I}_x)^2 + (\hat{I}_0)^2} \quad \text{..a5.33}$$

Que son correctas únicamente en el caso de distribuciones de probabilidad gaussianas. Demarest probó distribuciones de probabilidad para D e I calculando radios $\hat{D}/1.96$ y $\hat{I}/1.96$ que debían ser iguales a 1 para distribuciones Gaussianas y para casi todos los casos estaban un 2% alrededor de la unidad por lo que sólo cuando \hat{R} y \hat{I} son excepcionalmente grandes es erróneo utilizar las ecs. a5.32 y a5.33.

Otra fuente de error es el calcular la inclinación media como la inclinación de la dirección media del campo o de ubicación del polo, pues dada la curvatura de las líneas de latitud constante en la esfera la latitud o inclinación determinadas así están sesgadas hacia el polo, por lo que este sesgamiento debe ser eliminado en el caso de querer determinar cambios de latitud causados por el movimiento tectónico por lo que se debe utilizar la ecuación a5.15. Siendo la diferencia no mayor a un 10% de \hat{I} .

- Las correcciones aplicadas a los datos paleomagnéticos y sus implicaciones tectónicas

Dado que la dirección de remanencia magnética está referida a la marca hecha en campo original, es necesario efectuar correcciones a dichas direcciones tomando en cuenta la posición relativa de la marca respecto al Norte geográfico y al plano horizontal, como también si hubo movimientos tectónicos posteriores a su generación con el fin de restaurar la posición referida al plano original, que se supone horizontal.

Corrección de Campo:

La corrección de campo, tiene por objetivo orientar la marca respecto al norte, logrando que la cara orientada forme un ángulo con la horizontal igual al de la inclinación del afloramiento.

Siendo esta corrección una simple rotación dada por la matriz:

$$\begin{bmatrix} \cos A & -\operatorname{sen}A\cos B & \operatorname{sen}A\operatorname{sen}B \\ \operatorname{sen} A & \cos A\cos B & -\operatorname{sen}B\cos A \\ 0 & \operatorname{sen}B & \cos A \end{bmatrix}$$

donde A es el rumbo y B el echado.

Correcciones Estructurales:

La corrección de tilt o inclinación, se basa en asumir que la inclinación tiene lugar sobre la línea horizontal de rumbo de la estratificación como eje de rotación. Esto que no es en realidad cierto, ya que la inclinación por rotación es sobre un eje inclinado, trae como consecuencia una anomalía en la declinación, que es equivalente a una rotación tectónica aparente alrededor de un eje vertical local.

Este efecto puede observarse en la figura a5.9.

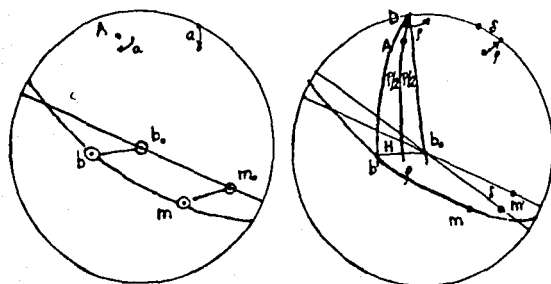


fig. a5.9 Caso general de rotación sobre un eje inclinado. El polo inicial de estratificación b_0 y la dirección inicial paleomagnética m_0 , son rotados un ángulo α sobre el eje inclinado A a las orientaciones b y m , respectivamente. La rotación tectónica neta es $A(\alpha)$. B. La corrección convencional de tilt sobre la línea de rumbo D sobre el ángulo de echado α restaura la estratificación b a la horizontal b_0 , pero rota m a m' , que difiere de m_0 , por una anomalía en la declinación de α . La dispersión en la declinación es similar a una rotación tectónica verdadera sobre un eje vertical, que es llamada rotación tectónica aparente.

Esta corrección utilizando el rumbo se justifica ya que en terrenos plegados los ejes del pliegue caen cercanos a la horizontal, pero en áreas falladas o mixtas (plegadas-falladas), esto no se cumple, en parte porque existe la posibilidad de rotación en superficies de fallas inclinadas sobre ejes no horizontales, pero más aún porque rotaciones repetidas sobre diferentes ejes producen una rotación tectónica alrededor de un eje inclinado. Lo que se cumple aún para rotaciones sobre ejes horizontales. Además que la corrección de tilt convencional origina una mayor dispersión en la declinación que en la inclinación.

Cuando se dan eventos tectónicos sucesivos como plegamiento y fallamiento, las masas rocosas son reorientadas y estas reorientaciones son equivalentes a rotaciones, pudiéndose combinarse varias en una sola. (McDonald, 1980)

El hecho de que se puedan representar las reorientaciones de masas rocosas bajo eventos tectónicos tales como pliegues y fallas, como rotaciones y que una serie secuencial de ellas pueda expresarse como una sola equivalente es de gran utilidad (Bullard et al., 1965).

Mc Donald (1980), define a la rotación tectónica neta como una sola rotación que reorienta una masa rocosa de su orientación deposicional original a la presente orientación ya deformada, quedando esta orientación definida por el plano horizontal y la dirección teórica del campo geomagnético. Ahora el problema es combinar las rotaciones, para encontrar la equivalente, aunque en realidad es un problema inverso, ya que se tiene al cuerpo rotado y hay que ponerlo en su posición original.

Las figura a5.10 muestra que historias tectónicas no similares pueden resultar en bloques o dominios orientados idénticamente, véase el sitio X y los detalles en la tabla a5.2.

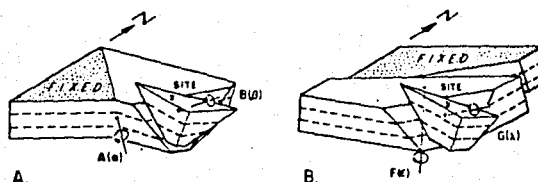


fig. a5.10. a) Un pliegue alrededor del eje A seguido por fallamiento sobre el eje B.
b) Fallamiento sobre el eje F seguido por fallamiento sobre el eje G. (McDonald, 1980)

En el primer ejemplo, fig. a5.10a y fig.a5.10b un miembro de un monoclinas es cortado por una falla de tijera. El sitio X se localiza en un bloque estructural que ha sufrido dos rotaciones sucesivas: $A(\alpha)$ en el pliegue (fig.a5.10b), seguida por una $B(\beta)$ en el fallamiento (fig. a5.11c). Las rotaciones reorientan la estratificación inicial b_0 y la dirección m_0 por b_1 y m_1 a b_2 y m_2 , respectivamente. Las dos rotaciones se presentan combinadas en la fig. a5.12a en el eje C y el ángulo λ . Así esta simple rotación $C(\lambda)$ es equivalente a $A(\alpha)$ seguida por $B(\beta)$.

Que en términos matriciales queda:

$$C \lambda = B \beta A \alpha \quad \dots a5.35$$

Al introducir la corrección de tilt convencional, se introduce una rotación a través del echado sobre la línea de rumbo D (fig.a5.12b).

La rotación D (ρ) restaura la estratificación a la horizontal, osea b_2 a $b_3=b_0$. Pero la rotación D (ρ) rota m_2 a $m_3 \llcorner m_0$. La rotación tectónica neta C (λ) seguida por la corrección de inclinación D (ρ) es equivalente a la rotación aparente E (δ). Siendo E un eje vertical y δ el ángulo equivalente de rotación, que es la diferencia de declinaciones entre m_0 y m_3 .

Su equivalente en matrices es

$$E \delta = D \rho \ C \Gamma \quad \dots a5.36$$

siendo la relación entre E (δ) y A (α) o B (β) oscuras.

Otro ejemplo fig. a5.12c, combina rotaciones sobre dos fallas y demuestra que historias deferentes de deformación pueden resultar en reorientaciones tectónicas similares. Comparense las figs. a5.12a y a5.12c. La rotación F (ϵ) sobre la primera falla, seguida de la G (λ) sobre la segunda es equivalente a la C (Γ).

En términos de matrices

$$C \Gamma = G \lambda \ F \ \epsilon \ B \ \beta \ A \ \alpha \quad \dots a5.37$$

La corrección convencional de tilt es aplicada en el segundo caso resultando en la misma rotación aparente de antes. De lo anterior que aún cuando las rotaciones tengan lugar en el eje horizontal la corrección de inclinación es incorrecta.

TABLA a5.2

TABLE Data for Composing Rotation									
Axis	Rotation Axis		Rotation Angle	Bedding and Other Poles			Paleomagnetic Vector		
	Plunge	Azimuth		Pole	Plunge	Azimuth	Vector	Plunge	Azimuth
A	00.0	315.0	+30.0	b_0	90.0	000.0	m_0	40.0	070.0
				b_1	60.0	225.0	m_1	64.7	094.2
B	60.0	310.0	+30.0	b_2	45.6	245.9	m_2	66.4	153.4
C	30.2	322.2	+51.8						
D	00.0	335.9	-44.4	b_3	90.0	000.0	m_3	40.0	097.4
E	90.0	000.0	+27.4						
F	30.0	160.0	-20.0	b_1	72.7	245.0	m_1	57.2	057.8
G	45.3	299.6	+45.9						
				p_0	00.0	340.0			
				p_1	21.4	359.5			
I	40.4	250.0	+28.7	b_1	68.2	169.4	m_1	33.4	104.6
T	21.4	359.5	+43.6	b_1	45.6	245.9	m_1	66.4	153.4

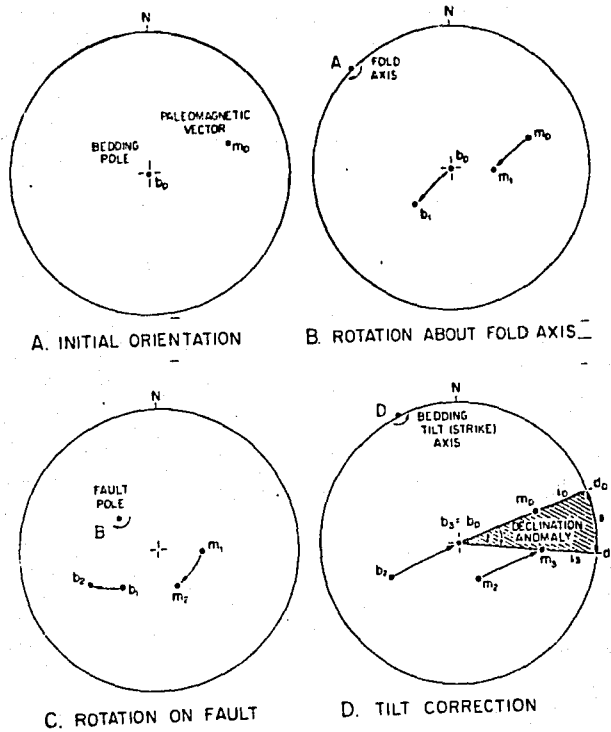


fig. a5.11 Deformaciones secuenciales que muestran como las rotaciones producidas no pueden ser eliminadas por la corrección de tilt convencional

- a) orientaciones iniciales
- b) rotación sobre el eje de un pliegue A
- c) Fallamiento sobre el eje B
- d) Restauración de la estratificación a la horizontal sobre el eje de rumbo D, que no restaura el vector paleomagnético a su posición inicial m_0 , sino m_3 , originando una anomalía en la declinación.

(McDonald, 1980).

Los parámetros que definen la rotación tectónica neta se hallan a partir de la estratificación y la dirección paleomagnética antes y después de la deformación, (bo,mo) y (bt,mt) respectivamente.

El (bo,mo) se representan por el polo po, que intersecta con un ángulo en I al plano bt,mt representado por el polo pt (fig.a5.12d) La rotación I (θ) trae po,bo y mo a pt,bi,mi entonces

$$bi \ bt = \ mi \ mt = \ \phi \qquad a5.30$$

Una rotación subsecuente sobre ϕ alrededor de pt=T como eje trae bi y mi a bt y mt, osea

$$C \ \Gamma = T \ \phi \ I \ \theta$$

véase la equivalencia de las rotaciones en la tabla 2 y por las posiciones idénticas de C y valores de Γ en las figs. 12a a 12d.

En la práctica, ϕ se puede tomar como un promedio de bibt y mimt.

Una rotación tectónica aparente es equivalente a una rotación tectónica neta sobre ejes verticales, por lo que su diferenciación es difícil y una buena guía es la que da McDonald (1980) sobre el buscar evidencias tales como:

- estructuras de cabalgadura
- bloques de falla en zonas de desplazamiento lateral
- arrastramiento plástico cerca de zonas de desplazamiento lateral, siendo el sentido de la rotación relacionado al sentido del esfuerzo.
- Subducción oblicua, que rota fragmentos corticales sobre fallas de desplazamiento lateral subparalela a la tendencia de la zona de subducción.
- Compresión o tensión regional que rota bloques sobre ejes verticales.

Que son los casos mostrados en la fig. a5.13 y que son rotaciones sobre ejes verticales.

Al analizar los datos, otra evidencia de estar en una verdadera rotación tectónica es obtener datos de declinación anómala en estratificaciones horizontales, ya que las rotaciones sobre ejes verticales no introducen inclinaciones en la estratificación.

Otro caso sería el tener estratificaciones con diferentes rumbos y echados y al aplicar la corrección convencional de tilt, estos mostrasen una buena agrupación, sin dispersión preferencial de declinación sobre la inclinación, pero teniendo una declinación anómala.

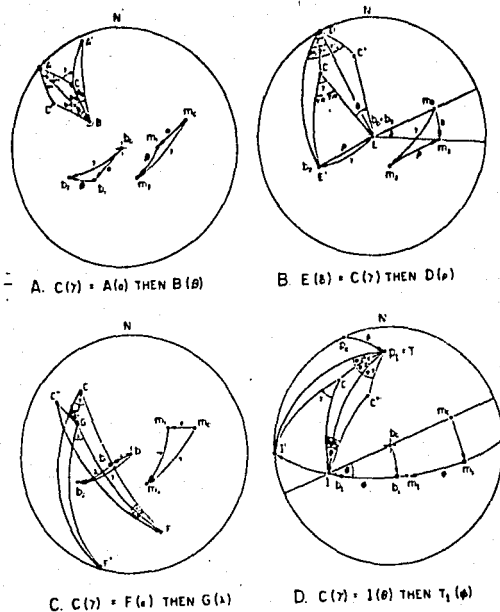


fig. a5.12 Rotaciones compuestas. La Rotación $C(\Gamma)$ es la misma en todas las figuras.

a) La rotación tectónica neta $C(\Gamma)$ es equivalente a un plegamiento $A(\alpha)$ seguido por un fallamiento $B(\beta)$

b) La corrección de tilt $D(\rho)$ se lleva a cabo sobre la línea de rumbo D , que no es el eje de rotación tectónica neta C y es equivalente a una rotación $E(\delta)$ sobre un eje vertical. c) Dos rotaciones por fallamiento dan como resultado una, la $C(\Gamma)$. Siendo idéntica a 12a.

d) Es importante determinar los parámetros de rotación tectónica neta $\phi = \text{bibt} = \text{mimt}$; $\text{pt} = T$

Para la estratificación medida y asumida y los polos paleomagnéticos a rotación sobre el eje I rota el plano de bo y mo a bi, mi en el plano bt, mt , las orientaciones medidas del polo de estratificación y vector paleomagnético. Una segunda rotación alinea al polo bi con bt y mi con mt . La rotación equivalente de estas dos es $C(\Gamma)$. (McDonald, 1980)

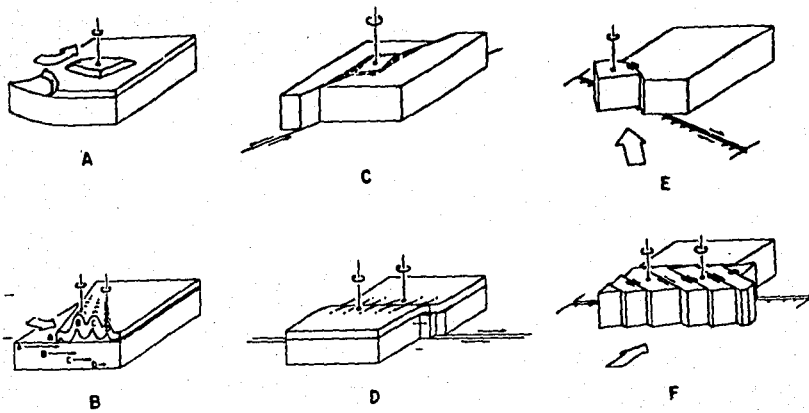


fig. a5.13 Rotaciones sobre ejes verticales

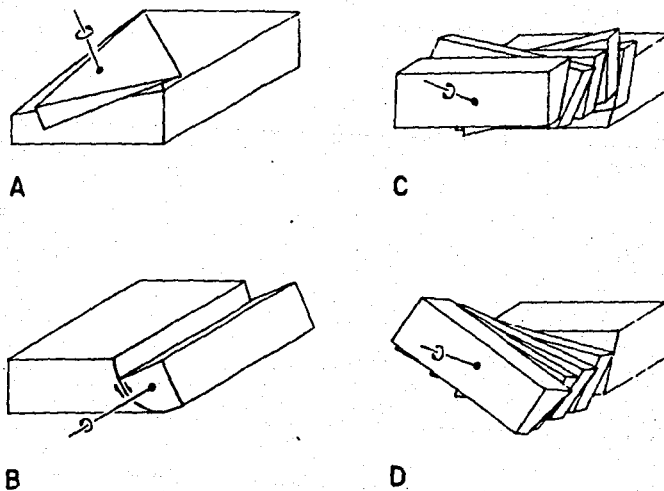


fig. a5.14 Rotaciones sobre ejes no verticales por fallamiento.

La fig. a5.14 muestra ejemplos de rotaciones sobre ejes inclinados, siendo en estos casos importante conocer la estructura local y regional. El tamaño del área rotada es otro factor muy importante, ya que la probabilidad de grandes rotaciones en bloques pequeños es mayor que en grandes bloques, por dificultades de origen mecánico.

Las dimensiones horizontales siempre son más fácilmente identificables que las verticales, pero se suponen siempre menores que las horizontales, con la única excepción de los cuellos y stocks volcánicos.

El efecto de la dispersión por la rotación tectónica aparente es el de producir pequeños arcos de círculo sobre los cuales se encuentran los vectores paleomagnéticos y centrados en el eje vertical, que sería la ubicación del lugar en que se tomaron las muestras.

Un ejemplo de ello es la fig. a5.15, mostrada a continuación, para la zona orogénica Atlas (Mc Donald, 1980).

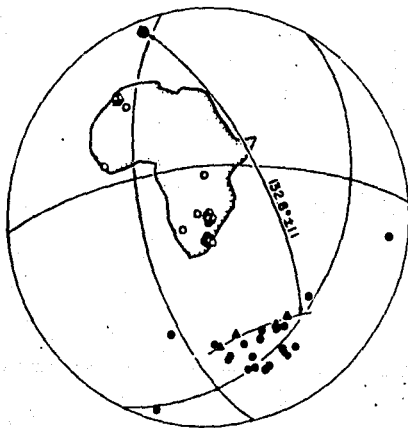


fig. a5.15 Distribución arqueada en los polos Jurásicos de la Orogénica Atlas del NW de África
 Polos paleomagnéticos - triángulos negros
 Sitios de Muestreo - triángulos blancos
 Polos Cercanos a la Orogénica - Círculos Negros
 Zonas estables, polos - Círculos Blancos
 Mejor adecuamiento de centro para círculo menor, cercano a zona de muestreo, como puede observarse - Hexágono Negro