

01179
les
4

Investigaciones Magnetoestratigráficas y Paleomagnéticas de la
Formación Morelos, Estado de Guerrero, México.

ALFREDO FAUSTO TREVIÑO RODRIGUEZ

T E S I S

Presentada a la división de Estudios de
Posgrado de la

FACULTAD DE INGENIERIA

de la
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

como requisito para obtener
el grado de

MAESTRO EN INGENIERIA
(Exploración de los Recursos Energéticos del Subsuelo)

CIUDAD UNIVERSITARIA
1986

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.

RESUMEN

Se presentan los resultados de un estudio paleomagnético y magnetoestratigráfico de una secuencia de calizas de la Formación Morelos del Cretácico Medio, expuesta en el Estado de Guerrero, en el sur de México (~ 17.8 N, ~ 99.5 W). Se colectaron 60 muestras orientadas en tres secciones con espesores de: ~ 4 m, ~ 6 m, y ~ 13 m. Las direcciones medias de magnetización remanente observadas para estas secciones son: $D=13$, $I=30$, $K=10$, y $\alpha_{95}=14$; $D=337$, $I=12$, $K=24$, y $\alpha_{95}=9$; y $D=34$, $I=10$, $K=10$ y $\alpha_{95}=12$, respectivamente. El polo paleomagnético concuerda con los polos del Cretácico Medio reportados para el Cratón de América del Norte. Esta concordancia sugiere la ausencia de rotación o desplazamiento significativo del área respecto a América del Norte desde el Albiano. La mayoría de las muestras estudiadas presentan polaridad normal, esto es, la polaridad esperada para el Albiano-Cenomaniano dentro del intervalo de polaridad normal del Cretácico. El 6% de las muestras presentan polaridad reversa e intermedia, lo que indica la ocurrencia de al menos un evento reverso (y/o dos excursiones) dentro del intervalo normal. Estos eventos transicionales solo se habían reportado anteriormente para calizas del Albiano en Italia y constituyen una herramienta

de correlación local y regional, en estudios magnetoestratigráficos. Después de una desmagnetización progresiva (campos alternos) de 15 muestras, dos fueron seleccionadas para el análisis de magnetización isotermal en base a su comportamiento durante la desmagnetización. Estos datos permiten la identificación de los minerales magnéticos portadores de la magnetización remanente, que en la mayoría de las muestras son de la serie titanomagnetitas. Los resultados paleomagnéticos son interpretados en base a la tectónica y estratigrafía local y regional.

CONTENIDO

Página

1.	INTRODUCCION.....	1
2.	EL MAGNETISMO TERRESTRE.....	4
2.1	Componentes del Campo Geomagnético.....	4
2.2	Unidades Magnéticas.....	7
2.3	Representación Matemática del Campo Geomagnético.....	8
2.4	Registros del Campo Geomagnético.....	10
2.5	Variaciones del Campo Geomagnético.....	11
2.5.1	Tormentas Magnéticas.....	13
2.5.2	Variación Diurna.....	15
2.5.3	Variación Secular.....	15
2.5.4	Cambios de Polaridad y Excursiones.....	17
3.	PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE ROCAS Y MINERALES.....	20
3.1	Diamagnetismo.....	20
3.2	Paramagnetismo.....	21
3.3	Ferromagnetismo.....	22
3.4	Ferrimagnetismo.....	23
3.5	Antiferromagnetismo.....	23
3.6	Susceptibilidad Magnética.....	25
3.7	Curvas de Histéresis.....	26
3.8	Propiedades Magnéticas de las Rocas.....	28
3.9	Magnetismo Remanente Natural (MRN).....	28
3.10	Propiedades Magnéticas de las Calizas.....	31
3.11	Mineralogía Magnética de las Calizas.....	31
3.11.1	Magnetita.....	32
3.11.2	Goetita.....	33
3.11.3	Hematita.....	34
3.11.4	Magnetita.....	35
4.	EL METODO PALEOMAGNETICO.....	36
4.1	Trabajo de Campo.....	36
4.2	Pruebas de Campo.....	38
4.2.1	Prueba de Consistencia de Direcciones.....	38
4.2.2	Prueba de Reversiones.....	39
4.2.3	Prueba del Plegamiento.....	39
4.2.4	Prueba del Conglomerado.....	39
4.2.5	Prueba del Contacto Quemado.....	40
4.3	Trabajo de Laboratorio.....	40
4.4	Pruebas de Laboratorio.....	41
4.4.1	Desmagnetización Termal.....	41
4.4.2	Desmagnetización por Campos Alternos.....	43
4.4.3	Desmagnetización por Corriente Directa.....	44
4.4.4	Desmagnetización Química.....	44
4.5	Presentación y Análisis de Datos.....	44
4.5.1	Estimación de Parámetros Estadísticos.....	45
4.5.2	Cálculo de Posiciones Polares.....	47

5.	MARCO GEOLOGICO REGIONAL DEL AREA ESTUDIADA.....	49
5.1	Formación Morelos.....	51
5.2	Paleontología.....	55
5.3	Historia Geológica.....	56
5.4	Geología Estructural.....	59
5.5	Tectónica Regional.....	52
6.	MEDICIONES Y RESULTADOS PALEOMAGNETICOS.....	65
6.1	Medición de la Magnetización Remanente Natural.....	65
6.2	Análisis de Composición Vectorial y Estabilidad.....	71
6.3	Identificación de Minerales Magnéticos.....	75
7.	DISCUSION Y CONCLUSIONES.....	76
7.1	Tectónicas.....	76
7.2	Estratigráficas.....	83
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	88
	REFERENCIAS COMPLEMENTARIAS.....	93
	ANEXO I.....	96
	(Análisis de laminas delgadas de Paleontología).	
	ANEXO II.....	101
	(Graficado en red estereográfica c/u de los 4 sitios).	
	ANEXO III.....	111
	(Gráficas de desmagnetización).	
	ANEXO IV.....	117
	(Graficado de las componentes Vertical y Horizontal).	

En este trabajo se reportan resultados de un estudio paleomagnético y magnetoestratigráfico de una secuencia de calizas de la Formación Morelos del sur de México. Dentro de los principales objetivos del estudio se pueden mencionar: (1) medir las propiedades magnéticas de las calizas y evaluar su utilidad en paleomagnetismo y magnetoestratigrafía, (2) identificar los minerales magnéticos portadores de la magnetización remanente, (3) determinar las direcciones de magnetización remanente y estimar los cambios de polaridad y estados transicionales en el tiempo, (4) determinar las direcciones medias y posición polar paleomagnética e interpretar estos datos en términos de la evolución tectónica del sur de México y (5) exponer y discutir brevemente los principios, metodología y análisis de datos del método paleomagnético aplicado a estratigrafía y tectónica.

Los estudios magnetoestratigráficos de secuencias sedimentarias terrestres del Mesozoico y Cenozoico son muy útiles para la calibración y correlación de secuencias bioestratigráficas marinas y terrestres, así como para establecer zonas de polaridad y escala de polaridades. Estos datos permiten además estimar con mayor precisión

las direcciones medias y posiciones polares para estudios tectónicos.

El análisis paleomagnético de las rocas carbonatadas constituye un campo relativamente nuevo, pues hasta muy recientemente fueron construidos aparatos (criogénico y spinner) capaces de medir la baja intensidad de las calizas. Una de las principales metas de la magnetoestratigrafía es aportar líneas (marcas) de tiempo isocronas e inclinaciones paleomagnéticas de las cuales se calculan paleolatitudes.

En la reconstrucción de la evolución tectónica de los continentes algunas de las áreas con más problemas son: el sur de México, el Golfo de México, el Mar Caribe y América Central. Estudios referentes al tema, confrontan problemas no solamente en la geometría y el espacio, si no también sobre el tiempo en que ocurrieron dichos eventos. Carfantan (1983) y Campa-Uranga y Coney (1983) han identificado varios terrenos en el sur de México con diferente evolución tectónica y estratigráfica (Figura 5.5). No obstante, tanto la naturaleza como el tiempo de los movimientos relativos entre esos terrenos, son aún pobremente conocidos y hay una gran necesidad de realizar estudios paleomagnéticos, ya que la información obtenida del análisis paleomagnético de rocas en la búsqueda de paleolatitudes y rotaciones relativas de bloques de la corteza continental, ha ayudado a probar conceptos tectónicos expresados anteriormente en

base a la geología regional, paleoclimas, simetría geométrica, paleontología, etc. Como ejemplos se pueden mencionar, la rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj de España (Van der Voo, 1969), la rotación de la Península de Italia (Lowrie y Alvarez, 1975) y el arqueamiento del Japon (Kawai et al., 1961).

Las paleorreconstrucciones del Golfo de México, Mar Caribe y áreas adyacentes (Bocanegra-Noriega, et al., 1985; Bocanegra-Noriega, 1986) han carecido de información paleomagnética, particularmente en el sur de México y América Central.

En el presente estudio paleomagnético realizado en las calizas Morelos, se levantó una secuencia estratigráfica y se determinó un polo para cada sitio, lo cual permite interrelacionar el presente estudio con la evolución tectónica del sur de México y con la escala de polaridad mundial del Cretácico.

Otra aplicación importante de la magnetoestratigrafía, es el cambio de polaridad del campo geomagnético en donde la polaridad magnética del Mesozoico ha recibido particular atención, debido a la ocurrencia de largos periodos de polaridad magnética constante, y el Cretácico Superior corresponde predominantemente a un periodo de polaridad normal, y de comprobar un evento reverso en las Calizas Morelos (Albiano-Cenomaniano), este será de gran utilidad en estudios de correlación y datación, que es el objetivo principal de este estudio.

Los estudios del campo magnético terrestre han sido realizados desde la antigüedad por los Chinos, a quienes se adjudica la invención de la brújula en el primer siglo después de Cristo. Hacia 1600 DC, William Gilbert mostró que el comportamiento de una brújula en la superficie terrestre es muy similar al de una aguja de hierro colocada sobre la superficie de una esfera de magnetita, y propuso que la tierra funcionaba como un gigantesco imán; la idea de la tierra magnética, compuesta en su interior por material magnético, probablemente hierro, fue sugerida. Sin embargo, estudios posteriores sobre las propiedades magnéticas de los minerales y rocas, demostraron que a altas temperaturas por encima de sus temperaturas de Curie (Nièel), los materiales no presentan comportamiento ferromagnético; el incremento de temperatura en función de la profundidad (30° C/km) desechó totalmente esta conceptualización.

2.1 Componentes del Campo Geomagnético

El campo geomagnético está compuesto por:

- 1) Una componente dipolar (de origen interno de variación lenta y largo periodo).

2) Una componente no dipolar:

a) de carácter interno de una intensidad mas pequeña que el campo dipolar, causada por anomalías en las corrientes convectivas en el núcleo exterior.

b) de carácter superficial, causada por concentraciones anómalas de minerales magnéticos.

c) de carácter externo con variaciones rápidas y que se origina en el espacio exterior (viento solar).

Una aguja imantada suspendida de modo que pueda tomar libremente cualquier orientación, adquiere una posición determinada por la dirección del campo geomagnético en dicho lugar, formando la dirección marcada por la aguja un ángulo con la vertical, y la proyección de la aguja sobre un plano horizontal formará un ángulo con el meridiano. Así, es conveniente descomponer el campo total "F" en una componente horizontal "H" (dividida a su vez en sus proyecciones x e y), y en una componente vertical "z" (Figura 2.1). El ángulo que forma F con su componente horizontal H es la inclinación (I), y el ángulo entre H y x (norte geográfico) es la declinación (D).

Las magnitudes: x , y , z , D, I, H, y F son conocidas como elementos magnéticos, y se relacionan entre si por las siguientes expresiones:

$$H = F \cos I$$

$$z = F \sin I = H \tan I$$

$$x = H \cos D$$

$$y = H \sin D$$

$$x + y = H$$

$$x + y + z = H + z = F$$

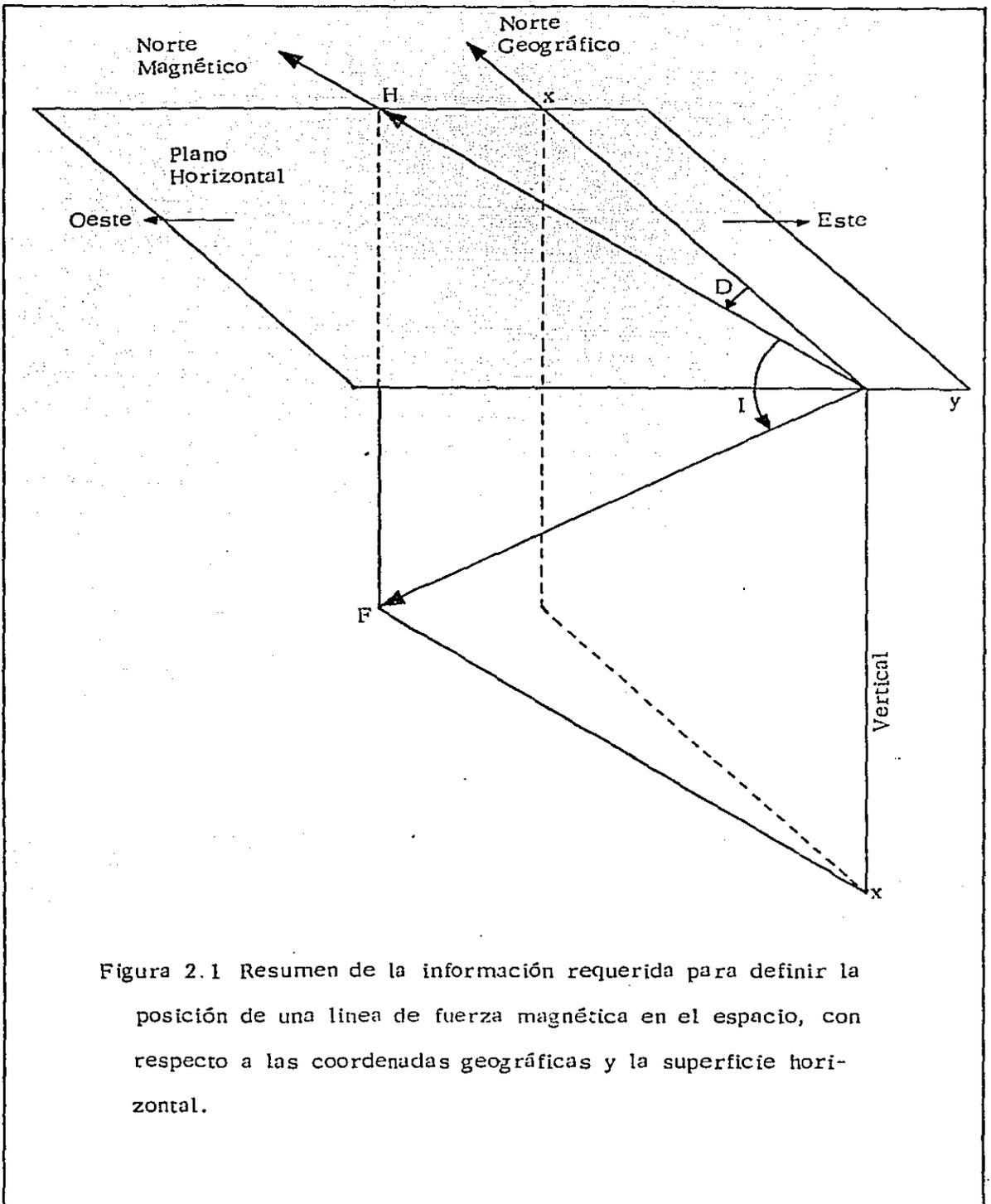


Figura 2.1 Resumen de la información requerida para definir la posición de una línea de fuerza magnética en el espacio, con respecto a las coordenadas geográficas y la superficie horizontal.

donde, el plano vertical que pasa por F y H es el meridiano magnético local.

Al hacer observaciones con una aguja magnética en varios puntos a lo largo del meridiano, se notará que en el hemisferio norte la aguja se inclina hacia abajo, mientras que en el hemisferio sur la aguja se inclina hacia arriba de la horizontal. En cada meridiano habrá un punto donde la aguja quedará en posición horizontal (inclinación = 0) y a la línea que une todos estos puntos con los demás meridianos, se le llama Ecuador Magnético (de forma irregular y no coincide con el Ecuador Geográfico). A medida que la aguja se aleja del Ecuador y se acerca a cualquiera de los polos (norte o sur), la inclinación irá aumentando hasta alcanzar la posición vertical, siendo este el lugar donde se ubican los polos magnéticos, estando estos desplazados unos 18 grados de latitud de los polos geográficos; la línea recta que une a los polos magnéticos pasa a unos 1200 km del centro de la tierra.

2.2

Unidades Magnéticas

En el estudio magnético las unidades mas usadas en la medición de la intensidad del campo geomagnético, son el oersted y el gauss. El oersted es una unidad muy grande por lo que se utiliza la gamma, que se define como 10^{-9} oersted. El equivalente de la gamma en el sistema MKS es la nanotesla ($1 \cdot 10^{-7}$ tesla).

Los factores de conversión entre el sistema internacional (SI) y el MKS adimensionalizado, son dados en la siguiente tabla.

	MKS	SI
Intensidad de Magnetización	1 gauss = emu/cm	$= 10^3$ A/m
Momento Magnético Total	1 gauss \cdot cm ³	$= 10^{-2}$ Am ²
Campo Magnético	1 gauss = oersted	$= 10^{-4}$ Teslas
Susceptibilidad	1 gauss / oersted	= 4. (adim)

2.3 Representación Matemática del Campo Geomagnético

Los trabajos modernos de geomagnetismo están basados esencialmente en el análisis de Gauss (1839), en el cual el campo geomagnético fué expandido en una serie de armónicos esféricos.

El análisis matemático de armónicos esféricos del campo geomagnético, pone en evidencia una de sus características más notables; la importancia de la armónica de grado uno, es decir, el término dipolar.

El estudio del campo geomagnético derivado del análisis de los armónicos esféricos, permite determinar la intensidad y la orientación, respecto al eje de rotación terrestre, del dipolo magnético que produce un campo teórico lo más aproximado posible al observado. Doell y Cox (1971) encontraron que el mejor ajuste se logra suponiendo que dicho dipolo ideal geocéntrico, forma un ángulo de 11.4 grados respecto al eje de rotación terrestre en el plano

meridional con longitud 69.8°W ; el momento magnético del citado dipolo es del orden de 8.07×10^{28} unidades cgs. En el análisis, el campo dipolar geocéntrico está representado por la armónica de primer grado (~80% del campo total). Este campo dipolar no ha cambiado su orientación significativamente en los últimos años; su intensidad en cambio, ha disminuido a razón del 7% por siglo (Bullard, et al., 1950). En un punto cualquiera de la superficie terrestre, el campo que se obtiene al restar del campo geomagnético observado el campo teórico del dipolo correspondiente a dicho lugar, recibe el nombre de campo no dipolar. El desplazamiento del campo no dipolar hacia el oeste es de 0.8 grados (Bullard, et al., 1950). El desplazamiento hacia el oeste de dichas anomalías sugiere según algunos autores (Bullard, et al., 1950) que la parte exterior del núcleo debe rotar con una velocidad angular menor que la del manto y la de la corteza terrestre. De mantenerse constante la deriva al oeste del campo no dipolar, se completaría una revolución en unos 3000 años (Creer, 1964).

El campo dipolar puede dividirse en dos campos componentes: uno axial y otro ecuatorial. Creer (1964) ha sugerido, basándose en el análisis de armónicos esféricos del campo geomagnético observado, que el acimut del dipolo del campo geomagnético ideal se ha desplazado unos 5 grados en los últimos 120 años; de mantenerse constante, esta

proporción equivaldría a una periodicidad en unos 10,000 años. Esta diferencia en la periodicidad de las derivas del campo no dipolar y del campo dipolar ideal ecuatorial, podría explicarse si el campo dipolar se generase a mayor profundidad dentro del núcleo y existiese un gradiente con una velocidad angular en función de la profundidad que cumpliera estas relaciones (Creer, 1964).

De lo expuesto se deduce que, si se mantuvieran constantes las periodicidades definidas y se promediasen los valores del campo no dipolar ecuatorial durante un lapso suficiente, del orden de los 10,000 años o más, ambos valores se anularían, de este modo es fácil comprender que si se promediara el campo geomagnético observado en un punto dado de la superficie terrestre, por periodos del orden de decenas de miles de años, el mismo estaría representado por un campo dipolar geocéntrico y axial. En tales condiciones, los polos de este campo promedio coincidirán con los polos geográficos y el ecuador magnético coincidirá con el geográfico, esto constituye la base teórica de los métodos de reconstrucción paleogeográfica usada en estudios paleomagnetos.

2.4 Registros del Campo Geomagnético

La información de la intensidad y dirección del campo geomagnético proviene de tres fuentes principales: observatorios magnéticos, levantamientos en mar y tierra, y

mediciones por satélite. Los registros más detallados son los realizados por observatorios, pues registran cambios en los parámetros geomagnéticos en diferentes escalas de tiempo (Figura 2.2). El análisis de estos registros muestran cambios de períodos corto, algunos de los cuales son regulares, tales como el ciclo de 12 y 24 horas, cambios mensuales y ciclos anuales; otros son irregulares, como las tormentas magnéticas asociadas con la actividad de las manchas solares. Estos últimos cambios se conocen como "variaciones transitorias" y son del orden del 1% de la intensidad del campo total. La intensidad del campo geomagnético tiene variaciones a lo largo de los meridianos, en los polos tienen un valor aproximado de 0.6 oersted mientras que en el ecuador es de solo 0.3 oersted.

2.5 Variaciones del Campo Geomagnético

Al realizar una observación directa con brújula a lo largo de un meridiano podemos encontrar una relación entre latitud geográfica e inclinación magnética (I).

$$\tan I = 2 \cot P$$

donde P es la colatitud ($90^\circ - \text{latitud}$)

Además de las variaciones de inclinación podemos observar que la declinación magnética es distinta en diferentes puntos de la tierra; si unimos con una línea continua todos los puntos que tengan una misma declinación podemos representar en un mapa de isógonas la variación de

Órden	Segunda	Clase de variación	Origen	Comentarios	Referencias
10^9	$3 \cdot 10^{16}$?	CGM dipolar		Smith, 1967
10^8					
10^7	$3 \cdot 10^{14}$	épocas cambias de	CGM dipolar y no dipolar interno	Procesos de inversión de las direcciones en edades geológicas.	Cox, 1969
10^6	$3 \cdot 10^{13}$	eventos polaridad		Determinación de estudios paleomagneticos.	
10^5	$3 \cdot 10^{12}$	paleovariación secular	CGM no dipolar	Determinación de estudios paleomagneticos.	Cough, 1967
10^4	$3 \cdot 10^{11}$	variación del momento dipolar geomagnético	CGM dipolar		Smith, 1967
10^3	$3 \cdot 10^{10}$	variaciones de intensidad del CGM	CGM dipolar	Procesos de turbulencia en el núcleo	
10^2	$3 \cdot 10^9$	variación secular	CGM no dipolar interno.	Mediciones directas del CGM	Cox y Doell, 1964.
10^1					
10^0					
10^{-1}	$3 \cdot 10^5$	tormentas magnéticas	CGM externo.	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10^{-2}	$3 \cdot 10^5$	variación diurna	CGM externo.	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10^{-3}	$3 \cdot 10^4$				
10^{-4}					
10^{-5}					
10^{-6}	$3 \cdot 10^1$	micropulsaciones	CGM externo.	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10^{-7}	$3 \cdot 10^0$				
10^{-8}	$3 \cdot 10^{-1}$	variaciones sub-acústicas	CGM externo.	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940
10^{-9}	$3 \cdot 10^{-2}$				

Figura 2.2 Variaciones del Campo Geomagnético en el tiempo.

la declinación en el espacio (Figura 2.3).

Las variaciones en intensidad del campo geomagnético se pueden determinar directamente en observatorios o con el análisis de materiales paleomagnéticos y arqueomagnéticos.

Al ubicarnos en cualquier punto de la superficie terrestre y realizar un registro continuo de cualquiera de las componentes del campo total durante un periodo cualquiera de tiempo, se observará que su comportamiento es variable y que existen cambios de diferente duración y magnitud en su intensidad, inclinación o en la componente horizontal o vertical.

Las variaciones en tiempo son de carácter irregular. Las variaciones rápidas son principalmente detectables en la ionósfera y se atribuyen a una influencia solar. El espectro de energía de estas variaciones cubre periodos de fracciones de segundos a de varios días (Figura 2.2).

2.5.1 Tormentas Magnéticas

son variaciones transitorias mas o menos fuertes del campo geomagnético, durante las mismas, pueden producirse, en cuestión de horas, variaciones del orden de centenares de gammas y ocasionalmente mayores a las 1000 gammas.

Se ha observado que las tormentas magnéticas presentan una periodicidad aproximada de 27 días (tiempo de rotación del sol). Además, el número de tormentas magnéticas y su intensidad guardan estrecha correlación con el ciclo de actividad de las manchas solares.

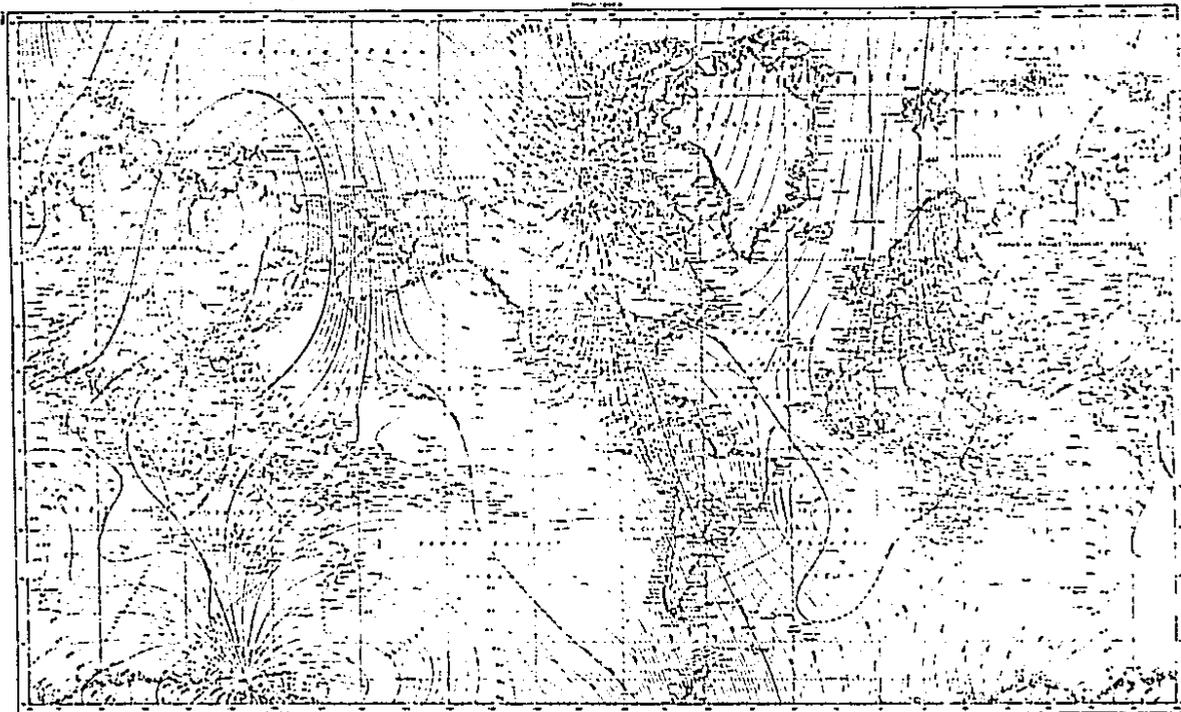


Figura 2.3 Mapa mundial de declinación magnética.
(Tomado de Garland, 1979).

2.5.2

Variación Diurna

Al tomar un registro continuo durante 24 horas de la intensidad del campo geomagnético, se notará que existe una variación en el día respecto a la noche. En el día la intensidad es mayor que en la noche, de tal manera que existe una correlación con la intensidad de la radiación solar, por lo que se conoce como variación diurna.

Un día magnéticamente activo, se caracteriza por la existencia de grandes variaciones (intensidad) con duraciones de 2 a 3 horas, mientras que los días inactivos muestran magnetogramas suaves, conservando una misma tendencia.

En forma general, la variación diurna muestra cambios de unas 20 a 30 nT, aunque puede alcanzar hasta 100 nT.

2.5.3

Variación Secular

La variación secular es una variación temporal del campo geomagnético, con periodos de décadas o siglos. Estas variaciones se observan como pequeñas desviaciones en la inclinación, declinación y en las diferentes componentes de la intensidad. La magnitud del cambio varía con el tiempo. Estas variaciones seculares se ponen de manifiesto en los mapas isopòricos (Figura 2.4).

Para valorar la variación secular, es necesario

Figura 2.4 Variación secular del campo geomagnético para 1922.5 y 1942.5, la línea de contorno marca la relación de cambio de z en gammas por año. (Tomado de Garland, 1979).

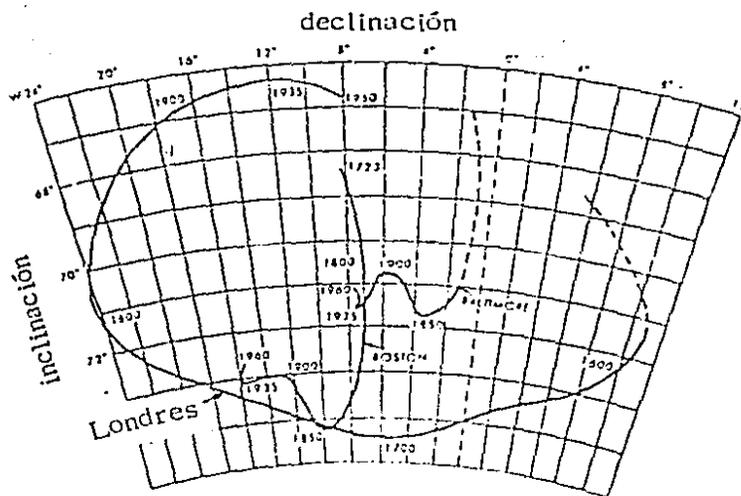
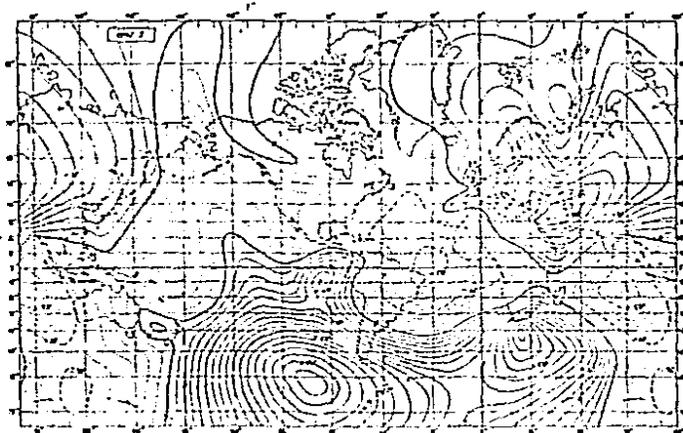
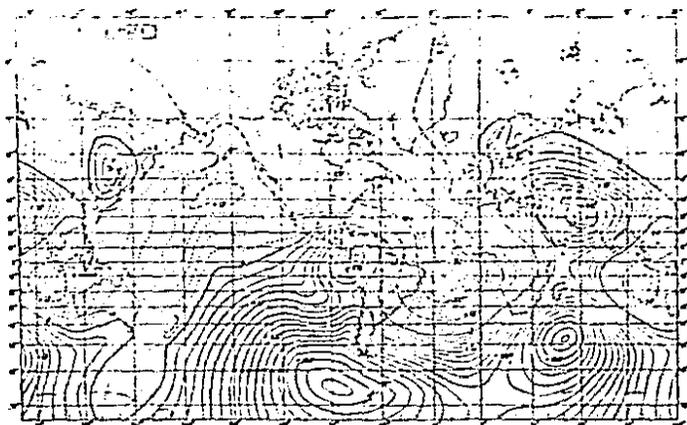


Figura 2.5 Variación secular de la declinación e inclinación en Londres. (Tomado de Garland, 1979).

comparar valores del campo geomagnético observado, de los cuales se hayan eliminado previamente las variaciones de periodo mas corto (variaciones diarias y disturbios magnéticos); en la práctica, esto se logra haciendo observaciones diarias y promediando las componentes del campo por periodos de muchos días. El estudio de la magnetización remanente de ciertos utensilios hechos por el hombre y de rocas de la corteza terrestre, ha permitido extender el conocimiento de la variación secular a tiempos históricos, prehistóricos y geológicos; uno de los ejemplos más conocidos es el registrado en la ciudad de Londres (Figura 2.5), desde fines del siglo XVI hasta nuestros días, esta variación tiene carácter cíclico. Se sugiere que la variación secular se debe predominantemente a variaciones del campo no dipolar (Loves, 1955). Algunos autores relacionan las variaciones seculares con la presencia de corrientes de convección horizontales, próximas a la superficie externa del núcleo y postulan un desplazamiento continuo de la corteza y el manto con respecto al núcleo.

2.5.4 Cambios de Polaridad y Excursiones

Una de las principales características del campo geomagnético, detectada mediante los estudios

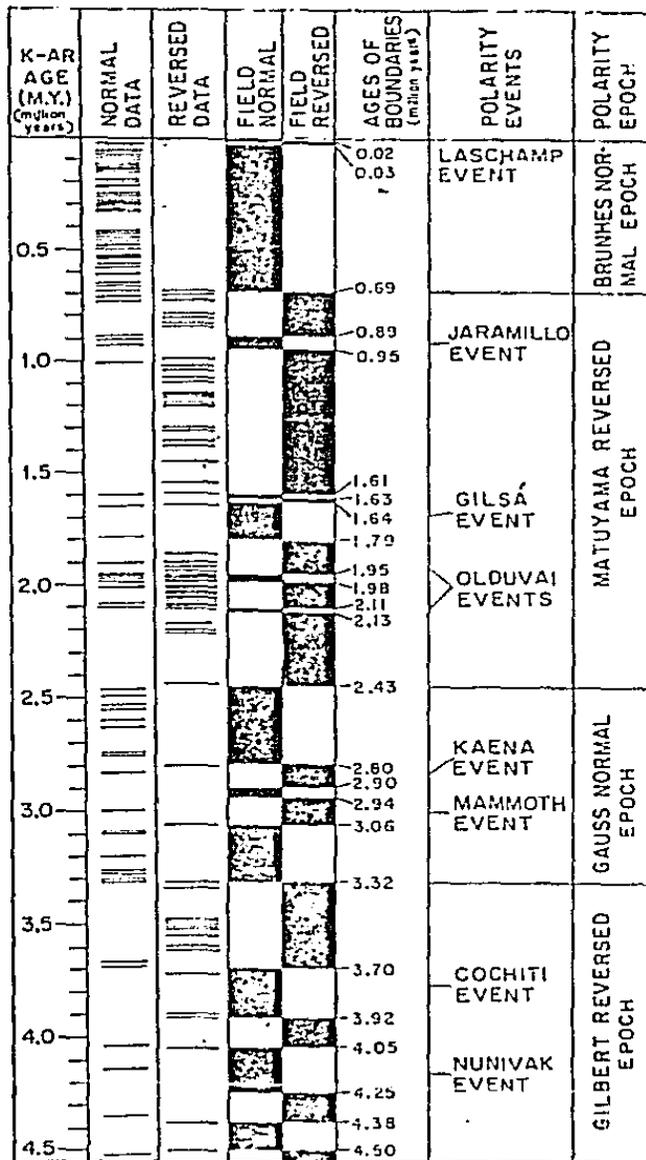


Figura 2.6 Escala de tiempo de polaridad geomagnética, para los pasados 4.5 millones de años, basada en dataciones de potasio-argón de rocas volcánicas.

(Tomado de Garland, 1979)

paleomagnéticos, es su cambio de polaridad.

Esto fué descubierto al encontrarse que la magnetización remanente natural (MRN) de algunas muestras presentaban la misma dirección que el campo geomagnético, pero en sentido contrario.

En los últimos 4.5 millones de años se han documentado varios cambios de polaridad (Figura 2.6). Los intervalos de tiempo relativamente cortos con una polaridad dada son llamados "eventos", y cuando la duración es mayor se les llama "epocas". Durante una epoca con predominancia de polaridad normal o reversa, pueden ocurrir varios eventos.

Los cambios de polaridad y excursiones del campo geomagnético son de carácter universal, y algunos de ellos definen niveles de referencia de igual edad las cuales son de gran utilidad para la correlación de unidades geológicas contemporáneas. Además los cambios de polaridad han permitido cuantificar y comprobar el desplazamiento del piso oceánico.

3. PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE ROCAS Y MINERALES

Las propiedades magnéticas de rocas y minerales dependen de factores tales como: composición, forma y tamaño del grano, presión y temperatura, origen de los minerales magnéticos y los diferentes tipos de magnetismo remanente que adquieren durante su formación e historia geológica.

Un campo magnético se produce por el movimiento de una carga eléctrica; a un nivel atómico el movimiento de los electrones genera un campo magnético. Por lo tanto, todas las sustancias son magnéticas; pudiendo clasificarse en: sustancias diamagnéticas, paramagnéticas, cuyas orbitas exteriores de electrones están incompletas, y sustancias ferromagnéticas (ferrimagnetismo y antiferromagnetismo)

3.1 Diamagnetismo

Es el tipo más simple de magnetismo y es una propiedad física de todo material, derivada del movimiento de electrones alrededor del núcleo. La presencia de un campo magnético ejerce una fuerza sobre tales electrones, y, así, cambiar el campo magnético debido a la carga en movimiento. Por lo tanto, su susceptibilidad magnética será negativa.

Esto significa que la intensidad de magnetización inducida por el campo "H" esta en dirección opuesta a "H". La sal, el grafito, el yeso y el cuarzo son ejemplos de substancias diamagnéticas.

3.2 Paramagnetismo

Se sabe que cada electrón tiene un "spin" (giro o rotación) que hace que se comporte como un pequeño imán permanente debido al campo externo (H) aplicado. Los "spines" tienden a presentarse en pares orientados opuestamente. Así en los átomos que tienen un número impar de electrones, sólo uno de ellos contribuirá al paramagnetismo. En algunos átomos más complejos, puede haber varios electrones con "spines" sin pareja; en las series de transición del hierro existen hasta 5 sin pareja, por lo que estos minerales son considerablemente mas paramagnéticos que otros. Ahora bien, las propiedades paramagnéticas son fuertemente dependientes de la temperatura, en virtud de que la respuesta magnética es un resultado del balance entre el efecto del ordenamiento magnético, y el desorden térmico; así el paramagnetismo cumple la ley de Curie:

$$\chi_P \sim 1 / T \quad \text{ó} \quad \chi_P = C / T$$

donde, χ_P es la susceptibilidad paramagnética, y T es la temperatura absoluta. Este tipo de magnetización no es solo

dependiente de los iones, si no que también puede ser función de la estructura cristalina en que ocurre. En términos generales existe una buena correspondencia entre la susceptibilidad paramagnética medida, y el contenido de hierro y magnesio conocido.

3.3 Ferromagnetismo

Existe un efecto más profundo asociado con la interacción de los átomos en la estructura cristalina de los materiales. Para materiales con hierro, en el que cada átomo tiene 5 o 6 "spines" sin pareja, puede haber un acoplamiento entre todos los átomos distribuidos en el material, que tendería a alinear los momentos de dichos "spines" en la misma dirección. Así, el resultado neto de este efecto colectivo equivale a un fuerte campo magnético interno que alinea todos los momentos magnéticos de los átomos; Esto es la base de la mayoría de las propiedades magnéticas de las rocas y minerales. Ahora bien, ya que el ordenamiento interno de los átomos es alterado por la temperatura, a medida que ésta aumenta, el ordenamiento disminuye hasta desaparecer cuando se alcanza determinado nivel que se conoce como temperatura de Curie. Un material magnético sujeto a temperaturas menores a la de Curie, presenta una magnetización espontánea; a mayores temperaturas, la sustancia magnética se comporta simplemente como paramagnética y/o diamagnética.

Entre los materiales naturales, solo el hierro nativo es una sustancia realmente ferromagnética.

3.4 Ferrimagnetismo

Los minerales más comunes son los ferrimagnéticos, en los que la estructura cristalina contiene interacciones tanto positivas como negativas. Por ejemplo, en la magnetita, de cada tres iones de hierro, dos están apareados y uno no, por lo que se comporta como una sustancia ferrimagnética. Así, el más común mineral ferrimagnético es la magnetita (Fe_2O_3), que tiene una alta magnetización y que la poseen casi todos los materiales terrestres en algún porcentaje. Asimismo, la magnetita forma una serie de soluciones sólidas con el mineral titanífero ulvoespinel (Fe_2TiO_5), y una fuerte textura de alteración deutérica (exsolución) con la ilmenita (FeTiO_3). La mayoría de las más importantes propiedades magnéticas de las rocas comunes son una consecuencia directa de estas soluciones sólidas y de las texturas de "exsolución" asociadas. La magnetita es otro mineral ferrimagnético; es una fase gamma del óxido de hierro (Fe_2O_3) que retiene las propiedades ferromagnéticas en forma muy similar a la magnetita.

3.5 Antiferromagnetismo

En algunas estructuras cristalinas la interacción entre los átomos es tal que los iones están orientados de

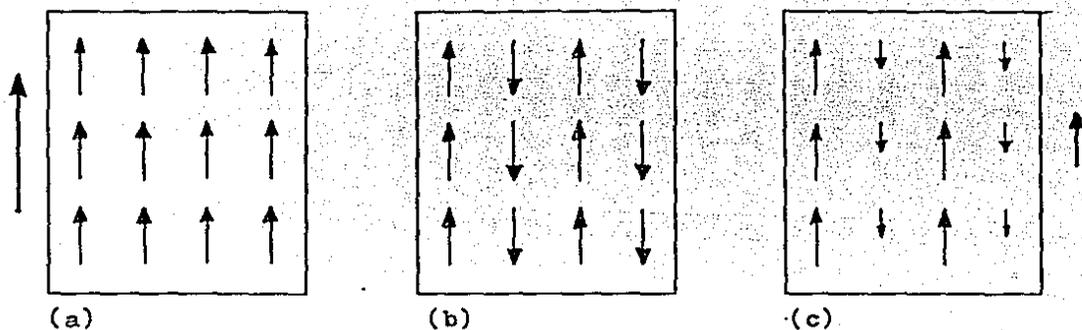


Figura 3.1 (a) En materiales ferromagnéticos, todas las magnetizaciones son acopladas paralelamente, dando como resultado una resultante muy fuerte. (b) En substancias antiferromagnéticas, las magnetizaciones son acopladas antiparalelamente una a otra por lo cual no tendran una resultante. (c) En substancias ferrimagnéticas, las magnetizaciones son atiparalelas una a otra, pero tienen diferente magnitud obteniendo una resultante externa pequeña.

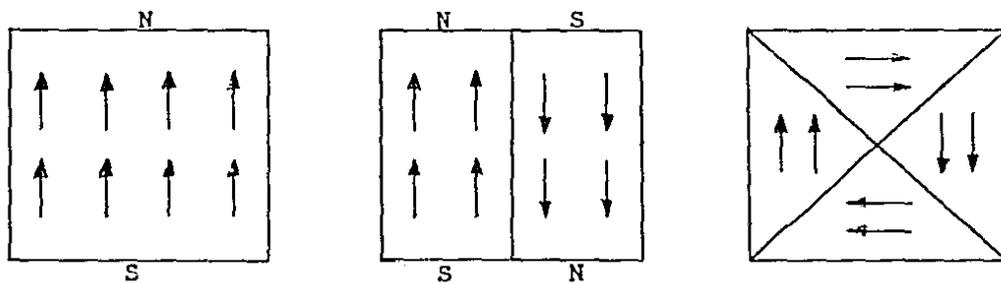


Figura 3.2 Patrones de dominios. En grandes granos, el cambio y supercambio de fuerzas causa un alineamiento del espín de magnetización, resultando en la formación de fuertes polos magnetostáticos en la parte externa del grano. El balance de estas dos fuerzas, los dominios pueden formar pares antiparalelos o dominio cerrado, o sin campo magnético en donde las fuerzas magnéticas fueron canceladas en el grano.

manera alterna, por lo que sus efectos se cancelan, y el material aparece no ser magnético. Estas son las sustancias antiferromagnéticas y que al igual los materiales ferromagnéticos, existe una temperatura a la que pierden su ordenamiento interno que se conoce como punto de Néel; arriba de ésta, los materiales son paramagnéticos, en tanto que bajo éste valor están ordenados pero son magnéticos. Aunque son pocos los minerales antiferromagnéticos, uno de ellos es la hematita, que tiene un punto de Néel de 953° K, y que abunda en las capas superficiales terrestres pero es muy poco magnética, aunado a su antiferromagnetismo intrínseco, la hematita presenta un "ferromagnetismo débil" sobrepuesto.

3.6 Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética está definida por:

$$M_i = k H \quad \text{y} \quad J_i = X H = X B / \mu$$

donde una magnetización M_i por unidad de volumen ó J_i por unidad de masa es inducida en un material de susceptibilidad volumétrica k o susceptibilidad (isotrópica) de masa X por la aplicación de un campo H .

El estado magnético de un material puede o no ser irreversiblemente alterado por la aplicación de H , y la susceptibilidad puede ser independiente ó variar con H . La mayoría de los materiales son diamagnéticos y paramagnéticos, en los cuales el efecto del campo aplicado

es reversible y para propósitos prácticos la susceptibilidad es independiente de la magnitud del campo.

La susceptibilidad de una roca depende de su contenido de minerales magnéticos. En la mayoría de las rocas, los minerales magnéticos dominantes son magnetita y titanomagnetita.

3.7 Curvas de Histeresis

Por lo general, el material magnético no se comporta simplemente como un imán permanente, en el que todos los átomos están internamente alineados, sino que, existe un límite superior en el tamaño de grano en el que la dirección de magnetización espontánea ya no es uniforme, puesto que esto reduce la energía magnética total. Los entornos de un grano que tiene la magnetización uniforme se conoce como dominios (Figura 3.2), y las regiones que separan partes adyacentes de un grano con diferentes direcciones de magnetización espontánea se conocen como paredes de dominios. Así, las propiedades volumétricas ferromagnéticas de algunas sustancias podrían observarse en una curva de histéresis (Figura 3.3) que mostraría lo siguiente:

a) La magnetización de saturación " M_{sat} ", es una medida de magnetización intrínseca cuando todos los dominios se han orientado paralelamente al campo externo, y que es una propiedad fundamental del material.

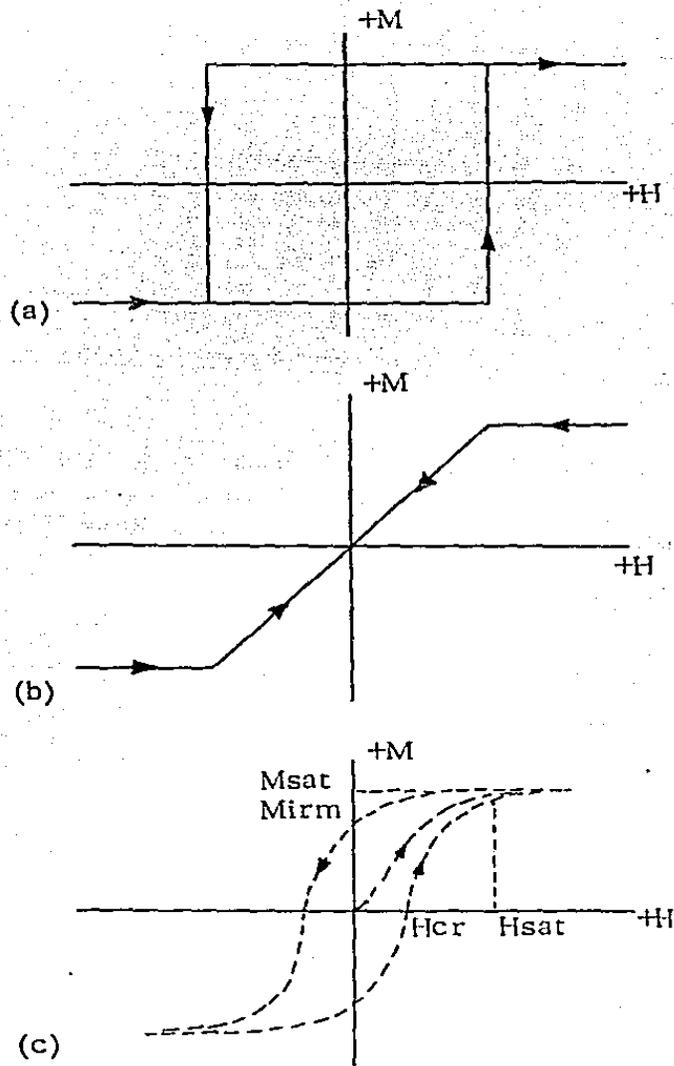


Figura 3.3 Curvas de històresis. Un campo externo H , aplicado a lo largo de los ejes de partículas de dominio sencillo no tiene efecto en la intensidad y magnetización de dirección, M hasta que las fuerzas internas son exedidas, en cambios de dirección de: a) H paralelo a la dirección preferencial, b) H perpendicular a la dirección preferencial, y c) conjunto de partículas de dominio sencillo; los ejes de las partículas están orientados aleatoriamente.

b) La magnetización remanente de saturación "M_{rs}", es una medida de la capacidad del material para retener una magnetización remanente.

c) Fuerza coercitiva remanente "H_{cr}", que es el campo magnético inverso requerido para reducir la magnetización neta del material a cero.

d) La susceptibilidad "X", que es la pendiente de la magnetización versus el campo magnético; y presenta la capacidad de una muestra para ser magnetizada temporalmente en un campo.

3.8 Propiedades Magnéticas de las Rocas

El comportamiento magnético de una roca depende de las propiedades de sus minerales constituyentes y de la presencia de campos magnéticos, así la magnetización total de una roca está dada por la suma vectorial:

$$M_t = M_i + M_r$$

donde, $M_i = k H$ es la magnetización inducida y M_r es la magnetización remanente natural (MRN).

3.9 Magnetismo Remanente Natural

El magnetismo remanente natural (MRN) de las rocas depende de su composición mineralógica, origen, evolución de los campos magnéticos presentes durante su formación e historia geológica. El MRN representa la suma vectorial de varias magnetizaciones remanentes (MR) de diversos orígenes; diferenciándose básicamente MR primaria,

adquirida en el tiempo de formación y la MR secundaria añadida posteriormente.

Este magnetismo es originado por minerales de comportamiento ferromagnético, principalmente óxidos de hierro, los cuales representan generalmente un pequeño porcentaje de la composición total de la roca.

En las rocas ígneas, por lo general, la mayor componente de la MRN es el magnetismo remanente térmico (MRT); éste se genera al enfriarse el magma desde temperaturas mayores a menores del punto de Curie, hasta la temperatura del medio ambiente, bajo la influencia de un campo magnético. Las temperaturas de Curie (bajo la cual los minerales adquieren una magnetización espontánea), y de bloqueo (a la cual el magnetismo se conserva) son características de cada mineral.

Los diferentes tipos de magnetización los podemos dividir en dos grupos principales: los ocurridos en la naturaleza y los inducidos en el laboratorio (Tabla 3.1)

Los cambios de polaridad encontrados en algunas rocas (magnetización reversa) dependen del campo geomagnético y no del material en sí. En algunas situaciones poco frecuentes ciertos materiales pueden adquirir una MRT en sentido contrario al campo geomagnético (autoreversión), como es el caso de la dacita del Monte Haruna en Japón (Nagata, 1961). Estos casos son escasos, de aquí que las reversiones se deban a cambios de polaridad del campo geomagnético en el transcurso del tiempo geológico.

TABLA 3.1. Tipos de magnetización

Tipo de Magnetización remanente	Abv.	Definición (características).
<u>Magnetizaciones ocurridas en la naturaleza:</u>		
Natural	MRN	Suma de todos los componentes de remanencia adquiridos por procesos naturales.
Termal	MRT	Adquirida por el calentamiento en un rango de temperaturas cercano a la temperatura de Curie.
Depositacional	MRD	Adquirida por la rotación física de partículas magnéticas durante el depósito.
Post-depositacional	MRDP	Adquirida por los sedimentos después del depósito y antes del metamorfismo y/o erosión.
Química	MRC	Adquirida como una formación de núcleo mineral magnético y crecimiento en un campo magnético.
<u>Magnetizaciones inducidas en el laboratorio:</u>		
De corte	MRS	Adquirida por sedimentos no consolidados y son afectados por el corte.
Isotermal	MRI	Adquirida por partículas magnéticas en un campo magnético de duración de 10^{-3} seg.
Anistérica	MRA	Adquirida cuando una partícula ferromagnética está sujeta simultáneamente a campos magnéticos alterno y directo.
Rotacional	MRR	Adquirida por una muestra en rotación dentro de un campo magnético alterno.
Giromagnética	MRG	Adquirida por una muestra en un campo magnético alterno sin rotación.
Choque	MRS	Adquirida por partículas magnéticas cuando chocan por impacto. Esto también puede ocurrir en la naturaleza como el impacto de los meteoritos.

Todas las magnetizaciones "naturales" pueden ser duplicadas en el laboratorio.

(†) Tomada de Tarling (1983).

3.10 Propiedades Magnéticas de las Calizas

El MR primario en las calizas puede ser estable por largos periodos de tiempo geológico, a menos que éstas sufran una intensa deformación o sean afectadas por una fuerte remagnetización diagenética (Lowrie y Heller, 1982). Antes de los 1970's las calizas recibieron menor atención que otros tipos de rocas debido a que las intensidades de sus MR son muy débiles (10^{-6} – 10^{-7} A/m). El desarrollo comercial de magnetómetros más sensibles como el "spinner" (Molyneux, 1971) y el magnetómetro criogénico (Goree y Fuller, 1976) han hecho posible la rápida y precisa medición del magnetismo en rocas con muy baja intensidad magnética.

Las calizas poseen varias cualidades que las hacen atractivas para investigaciones paleomagnéticas: por ejemplo, ellas pueden ser comunmente datadas por su contenido de fósiles y normalmente conforman depósitos de espesor continuo, y abarcando largos intervalos de tiempo geológico (Lowrie y Heller, 1982). Además, la mineralogía magnética de las calizas es simple, y el origen de la magnetización remanente puede usualmente ser identificada como primaria (relacionada al tiempo de depósito) o secundaria (postdeposicional).

3.11 Mineralogía Magnética de las Calizas

La identificación de minerales ferromagnéticos en calizas es un problema difícil, el cual deberá ser resuelto

para poder entender el origen y significado de los componentes de la magnetización remanente medida en investigaciones paleomagnéticas, para tal identificación se han empleado técnicas ópticas y magnéticas, aunque las ópticas han probado ser menos satisfactorias que las magnéticas.

Haggerty (1970) estudió secciones pulidas impregnadas de resina en sedimentos recientes de mar profundo con un microscopio óptico y reportó que los minerales opacos consisten de óxidos, sulfuros e hidróxidos en tamaño de grano menor que 10 μm .

La forma más directa para identificar el contenido ferromagnético de una roca es por la observación de magnetizaciones inducidas, la determinación de los puntos de Curie, y el análisis del espectro de coercitividad (Dunlop, 1972).

Los principales minerales magnéticos identificados en las calizas por métodos paleomagnéticos son: Magnetita, goetita, hematita y maghemita.

3.11.1 Magnetita

La coercitividad de los granos de magnetita de dominio sencillo, está controlada por su forma y saturación a un valor extremo de 0.3 Teslas para granos en forma de aguja (Lowrie y Heller, 1982). Las curvas de adquisición de la MRN para calizas son siempre caracterizadas por un

incremento inicial y por saturación a campos de 0.3 Teslas o menores; este espectro de la coercitividad se interpreta en términos de magnetita. Las temperaturas máximas de bloqueo de las calizas se encuentran por lo general entre 500°-550°C, indicando que la magnetización es llevada por magnetita pobre en titanio. Los tamaños de los granos de la magnetita en las calizas son muy pequeños; la magnetización remanente isoterma (MRI) es originada parcialmente por granos de dominios sencillo.

3.11.2

Goethita

El hidróxido de hierro, goetita es un constituyente común en rocas sedimentarias y es formado por la alteración de minerales de hierro o por precipitación directa de soluciones. Sus propiedades magnéticas no han sido investigadas extensamente. La goethita posee un ferromagnetismo débil superpuesto al antiferromagnetismo (Forsyth et al., 1968) y adquiere una magnetización remanente térmica (MRT) cuando enfria hasta su punto de Néel (Strangway et al., 1968). El ferromagnetismo puede ser del tipo parásito, como en la hematita. La goethita tiene una amplia distribución en las calizas y se encuentra en coexistencia con la magnetita y la hematita. Como la goetita se puede originar mucho después de la depositación de los sedimentos, es frecuente encontrarla como un contaminante secundario. Ocasionalmente, la curva de

adquisición de la MRI es inicialmente convexa alcanzando la saturación alrededor de 3.5 Teslas, esta forma de la curva MRI es indistinguible de la hematita.

Las propiedades termomagnéticas de la goethita dan claras indicaciones de su presencia y contribución para las MRN o MRI; durante la desmagnetización termal continua de una MRI, la remanencia decrece drásticamente por debajo de 100°C. Esta es una clara indicación de la presencia de la goethita y no de la hematita. Las temperaturas máximas de bloqueo para la goethita son del rango de 50°-90°C y la temperatura de Curie de 110°-120°C (Hedley, 1971).

La presencia de goethita en una caliza, introduce severas dificultades en el aislamiento de la dirección de magnetización remanente primaria. Debido a su bajo punto de Néel, la goethita es particularmente sensible a bajas temperaturas y los efectos magnéticos termoviscosos a temperaturas ambientales contribuye a dispersar las mediciones. Su coercitividad es altamente estable durante la desmagnetización. La goethita deshidrata a hematita a 300°C y es obscurecido por incertidumbre en la nueva fase de hematita.

3.11.3 Hematita

La hematita ha sido conocida como un mineral magnético de alta coercitividad (aproximadamente 0.5 teslas). El espectro de coercitividad remanente de las calizas rojas conteniendo hematita cubre un mayor rango;

coercitividads de aproximadamente 1.5 teslas son comunes, aunque valores de 2.5-3.5 Teslas no son raros. Las desmagnetizaciones termales continuas de la MRI para la goetita y hematita son diferentes: la primera exhibe una caida brusca bajo los 100°C, la segunda permanece uniforme con temperaturas máximas de bloqueo de 600°-650°C.

La presencia de magnetita y hematita en algunas calizas puede ser detectada por desmagnetización termal a dos componentes de la MRI. Primero un campo muy fuerte es usado para magnetizar totalmente el espectro de coercitividad de la hematita en una dirección conocida. La desmagnetización termal reduce el momento combinado a un mínimo, donde las dos componentes son iguales y se elevan a un máximo cuando la temperatura de bloqueo de la magnetita es alcanzada, sobre esta temperatura solamente se mantienen los componentes de hematita.

3.11.4 Maghemita

Roggenthen et al., (1979) fué el primero en sugerir la presencia de maghemita como un mineral magnético importante en las calizas. La conversión de maghemita a hematita a temperaturas mayores de 300° C, se ha descrito como un posible medio de identificar la presencia de maghemita en calizas. Aquí la falta de coercitividads ultra-altas y componentes de temperatura de bloqueo muy baja excluye la posibilidad de confundir la maghemita de la goetita.

4.

EL METODO PALEOMAGNETICO

En el estudio paleomagnético, se toman muestras en el campo y se analizan en el laboratorio y resulta usual programar nuevas salidas al campo para confirmar datos y/o incrementar el número de muestras.

4.1

Trabajo de Campo

Las técnicas básicas para coleccionar muestras de campo en estudios paleomagnéticos estan supeditadas al tipo de muestra deseada (de bloque y núcleos). Cuando se requiere una mayor precisión en las mediciones paleomagnéticas, es preferible el uso de la perforadora de campo, pues el error se reduce al marcar una sola vez el núcleo y no así las muestras de bloque.

Todos los estudios paleomagnéticos requieren de un gran número de muestras orientadas donde el error debe ser mínimo; el error total debe ser menor de 5° y para muchos experimentos deberá ser menor de 3° . La mayoría de los errores por orientación mecánica son generalmente hechos al transferir marcas de una superficie a otra, por lo cual reduciendo el número de transferencias de marcas, permite reducir esta fuente de error. La forma cilíndrica de muestras es la mas conveniente, pues una sola marca se

requiere para efectuar los procesos posteriores al muestreo y preparación.

El estudio paleomagnético es un método estadístico, por tal motivo un gran número de muestras es requerido para desarrollar un buen estudio, pues, la calidad de estas no siempre es buena. Por lo tanto es recomendable seleccionar afloramientos, donde el intemperismo (fracturas, oxidación, alteración hidrotermal, remagnetizaciones, etc.) no haya afectado trasedentalmente las características magnéticas de las rocas.

El equipo para la obtención de núcleos consiste de cuatro partes básicas: 1) máquina perforadora de gasolina, 2) barrena de diamante, 3) un presurizador de agua, y 4) un orientador de núcleos. El peso y facilidad de manejo del equipo es muy importante, ya que las perforaciones se realizan en todas direcciones y como los afloramientos se encuentran por lo regular en lugares inaccesibles para vehículos, el equipo es portátil.

En afloramientos de regular intemperismo es recomendable perforar a una profundidad de aproximadamente 10 cm; a mayor profundidad se corre el riesgo de romper el núcleo o atorar la barrena, y a menor profundidad se obtendrán muestras muy intemperizadas. La lubricación por medio de agua es muy importante ya que ésta enfría a la barrena y núcleo (al calentarse podría adquirir una nueva magnetización).

Al llegar a la profundidad deseada, se retira la perforadora y se introduce el orientador, donde se lee el rumbo y echado de la muestra, y se marca y corta el núcleo. Adicionalmente al núcleo cortado se le marca su posición vertical y se le asigna un número de control y ubicación para revisiones posteriores. El rumbo y echado de los sitios muestreados son utilizados para hacer correcciones estructurales a las muestras

4.2 Pruebas de Campo

Uno de los mas importantes requisitos en los estudios paleomagnéticos, es la estabilidad de la magnetización remanente de las rocas. La verificación de este, se realiza mediante pruebas de campo y laboratorio.

El principal objetivo de las pruebas de campo es la determinación del grado de correlación entre las propiedades magnéticas de las rocas y los mecanismos físicos que las han afectado. Existen cinco pruebas de campo: consistencia de direcciones, de reversiones, del plegamiento, del conglomerado, y de contacto quemado.

4.2.1 Prueba de Consistencia de Direcciones

Si en muestras colectadas de una sola unidad geológica o de varias unidades relativamente contemporaneas las direcciones de desmagnetización son congruentes, y esta no coincide con la dirección del campo actual, entonces se considera que la magnetización es estable.

4.2.2 Prueba de Reversiones

Esta es la prueba más usual aplicable en unidades conteniendo rocas de polaridad normal y reversa. Este es uno de los fundamentos básicos del análisis paleomagnético (Cox y Doell, 1960). La prueba de reversiones aplicada en diferentes unidades que supuestamente han conservado su magnetización original denota direcciones opuestas, de magnetización, lo cual indica cambios en la polaridad del campo geomagnético. Si todas las direcciones de magnetización son congruentes es indicativo de un campo geomagnético constante, o bien una remagnetización que afectó a todas las unidades.

4.2.3 Prueba del Plegamiento

En una formación que es deformada sin ser afectada su magnetización remanente, las direcciones de magnetización corregidas por el echado geológico, resultarán uniformes. Si la roca fue remagnetizada posteriormente al plegamiento, las direcciones de magnetización sin ser corregidas estructuralmente resultaran uniformes, y al ser aplicada tal corrección se disgregarán (Graham, 1949).

4.2.4 Prueba del Conglomerado

Para poder usar esta prueba se deben identificar los clastos del conglomerado y la formación de la que han sido extraídos. El conglomerado se muestrea tanto de la matriz como de los clastos grandes: en caso de que los clastos y la matriz tengan la misma orientación de magnetización, se puede decir que la formación adquirió una remagnetización.

Si los clastos muestran dirección totalmente diferentes de magnetización, se considera indicativo de estabilidad, es decir que no han estado sujetos a una remagnetización.

4.2.5 Prueba de Contacto Quemado

Cuando las rocas ígneas intrusivas son emplazadas a temperaturas más altas que la temperatura de Curie de los minerales magnéticos, y la roca encajonante también es calentada arriba de la temperatura de Curie de sus minerales, tanto la roca intrusiva como la roca encajonante adquieren la misma dirección de magnetización del campo geomagnético prevaleciente. Así pues, si al muestrear ambas rocas la dirección de magnetización es la misma, es indicativo de una magnetización estable y representativa del tiempo en que fue emplazada la roca intrusiva.

Las pruebas de campo se pueden llevar a cabo, si el área de estudio, está situada en un medio geológicamente conveniente. Si esto es posible estas pruebas nos darán información sobre la edad de la magnetización y su estabilidad, pero no sobre el tipo y la naturaleza de la inestabilidad o estabilidad.

4.3 Trabajo de laboratorio

Una vez obtenidos en el campo, los núcleos, mediante perforación, en el laboratorio se procedió a cortar las

muestras en especímenes de 2.0 a 2.5 cm y a transferir a cada espécimen las correspondientes marcas y el número de control. Se tuvo cuidado de no calentar las muestras al momento de cortarlas, para tal efecto la lubricación de las muestras con agua fue continua y abundante. Las pruebas de laboratorio también son implicadas como pruebas de estabilidad.

4.4 Pruebas de laboratorio

Todo material que tiene capacidad de preservar una magnetización primaria, deberá contener por lo menos un poco de partículas magnéticas en el que sus tiempos de relajación sean mayores que la edad de la remanencia primaria. Por lo tanto, es fundamental para todos los estudios paleomagnéticos y arqueomagnéticos la determinación del espectro del tiempo de relajación de las muestras. Usualmente para determinar el rango de temperaturas de bloqueo y coercitividad, se emplean los procedimientos de desmagnetización termal y de campos alternos.

4.4.1 Desmagnetización Termal

Cuando un espécimen es calentado, el tiempo de relajación de todas sus partículas magnéticas es reducido exponencialmente. Esto significa que la magnetización de los granos con bajos tiempos de relajación, cuando sean calentados, cambian a superparamagnéticos.

El espectro de la temperatura de bloqueo de cualquier especie, puede ser determinada por la repetición del ciclo de calentamiento, enfriamiento y medición, con un incremento de temperatura en cada ciclo (Irving et al., 1961). Durante el enfriamiento de los especímenes es importante que no existan campos magnéticos sobre la muestra, ya que estos podrían producir una nueva magnetización en ellos.

Durante cada incremento de la desmagnetización termal el monitoreo de la estabilidad química de los minerales magnéticos es esencial para las mediciones de susceptibilidad, porque en cada recalentamiento cualquier cambio en la susceptibilidad indicará la destrucción o creación de nuevos minerales magnéticos.

Los cambios químicos como la oxidación que es muy común en muchos minerales y en particular en las rocas sedimentarias que se producen, al usar una desmagnetización termal y estos tienden a descomponerse durante el calentamiento, con la creación de nuevos minerales magnéticos. Estos minerales pueden adquirir una magnetización paralela o antiparalela de la magnetización de los minerales que ellos reemplazan. Este comportamiento se analiza mediante gráficas que se hacen en cada muestra piloto (muestra tomada aleatoriamente para observar su comportamiento durante el proceso de desmagnetización, que servirá para formar un patrón de desmagnetización para las siguientes muestras).

4.4.2 Desmagnetización por Campos Alternos

Cuando una muestra es desmagnetizada paulatinamente, mediante el incremento de la intensidad de campos alternos, y se miden los elementos magnéticos a cada paso de la desmagnetización, nos da la posibilidad de hacer un análisis completo de la magnetización de la roca. El procedimiento es el siguiente el espécimen a ser desmagnetizado se ubica en un campo alterno, la intensidad de éste es disminuido continuamente hasta cero, durante este proceso la muestra es magnetizada en dirección opuesta, y cualquier magnetización con una intensidad mas pequeña que el campo aplicado es removida.

Es de gran importancia que al efectuarse la desmagnetización los especímenes estén bien aislados, sobre todo de la acción de campos magnéticos directos, ya que esto genera un magnetismo anistérico.

Como los campos alternos actuan en una dirección determinada y fija por los ejes de la bobina, es recomendable exponer la muestra a diferentes direcciones de los campos alternos. En uno de los métodos más usados (Creer, 1959), se somete a los especímenes en dos ejes perpendicularmente a los ejes de la bobina; otro método usado es la desmagnetización de muestras en tres direcciones perpendiculares entre si. desmagnetizado en varias direcciones elimina los momentos magnéticos de la magnetización remanente natural en forma proporcional a la intensidad del campo aplicado.

4.4.3 Desmagnetización por Corriente Directa

Un método para desmagnetizar especímenes, frecuentemente utilizado en Rusia (Khramov, 1958), es mediante la aplicación de campos directos. El espécimen es orientado, con la dirección de su magnetización remanente antiparalela al campo aplicado. Posteriormente, un campo más alto es aplicado y el espécimen es vuelto a medir y a orientar (si la magnetización remanente ha cambiado de dirección). La estabilidad es alcanzada cuando las direcciones de la magnetización remanente no cambia significativamente, denotando la existencia de un solo componente.

4.4.4 Desmagnetización Química

En materiales permeables que permiten el paso de ácidos através de ellos, se utiliza comunmente ácido hidrociorídrico, para remover algunos componentes de la roca (Collinson et al., 1967). Por ejemplo en algunas rocas sedimentarias, el cemento carbonatado puede ser removido dejando a los granos detríticos. Al aplicar esta técnica todos los minerales de la superficie pueden ser Alterados, por lo cual debe acompañarse de estudios petrológicos, para poder diferenciar, granos alterados o reemplazados.

4.5 Presentación y Análisis de Datos

Fisher (1953) propuso un método estadístico, el cual

es ampliamente usado en el paleomagnetismo, sugirió que las direcciones de un vector al encontrarse representado en una esfera su distribución cuya densidad de probabilidad "p" es dada por:

$$P = \frac{x \cos y}{4 \sinh x} e$$

donde "y" es el ángulo formado entre la dirección de la muestra y la dirección de magnetización verdadera (en la cual $y=0$ y la densidad es máxima). El parametro "x" es llamado parametro de precisión y determina la dispersión de las direcciones. Si $x=0$, ellas estarán uniformemente distribuidas (las direcciones son por lo tanto aleatorias) y cuando "x" es grande las direcciones se agrupan alrededor de la dirección media verdadera.

4.5.1 Estimación de Parámetros Estadísticos

Dada una serie de direcciones dispersas respecto a un centro común, una estimación de la posición central (dirección media), es la suma vectorial de los vectores unitarios. En los estudios paleomagnéticos, la dirección de magnetización de una roca es especificada por la declinación (Dec), medida en el sentido de las manecillas del reloj a partir del norte verdadero (Inclinación, Inc), y puede ser especificada por sus tres cosenos directores:

componente norte	$l = \cos Dec \cos Inc$
componente este	$m = \sin Dec \cos Inc$
componente vertical	$n = \sin Inc$

Los cosenos directores (x, y, z) de la resultante de tales direcciones (N) de magnetización, son proporcionales a la suma de los cosenos directores:

$$x = \frac{\sum l_i}{R} \quad y = \frac{\sum m_i}{R} \quad z = \frac{\sum n_i}{R}$$

El vector suma de estos vectores unitarios tendrá un valor R (donde $R < N$) dado por:

$$R^2 = (\sum l_i)^2 + (\sum m_i)^2 + (\sum n_i)^2$$

la declinación e inclinación de esta dirección media son dadas por:

$$\tan \text{Dec } m = \frac{\sum m_i}{\sum l_i} \quad \text{y} \quad \text{sen Inc } m = \frac{\sum n_i}{R}$$

La mejor K estimada de el parámetro de estimación está dada para $N \geq 3$ como (Fisher, 1953):

$$K = \frac{n-1}{N-R}$$

donde, N es el número de direcciones estudiadas

El grado de dispersión se calcula mediante el semiángulo (α) alfa de un cono circular situado alrededor de R y que agrupe a los puntos con un nivel de confianza, "P":

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

Por lo general en estudios paleomagnéticos, a F se le asigna un valor de 0.05, lo que equivale a un cono de confianza del 95% :

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left[1 - \frac{N-R}{R} \left\{ \frac{N-1}{20} - 1 \right\} \right]$$

4.5.2 Cálculo de Posiciones Polares

Las direcciones de magnetización son usualmente expresadas en coordenadas polares (declinación, inclinación y la intensidad total) o en coordenadas cartesianas (la intensidad a lo largo de los ejes de un sistema de referencia ortogonal). Las conversiones entre estas representaciones es simple. Aunque la mayoría de los cálculos están basados en el sistema cartesiano, los resultados son más comúnmente expresados en coordenadas polares. La inclinación observada (Inc) está relacionada directamente con la distancia angular del polo magnético (la colatitud magnética, $90-\lambda$).

$$\tan \text{Inc} = 2 \tan \lambda \qquad \lambda = \tan^{-1} \left(\frac{\tan \text{Inc}}{2} \right)$$

donde, λ es la latitud magnética de la ubicación del lugar muestreado. Si la localización de el sitio de muestreo (Figura 4.1) está expresado en términos de una latitud (λ_s) y longitud (ψ_s) geográficas, entonces la latitud (λ_p) y longitud (ψ_p) del polo correspondiente están determinados por:

$$\lambda_p = \sin^{-1} (\sin \lambda_s \sin \lambda + \cos \lambda_s \cos \lambda \cos D)$$

$$\psi_p = \psi_s + \sin^{-1} (\cos \lambda \sin D / \cos \lambda_p)$$

donde las latitudes norte y longitudes este son positivas.

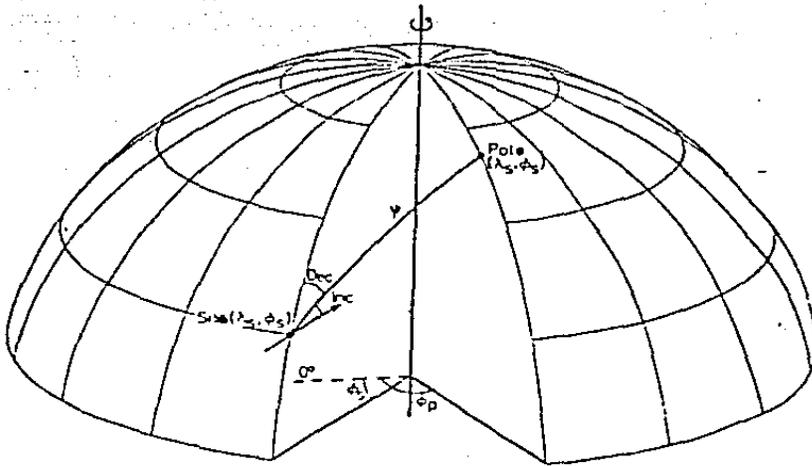


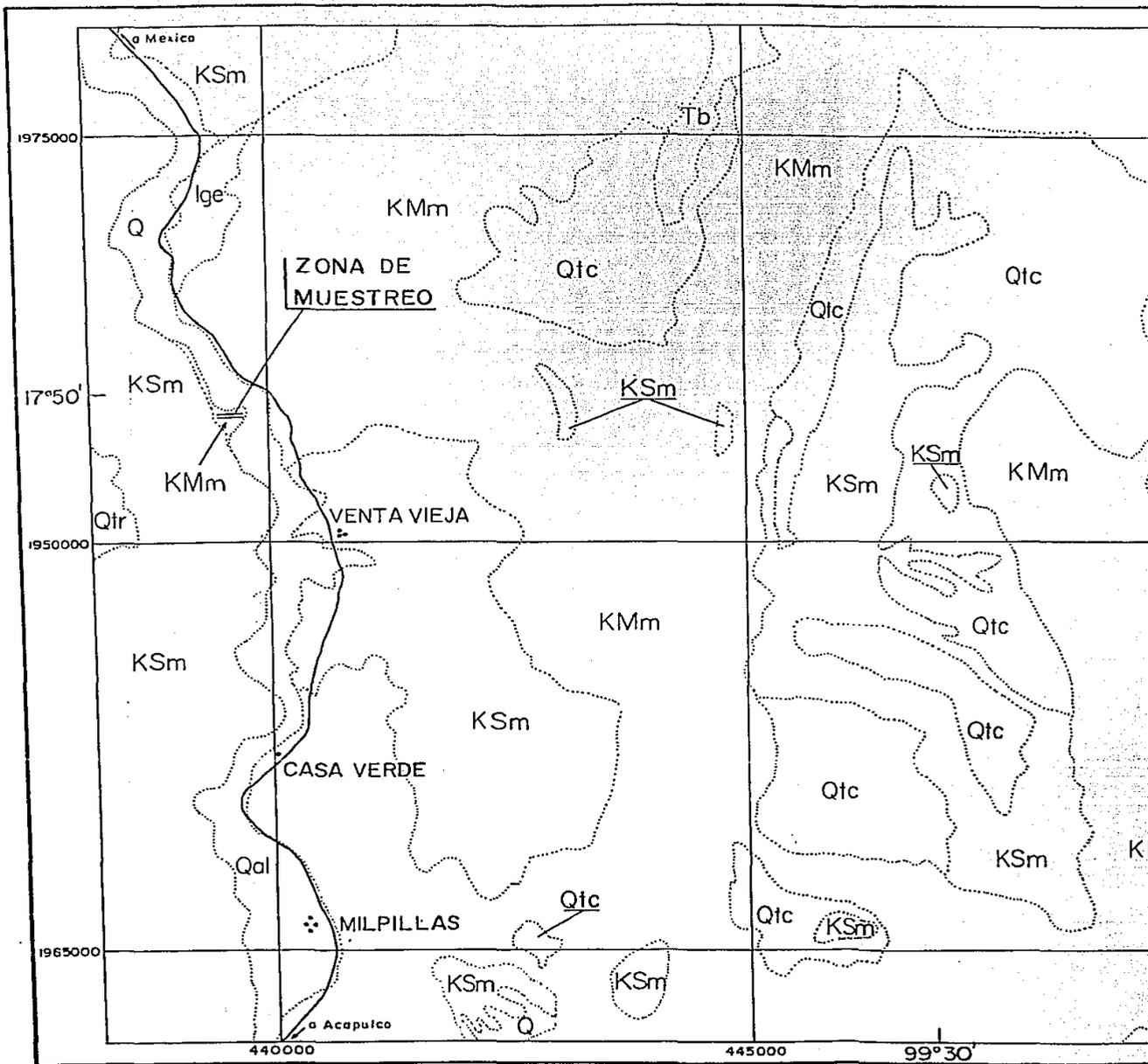
Figura 4.1 Se muestra el cálculo del polo paleomagnético a partir de la declinación (Dec) se define la dirección del polo paleomagnético del sitio y la inclinación (Inc) se usa para determinar la distancia del mismo.

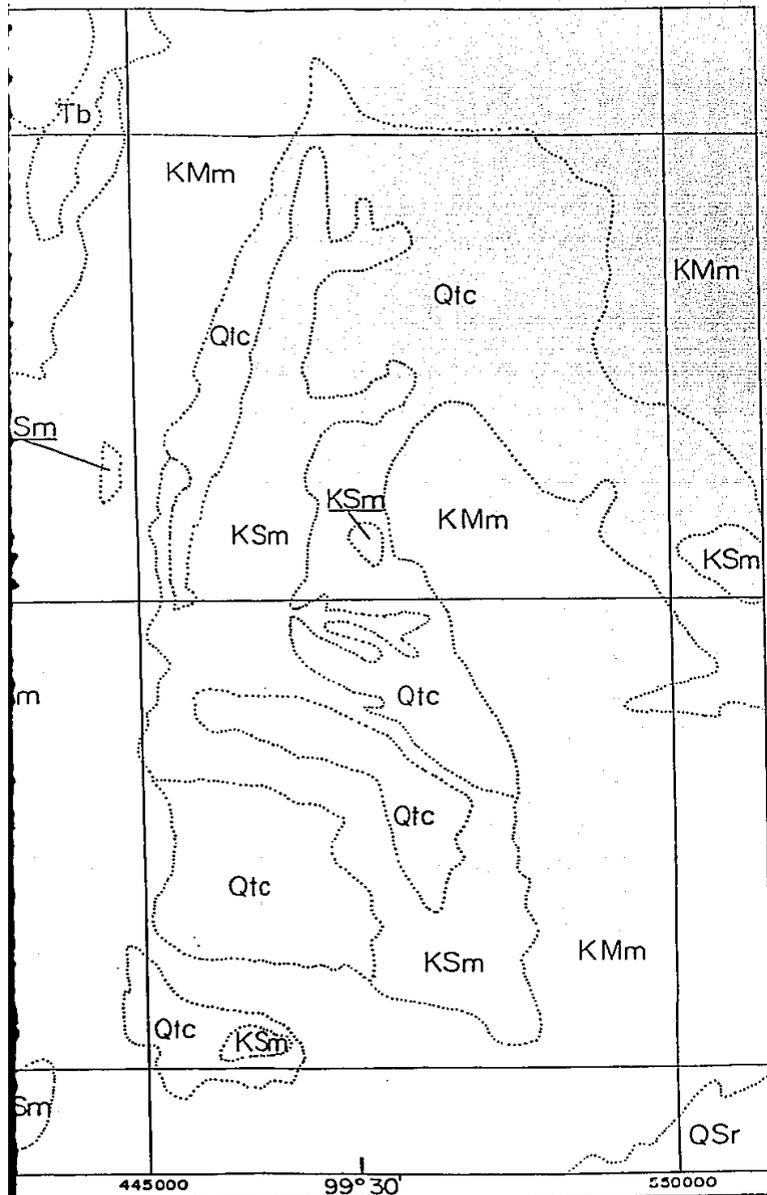
(Tomada de Tarling, 1983).

5. MARCO GEOLOGICO REGIONAL DEL AREA ESTUDIADA

En el área donde se colectaron las muestras estudiadas afloran las calizas de la Formación Morelos (Fries, 1960) y se ubica a lo largo de la carretera México-Acapulco, en el tramo comprendido entre Milpillás, Casa Verde y Venta Vieja, Guerrero, en el Cañón del Zopilote (Figura 5.1).

Geomorfologicamente dicha área de estudio se encuentra en la Plataforma Morelos-Guerrero, la cual está rodeada en sus porciones este-oeste y sur por la Sierra Madre del Sur y al norte por el Eje Neovolcánico; varios rasgos son distintivos: Las rocas de origen marino presentan una topografía controlada por una serie de estructuras alargadas, con orientación norte-sur o noroeste-sureste, en donde las Sierras corresponden a pliegues anticlinales y los valles a los sinclinales. El paisaje cárstico está definido por la presencia de innumerables dolinas. En la cima de las sierras existen sedimentos terrígenos e igneos que conforman un relieve abrupto y un sistema de drenaje complejo; en las rocas igneas se han desarrollado cortes abruptos que forman cañones acantilados de dimensiones regulares.





LOCALIZACION DEL AREA

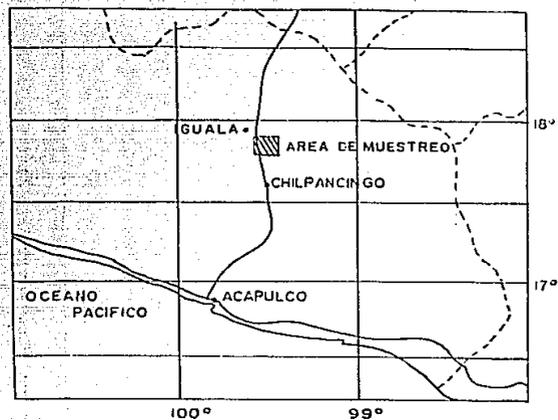


Figura 5.1 PLANO GEOLOGICO DEL AREA DE MUESTREO

S I M B O L O G I A

KSm Cretacico Superior Mexcala

KMm Cretacico Medio Morelos

Ige Igneo extrusivo

Q Cuaternario

Tb Tobas

~ ~ ~ Contacto geologico



5.1 Formación Morelos

La base de la Formación varía ampliamente en edad, ya que esta unidad fue depositada sobre una superficie irregular y se acuña en las cercanías de Taxco (Fries, 1960) (Figura 5.2). Las gruesas capas de caliza y dolomía de la Formación Morelos son muy resistentes a la erosión y tienden a formar altos topográficos, con excepción de los lugares donde están cubiertas por rocas volcánicas Terciarias con una altura aún mayor.

El aspecto topográfico del terreno en que aflora la Formación Morelos es de lo más distintivo de la región y solo se le asemeja al presentado por la Formación Cuautla.

La Formación Morelos consta principalmente de una sucesión de calizas y dolomías interestratificadas, con cantidades variables de pedernal (nódulos, lentes, granos y fragmentos). La parte más antigua de la formación está constituida por un miembro de anhidrita, que en la parte oriental de la región y hacia el poniente lo constituyen rocas carbonatadas de plataforma y de cuenca.

El color de la Formación Morelos cambia de una capa a otra, variando de gris claro a negro. Las capas dolomitizadas muestran un tinte parduzco y aspecto sacaroso. Los estratos son por lo general bastante gruesos, variando de 20-80 cm de espesor.

La textura de las calizas varía de calcilutita a calcirudita, pero el tipo más común es la calcarenita. Los

granos que forman principalmente a la caliza son grumos de calcita criptocristalina, caparazones de foraminíferos y fragmentos biógenos.

Algunos autores (Fries, 1960) opinan que la dolomitización ocurrió en el fondo marino antes y durante la diagénesis del lodo calcáreo. Las capas dolomitizadas son totalmente distintivas y diferenciadas de las capas sanas (no dolomitizadas). Las diferencias físicas o químicas entre las dos capas (dolomitizadas y sanas) no parece ser la causa de la distintiva dolomitización. La explicación reside con mayor probabilidad en diferencias de salinidad, concentraciones de hidrógeno, temperatura y composición química de las aguas, durante el depósito de estas capas y como resultado de variaciones biológicas y climáticas locales.

La anhidrita basal de la Formación Morelos es laminar, color variable de blanco a gris oscuro, y fuertemente deformada. El material superficial contiene yeso, pero la mayoría de la roca es anhidrita casi pura. El yeso se supone resultado de la hidratación de la anhidrita por las aguas subterráneas. El efecto de la disolución por aguas subterráneas es obvio en todos los lugares donde aflora la anhidrita, estos afloramientos son en forma dómica.

La Formación Morelos aparentemente no se depositó sobre la parte más elevada de la Paleopenínsula de Taxco

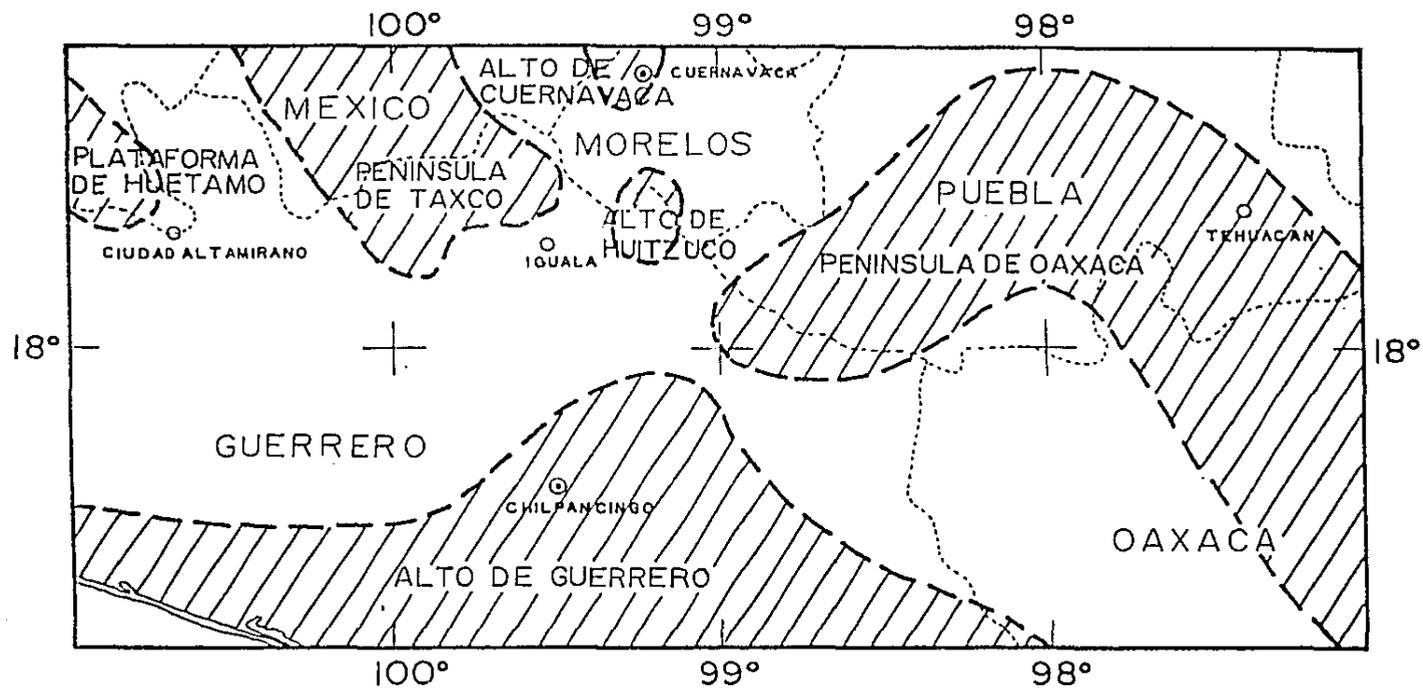


Figura 5.2 Paleogeografía tentativa del Jurásico Superior
 (tomada de Padilla y Sánchez, 1973)

(Cretácico Temprano). Sin embargo, su espesor aumenta rápidamente en cortas distancias al noreste, oriente, sur y suroeste. Es difícil conocer el espesor total de la Formación Morelos ya que no se encuentra expuesta su base. En la parte central del Estado de Morelos el espesor probable llega cuando menos a 900 m (Fries, 1960). Una parte de la variación en espesor se debe a la remoción local de las capas superiores de la Formación Morelos antes del depósito de la Formación Cuautla suprayacente. Aunque la variación en su espesor se debe predominantemente a su depósito sobre una superficie irregular.

Movimientos tectónicos deformaron a la Formación Morelos en pliegues orientados casi N-S y las rocas fueron fracturadas en grado variable de un lugar a otro (Figura 5.4). La falta de una deformación interna más intensa de la caliza Morelos en comparación con las unidades Cretácicas adyacentes y menos competentes, se debe indudablemente a su incompetencia y su estratificación gruesa.

La parte basal de la Formación Morelos descansa en discordancia angular encima de todas las unidades anteriores, con la excepción de la Formación Xochicalco. Algunos autores (Fries, 1960) proponen una superficie de erosión entre la Formación Morelos y la Formación Cuautla pero en el campo no se observa esta superficie de erosión sino un cambio transicional, otra formación que descansa sobre las capas de la Morelos es la Formación Mexcala.

5.2

Paleontología

Las rudistas se presentan en gran número en la parte superior de la Formación Morelos (Fries, 1960). Los amonoides se encuentran raras veces en las rocas que contienen rudistas. La microfauna se presenta con mucha abundancia en algunas capas, particularmente en la parte superior (elemento que algunas veces permite distinguir el límite entre la Formación Morelos y la formación Cuautla) de la formación Morelos en donde domina la familia Miliolidae. A partir del análisis paleontológico y petrográfico de 30 láminas delgadas se pudo concluir que los géneros y especies encontrados en la Formación Morelos (Anexo 1) no definen la edad exacta de la roca, ya que la mayoría de ellos tienen alcances demasiado amplios. Solamente dos especies de la colección tienen valor para fijar la edad más joven de la formación. Estos son Dicyclina schlumbergeri sp. y Nummoloculina heimi sp. que son restringidas a finales del Albiano Medio al Cenomaniano Temprano. La Nummoloculina Heimi sp. corresponde al Albiano-Cenomaniano (Bonet, 1956). En México ha sido encontrada en las Formaciones El Abra, Aurora, El Doctor, Escamela, Cicapa y en La Morelos. Dicha especie está presente en todo el contorno del Golfo de México, desde Florida, Luisiana y Texas. Así mismo, en México se ha encontrado en Coahuila, Tamaulipas, Querétaro, San Luis Potosí, Puebla, Morelos, Veracruz y Yucatán (subsuelo). La

Dicyclina Schlumbergeri sp. ha sido reportada en Europa (Francia) para el Cenomaniano y Senoniano. En México se encuentra en la parte superior de las Formaciones El Doctor y Morelos para el Cenomaniano. En la Formación Morelos se encuentra acompañando a la Nummuloculina Heimi sp.

5.3 Historia Geológica

La secuencia sedimentaria marina expuesta cubre un rango cronoestratigráfico que varía desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior (Figura 5.3). Las primeras unidades depositadas en la región son las tobas riolíticas con materiales clásticos interestratificados, que se sedimentaron probablemente en la segunda mitad del Paleozoico. Posteriormente estas rocas fueron intrusionadas por diques andesíticos. Hacia los límites de Guerrero y Oaxaca la secuencia sedimentaria marina de la Plataforma Morelos-Guerrero descansa sobre el basamento metamórfico paleozóico, representado por el complejo Acatlán. Las rocas volcánicas verdes parecen haber sido plegadas y metamorficadas ligeramente antes de que se depositaran las capas calcáreas y arcillosas de la Formación Acahuizotla, probablemente del Jurásico Superior (Fries, 1956). Esta formación descansa parcialmente sobre la Roca Taxco Viejo y sobre el Esquisto Taxco; esta formación subyace en discordancia erosional a las lutitas calcáreas de la Formación Acuitlapan del Neocomiano. Ambas

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	REGION DE CHILPANCINGO FORMACION	GUERRERO CENTRO Y NORTE	MORELOS	
CENOZOICO	CUATERNARIO		RECIENTE			ALUVION	
			PLEISTOCENO	ALUVION	ALUVION	ALUVION GPO CHICHINAUTZIN - RIODACITAS	
	TERCIARIO		PLIOCENO	CHILPANCINGO	CUERNAVACA	CUERNAVACA	
			MIOCENO	ROCAS VOLCANICAS	ROCAS IGNEAS EXTRUSIVAS	ROCAS VOLCANICAS FM. TEPOZTLAN (Tc)	
			OLIGOCENO	GRUPO BALSAS	GRUPO BALSAS	GRUPO BALSAS	
			EOCENO				
	PALEOCENO						
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO				
			SENOBIANO				
			CAMPANIANO				
			SANTONIANO	MEXCALA	MEXCALA	MEXCALA	
			CONIACIANO				
			TURONIANO	CUAUTLA	CUAUTLA	CUAUTLA	
			AGUA NUEVA				
			CENOMANIANO	MORELOS	TAMAULIPAS SUPERIOR	MORELOS	
			ALBIANO				
	INFERIOR	APTIANO	GRUPO CICALPA *	CALIZAS CON NERINEAS	YCHICALCO (P) ACAMUZZOTLA		
		BARREMIANO		ANHIDRITAS			
		HAUTERIVIANO					
		VALANGINIANO					
		BERRIASIANO					
	JURASICO	SUPERIOR	TITONIANO			FM ANGAO	
			BONONIANO				
			HAVRIANO				
			SEOUANIANO				
ARGOVIANO							
DIVESIANO							
COLLOVIANO							
MEDIO		BATHONIANO	JUR MED. MARINO	GPO. TECOCOYUNCA		CONGL. CUALAC	
		BAJOCIANO					
	LIASICO		GPO. CONSUELO				
TRIASICO	SUP.	RETIANO					
		NORIANO	FM CHAPOLAPA				
		CARNIANO					
PALEOZOICO	SUP.	PERMICO		IXCUINTOYAC ?	ESQUISTO TAXCO NO DIFERENCIADO		
		CARBONIFERO					
	MED.	DEVONICO					
		SILURIANO		COMPLEJO XOLAPA			
	INF.	ORDOVICICO					
	CAMBRICO						
PC			PRE-CAMBRICO	GNEISSES Y ESQUISTOS	?	?	

Figura 5.3 Tabla estratigráfica de la Cuenca Morelos-Guerrero

Tomada de Lopez Ramos, E., 1979.

* Nombre Informal

** Información de subsuelo

formaciones muestran el efecto de un metamorfismo dinámico débil. La lutita filítica de la Formación Acuitlapán pasa transicionalmente a la caliza Xochicalco de edad Aptiana. Una discordancia pone en contacto a la Formación Xochicalco con varios horizontes de la Formación Morelos. El hundimiento en el tiempo de formación de la Morelos fué de manera irregular permitiendo la acumulación de cuando menos 900 mts de caliza y dolomia en la parte central del estado de Morelos.

Posteriormente se depositaron las calizas de la Formación Cuautla durante el Turoniano Inferior; expandiéndose la plataforma, un banco calcáreo hacia el poniente de Cuernavaca-Huitzucó. En la Plataforma Morelos-Guerrero la parte final del Turoniano esta marcada por un cambio drástico en la sedimentación; como resultado del levantamiento de una gran parte de las zonas óblicas en la región occidental de esta área, sedimentos terrígenos (lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados) fueron introducidos, llegaron a formar una secuencia de mas de 1200 mts de espesor (Formación Mexcala del Turoniano-Campaniano Temprano). Al término del Cretácico e inicio del Terciario ocurrieron las deformaciones compresionales que originaron la formación de un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales. La secuencia mesozóica plegada y en algunos sitios erosionada, está cubierta discordantemente por una serie de conglomerados, arenisca,

limolita y yeso, todos de origen continental y de color rojizo que constituyen al Grupo Balsas (Fries, 1960), de edad Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. También se desarrollaron importantes emisiones volcánicas que formaron la cubierta ignimbrítica del área de Taxco denominada Riolita Tilzapotla y por depósitos volcanoclásticos y volcánicos de la Formación Tepoztlán. El Terciario Superior y Cuaternario se caracteriza en la región por la influencia de la actividad volcánica del Eje Neovolcánico y el desarrollo de fosas en donde se depositaron los sedimentos clásticos de la Formación Cuernavaca (conocida también como Formación Oapan) y de la Formación Chilpancingo, en el valle del mismo nombre, que consiste de unos 200 mts de conglomerado, arenisca y limolita, en parte de origen fluvial y en parte lacustre, de edad Pliocénica. Los depósitos Cuaternarios consisten de gravas y arenas en los cauces y márgenes de los ríos y arroyos.

5.4 Geología Estructural

Los rasgos estructurales son marcados en la región por los ejes de los pliegues del paquete Mesocrómico (Figura 5.4). La cubierta de rocas Terciarias y Cuaternarias impide ver la continuación de los ejes estructurales. El rumbo predominante de los ejes en la región se acerca al nor-noroeste.

Debido a que el basamento cristalino tiene un relieve

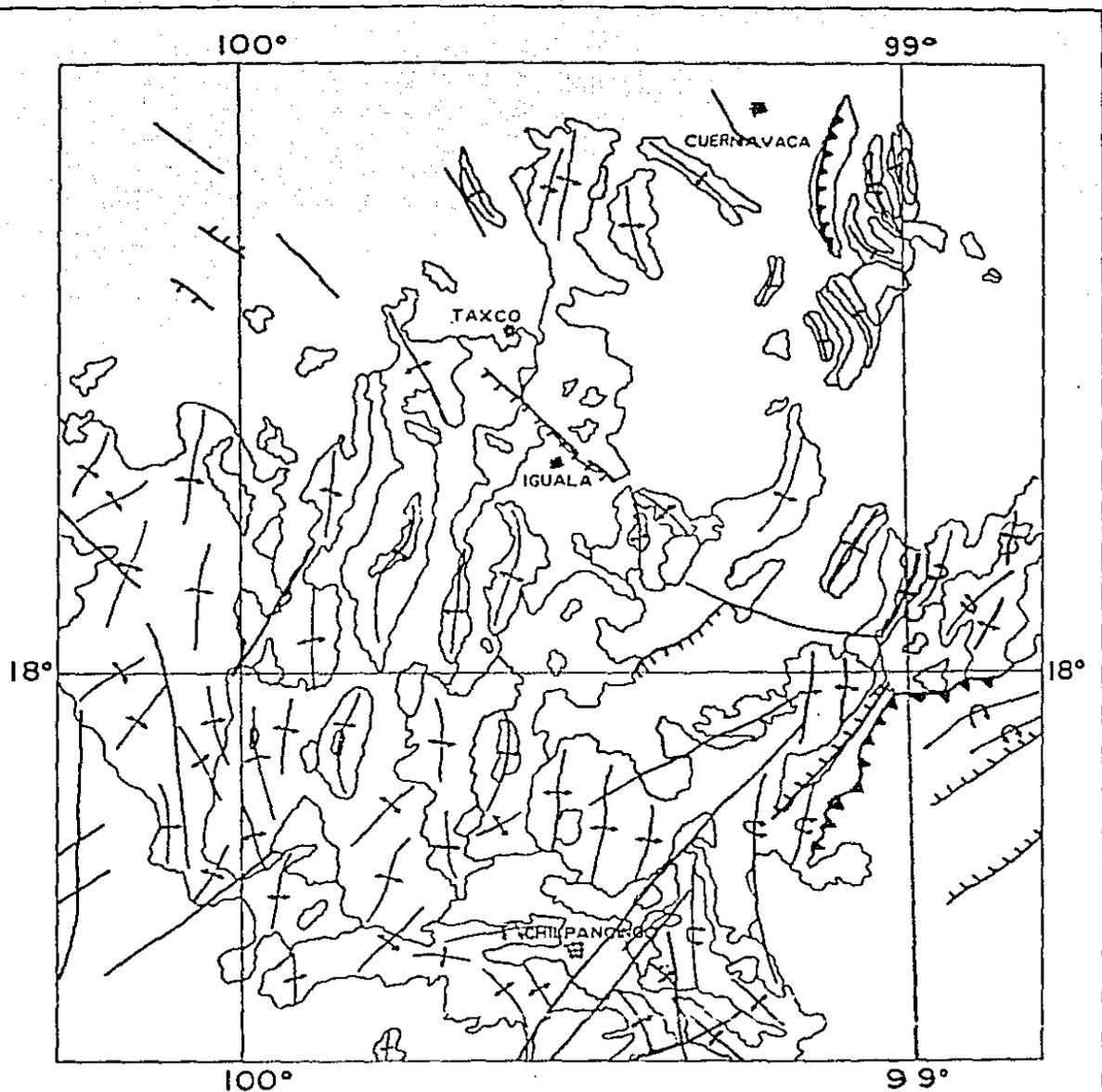


Figura 5.4 Localización de fallas, fracturas y la traza de los planos axiales de anticlinales

- | | |
|--------------------------|---------------------|
| —┆— Anticlinal | ▄▄▄▄▄ Falla normal |
| —○— Anticlinal recostado | ▄▄▄▄▄ Falla inversa |
| — Fracturas | |

(según R.J. Podilla y Sánchez, 1986)

variable bajo la cubierta mesozóica y considerando que las unidades cretácicas (Morelos y Cuautla), son variables en espesor de un lugar a otro, no puede esperarse en estas rocas superficiales un plegamiento uniforme en respuesta a una presión cortical profunda. Las irregularidades en los rumbos axiales de los pliegues se consideran debidas a la gran variabilidad de dichos factores en las rocas del basamento y las suprayacentes.

La Isla de Taxco actuó en forma de contrafuerte, alrededor o sobre de la cual fueron deformadas las rocas mesozoicas. El plegamiento en las calizas sobre y alrededor de la península tuvo una intensidad menor que en otras partes de la región, quizás debido a la falta de rocas competentes entre el esquisto y la caliza. Los cuerpos intrusivos del área pudieron haber actuado en forma de núcleos resistentes que redujeron la intensidad del plegamiento encima de ellos, causando desviaciones en la orientación de los pliegues cercanos. Otro factor que contribuyó al plegamiento irregular de la región fué la presencia de la anhidrita basal de la Formación Morelos, y aunque su distribución se conoce solo parcialmente, esta aflora cerca de Tlaxapotala y en las cercanías de Huixtla y se piensa que continúa hacia el norte hasta el Lago de Tequesquitengo.

El efecto lubricante de la anhidrita en la formación de los pliegues de las rocas suprayacentes pudo haber sido

significativo en amortiguar la deformación.

Se considera que los pliegues de las rocas Mesozoicas formaron en respuesta a las mismas fuerzas tectónicas y en un mismo intervalo de tiempo.

5.5 Tectónica Regional

En forma generalizada se puede decir que los procesos tectónicos que plegaron y fallaron las rocas Cretácicas del área en estudio, deben su origen a la acción de esfuerzos compresionales que actuaron este-oeste, al producirse movimientos corticales que fueron controlados por los paleoelementos (Taxco y Oaxaca) y que causaron irregularidades en la orientación de los ejes estructurales. Basandose en datos radiométricos y estratigráficos se ha establecido que la deformación del paquete mesozoico se efectuó antes del final del Maestrichtiano (de Cserna y Fries, 1981).

La homogeneidad depositacional aparentemente no existió en el sur de México, ya que la mayoría de las áreas presentan una historia geológica diferente en donde las relaciones de espacio y tiempo no concuerdan. Algunos autores (Carfentan, 1983; Campa y Coney, 1983), han propuesto la existencia de varios "terrenos" en el sur de México (Figura 5.5). Basados en que existen discontinuidades importantes en la estratigrafía que no pueden ser explicados como cambios de facies. Algunos de estos límites son bien conocidos como fallas.

MAPA INDICE DE TERRENOS ESTRATOTECTONICOS

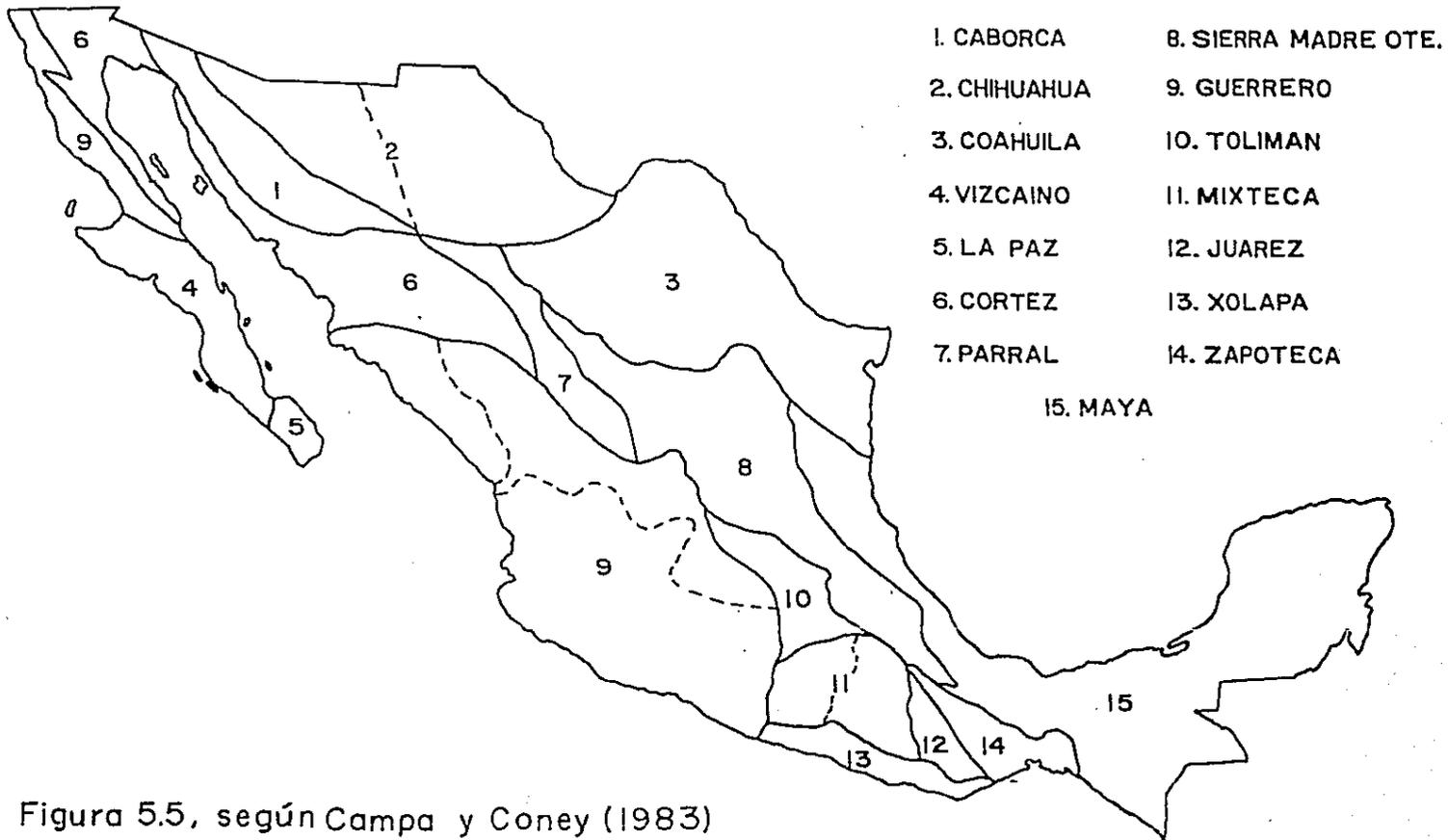


Figura 5.5, según Campa y Coney (1983)

El área en estudio (Cañon del Zopilote) está situado dentro del terreno Mixteco, que tiene un basamento metamórfico conocido como complejo Acatlán (Ortega-Gutierrez, 1978). La edad asignada a este complejo es de 380 ma (Armstrong, 1979, en de Cserna et al, 1980), aunque otros autores proponen otra edad (Ruiz-Castellanos en Ortega-Gutierrez, 1981) diferente de 480 ma, indicando que el complejo Acatlán sufrió las fases Taconiana y Acadiana. El terreno Mixteco junto con el Oaxaca, constituyen los únicos terrenos del sur de México en que se conocen con seguridad sus basamentos. El límite entre los terrenos Mixteco y Oaxaca es de naturaleza tectónica, siendo una zona de milonitas (Ortega-Gutierrez, 1978).

Al llevar a cabo una reconstrucción paleogeográfica del sur de México, uno se da cuenta del gran rompecabezas que lo constituye, donde la forma más fácil de reconstruirlo es pensar que ninguna pieza tiene relación alguna con la otra y que originalmente no se encontraban en su posición actual. La solución más viable es trabajar con el mínimo movimiento de los bloques y explicar los diferentes cambios de facies de una misma formación y tratarla como tal, en este estudio se propone un modelo evolutivo del área en base al paleomagnetismo.

6. MEDICIONES Y RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

La zona muestreada se encuentra en el cañon del Zopilote al Norte de Chilpancingo, Guerrero (17.8 N, 99.5 W). Se colectaron un total de 60 muestras distribuidas en cuatro sitios con sucesiones estratigráficas continuas, utilizando una perforadora portátil de gasolina y barrena de un diámetro interior de 2.53 cm. Los núcleos fueron orientados en el campo, con una brújula Brunton; el rumbo y el echado de las capas, fueron medidos en varios intervalos, para poder aplicar posteriormente una apropiada corrección estructural.

6.1 Medición de la Magnetización Remanente Natural (MRN)

La intensidad y dirección de la magnetización remanente natural (MRN), de los cuatro sitios muestreados, fueron medidos con un magnetómetro "DIGICO SPINNER".

Los datos de declinación e inclinación de la MRN fueron graficados (para cada sitio) en una red estereográfica de igual área. A cada sitio se le calculó la dirección media, k y α_{75} siguiendo el procedimiento propuesto por Fisher (1953). Los parámetros estadísticos obtenidos se presentan en la siguiente tabla.

FIGURA 6 1.

MRN DE LOS 4 SITIOS SIN CORRECCION ESTRUCTURAL.

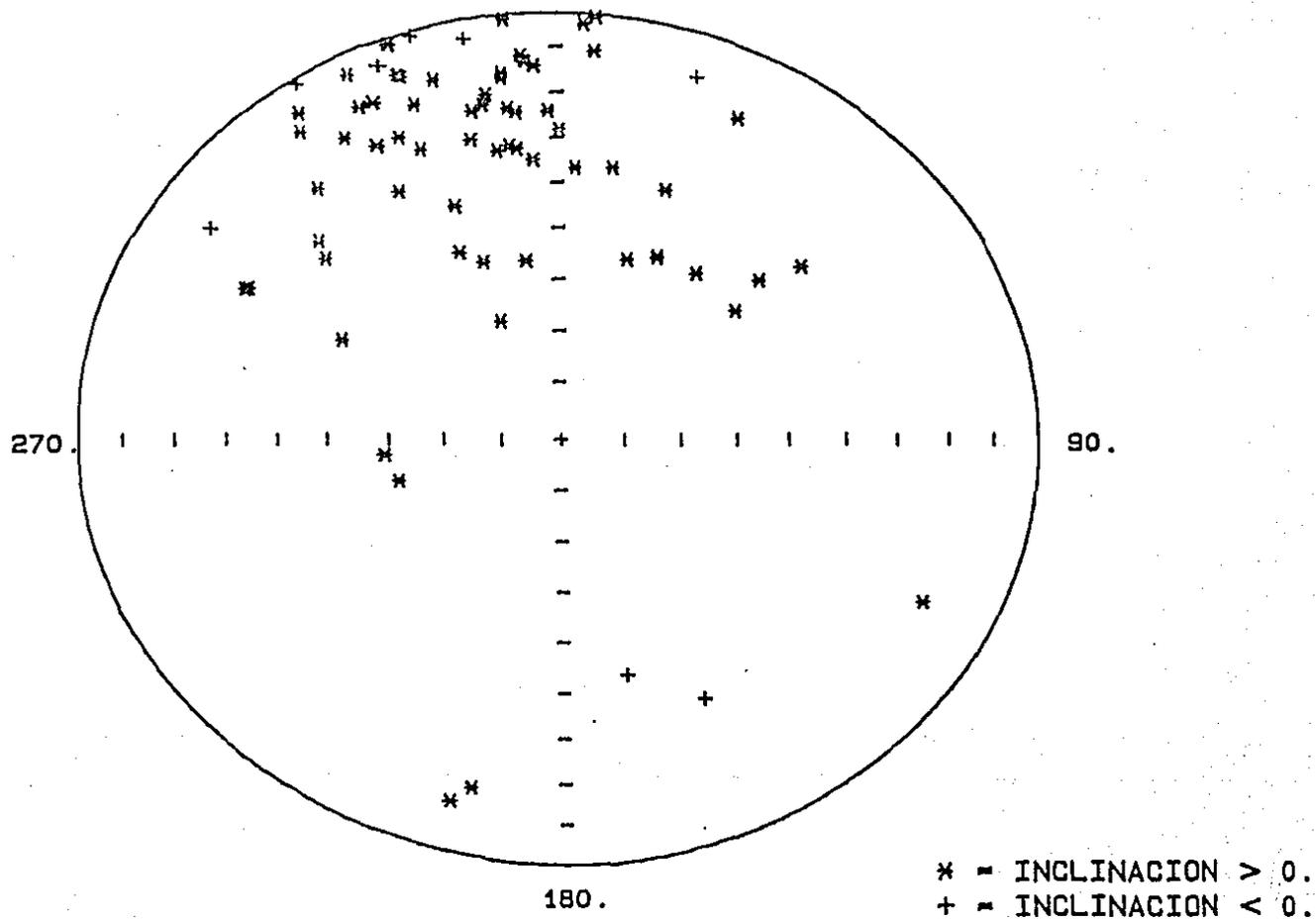
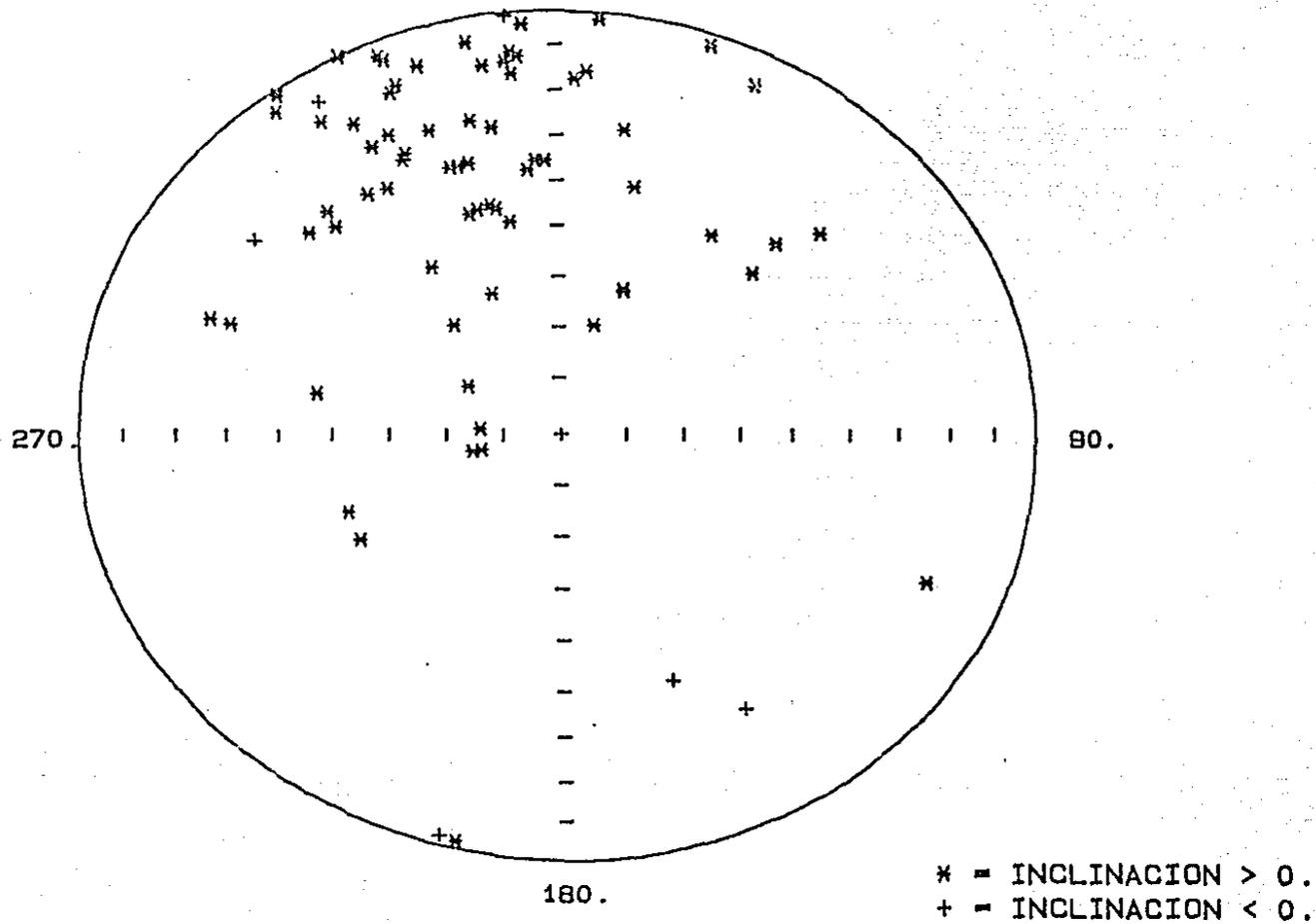


FIGURA 6 2.

MAPA DE LOS CUATRO SITIOS CON CORRECCION ESTRUCTURAL.



	Inc.	Dec.	k	α_{\rightarrow}	# de Muestras
Sitio 1	29.57	13.0	9.8	13.9	15
Sitio 2	12.3	336.7	24.4	9.4	13
Sitio 3	34.4	340.0	9.8	12.4	24
Sitio 4	31.8	339.9	83.8	7.4	11

En el anexo 2 se presentan los datos obtenidos en forma de tabla y graficados en red estereográfica de igual área la declinación e inclinación junto con la intensidad y la paleoposición; todos los especímenes fueron tratados tomando en cuenta las correcciones estructurales.

En la figura 6.1 y Figura 6.2, se consignan los datos de los 4 sitios respectivamente sin y con corrección estructural, nótese que las direcciones medias son casi idénticas, ya que la inclinación de los estratos es baja.

Con los datos obtenidos (inclinación, declinación e intensidad) y su ubicación (en metros) en la sección de campo, se procedió a localizar cada una de las muestras en su posición estratigráfica (Figura 6.3 y Figura 6.4) y graficar las direcciones con las correcciones estructurales ya aplicadas. Algunas muestras aportaron varios especímenes, o bien se colectaron en sitios cercanos, por lo cual se encuentran varios datos a un mismo nivel estratigráfico. Los resultados obtenidos de la mayoría de las muestras fueron uniformes, con una declinación media de

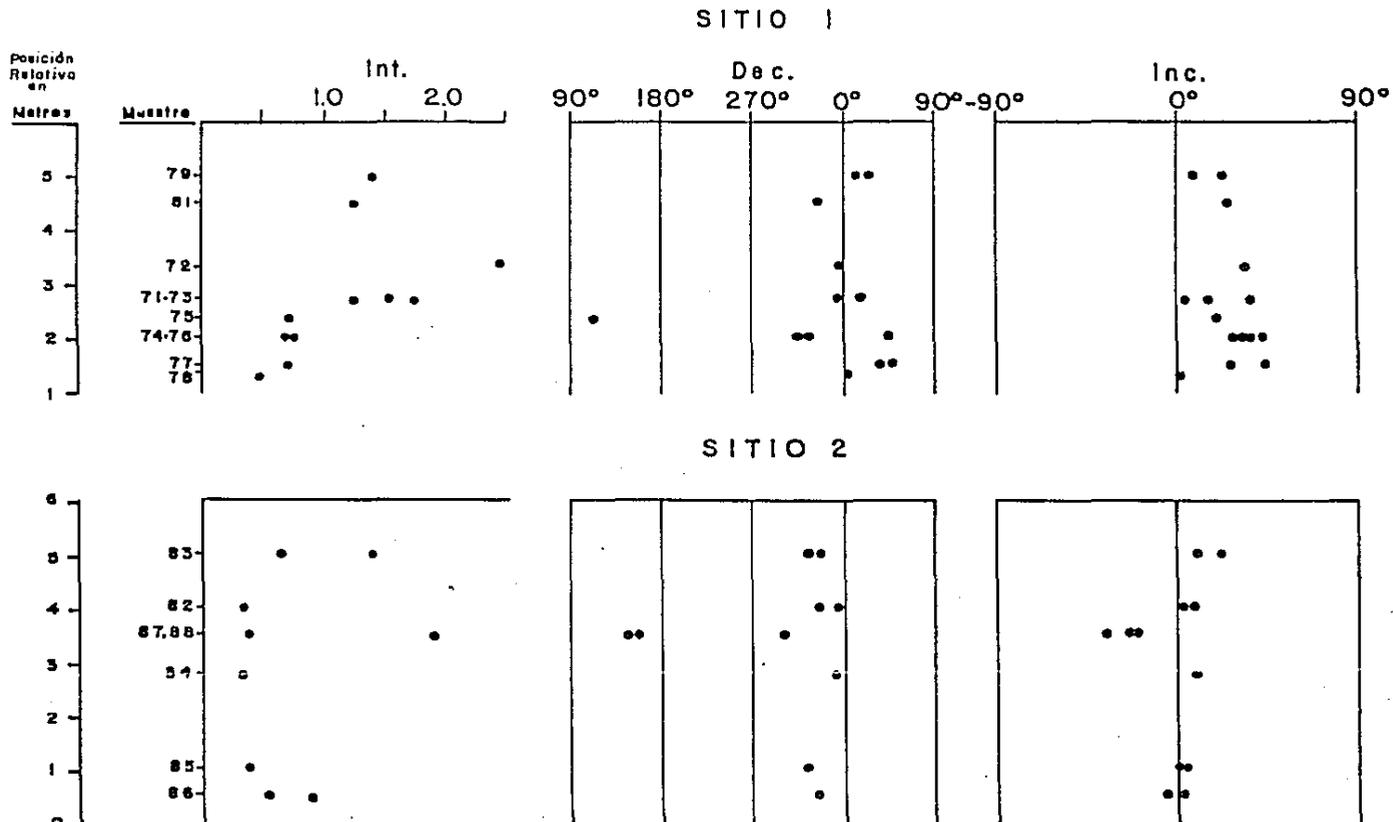


Figura 6.3 Graficado en posición estratigráfica de la Intensidad, declinación e inclinación de la MRN de las muestras por sitio.

SITIO 3

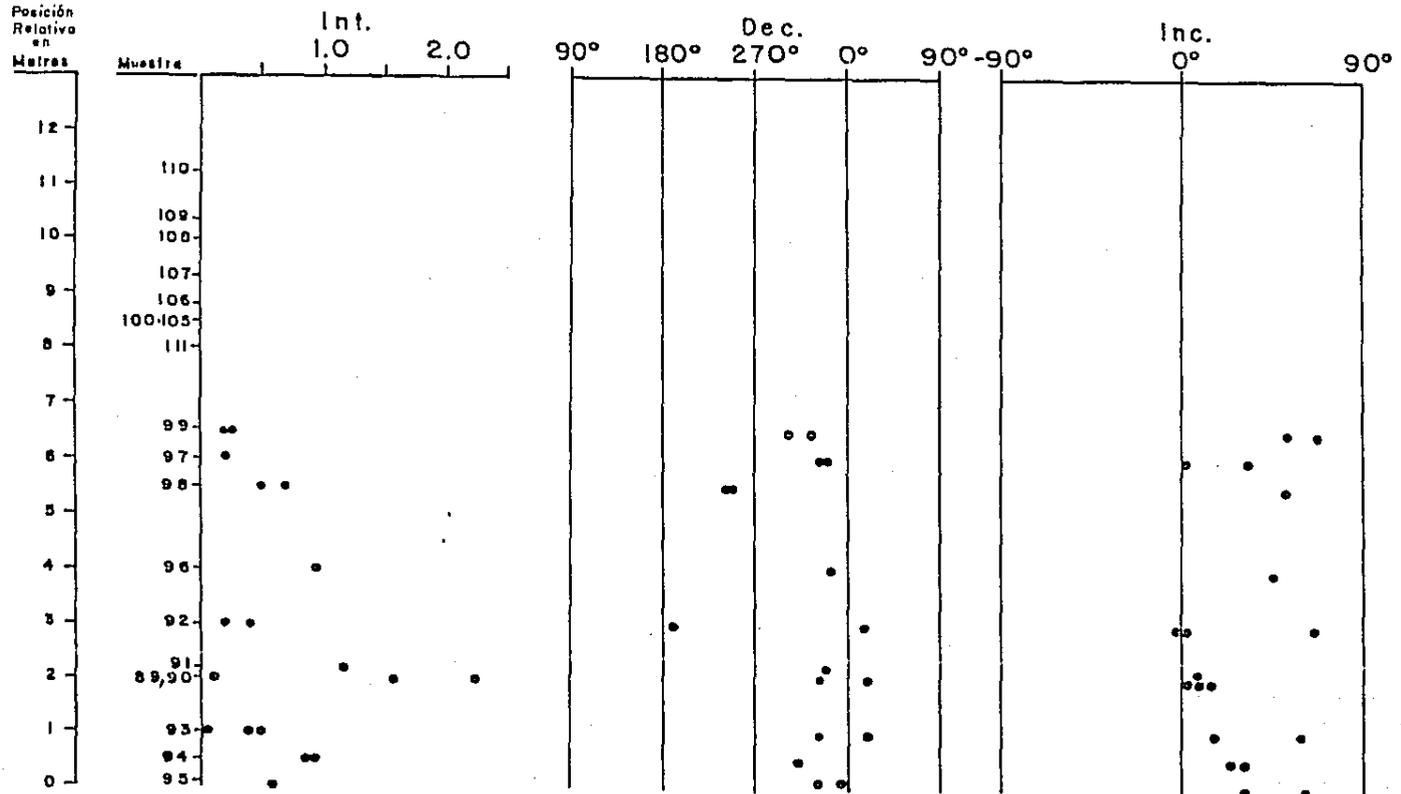


Figura 6.4 Graficado en posición estratigráfica de la intensidad, declinación e inclinación de la M R N de las muestras por sitio.

345° grados y una inclinación positiva. Únicamente las muestras 75 (del sitio 1) 87 y 88 (del sitio 2) y 92 B (del sitio 3), presentan declinaciones intermedias y las muestras 87 y 88 una inclinación claramente negativa (Figura 6.3).

6.2 Análisis de Composición Vectorial y Estabilidad Magnética

La composición magnética total de una muestra de roca, puede ser conocida por una desmagnetización en varias etapas (Ver sección 4.4). Por lo cual las desmagnetizaciones progresivas son las herramientas más valiosas en el estudio paleomagnético.

Se tomaron 15 muestras piloto a las que se les aplicó un lavado de la MRN, con un promedio de 17 etapas en el proceso de desmagnetización en campos alternos, los resultados obtenidos se graficaron en diagramas de intensidad remanente normalizada versus campos alternos (CMAD, Anexo 3). La última etapa en el proceso de desmagnetización fue de 100 mT.

Los especímenes por lo general muestran un contenido mineralógico de titanomagnetitas (Anexo 3, muestras 71, 75 A, 76 B, 92 A, 81 A, 103 B, 77 A, 85 B, 84 B, y 57 A) característico de rocas de baja coercitividad. Algunos especímenes manifestaron una alta coercitividad (Anexo 3, muestras 96 B, 104 C, 83 A, y 90 A) característico de rocas con un contenido de hematita y/o goethita que es

determinado en una forma cuantitativa en base a su comportamiento durante el proceso de desmagnetización (Ver sección 3.3).

Para los datos obtenidos en el proceso de desmagnetización (N-S, E-O y Vertical), con la corrección estructural ya aplicada (Anexo 4), se realizó el análisis vectorial mediante proyecciones ortogonales. Se graficaron las componentes horizontal (H) y vertical (V). Por medio del análisis de mínimos cuadrados se puede obtener el número de componentes en base al número de pendientes que se pueden trazar se dice que son el número de componentes de la magnetización remanente; en donde no se pueda trazar una pendiente, se dice que varias direcciones (componentes) están siendo desmagnetizadas al mismo tiempo.

Las gráficas de proyección ortogonal, se hicieron acompañar de redes estereográficas para cada espécimen, esto se hace para auxiliar el cálculo de pendientes y/o apreciar la dispersión durante el proceso de desmagnetización. Por ejemplo en el anexo 4 (muestras 84 B, 103 B, 92 A y 104 C), estos especímenes pueden auxiliar a las proyecciones vectoriales para encontrar los diferentes componentes de la MRN. Si la magnetización secundaria tiene una dirección similar a la dirección primaria, la red estereográfica no podrá ayudar (Anexo 4: muestras 83 A, 71, 77 A, 81 A, 73 A y 96 B), ya que la dispersión es la misma. La gran mayoría de las muestras analizadas muestran una o dos componentes que contribuyen a formar la MRN.

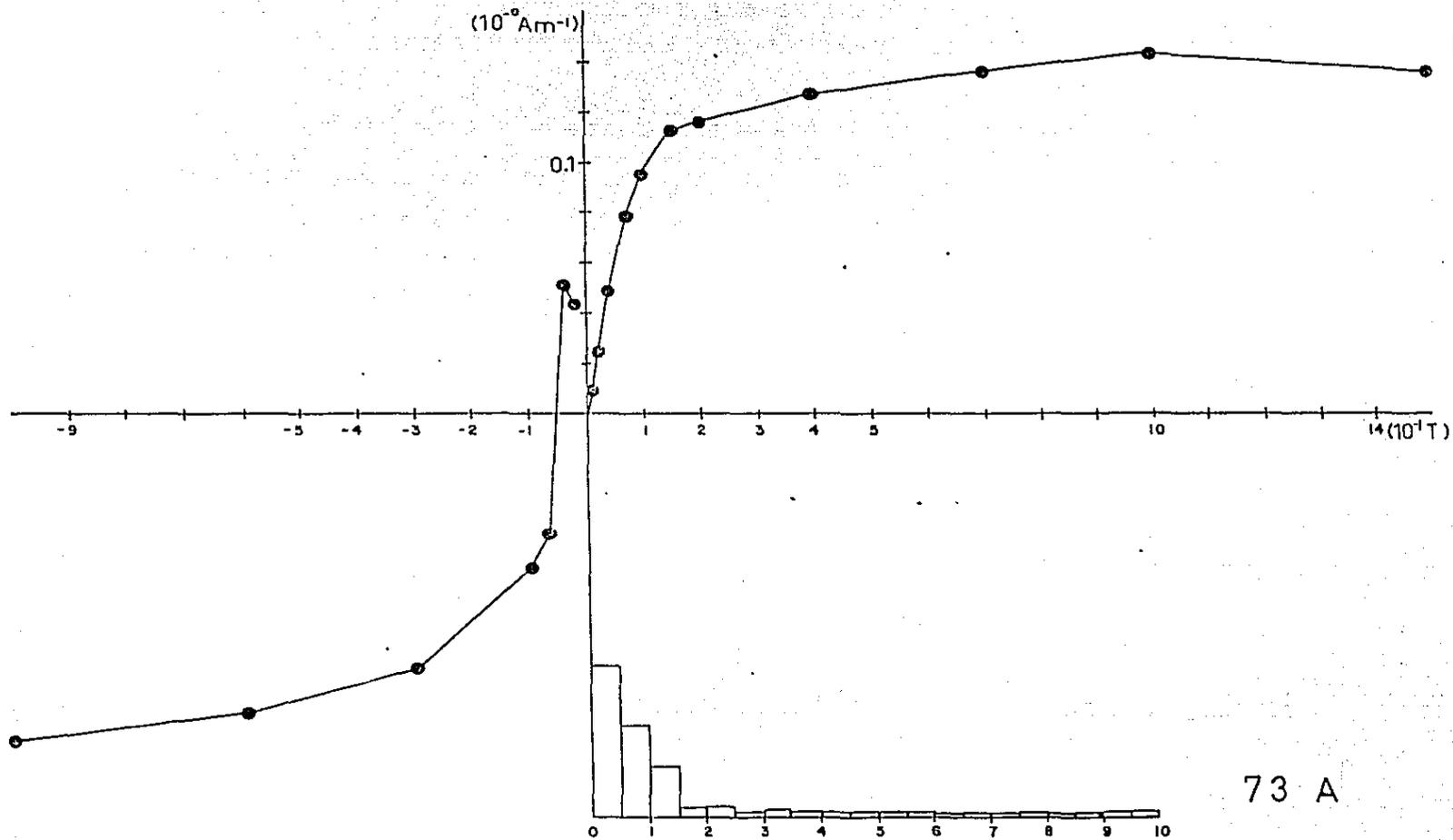


Figura 6.5 Grafica de adquisicion de la Magnetizacion Remanente Isotermal de la muestra 73·A.

73 A

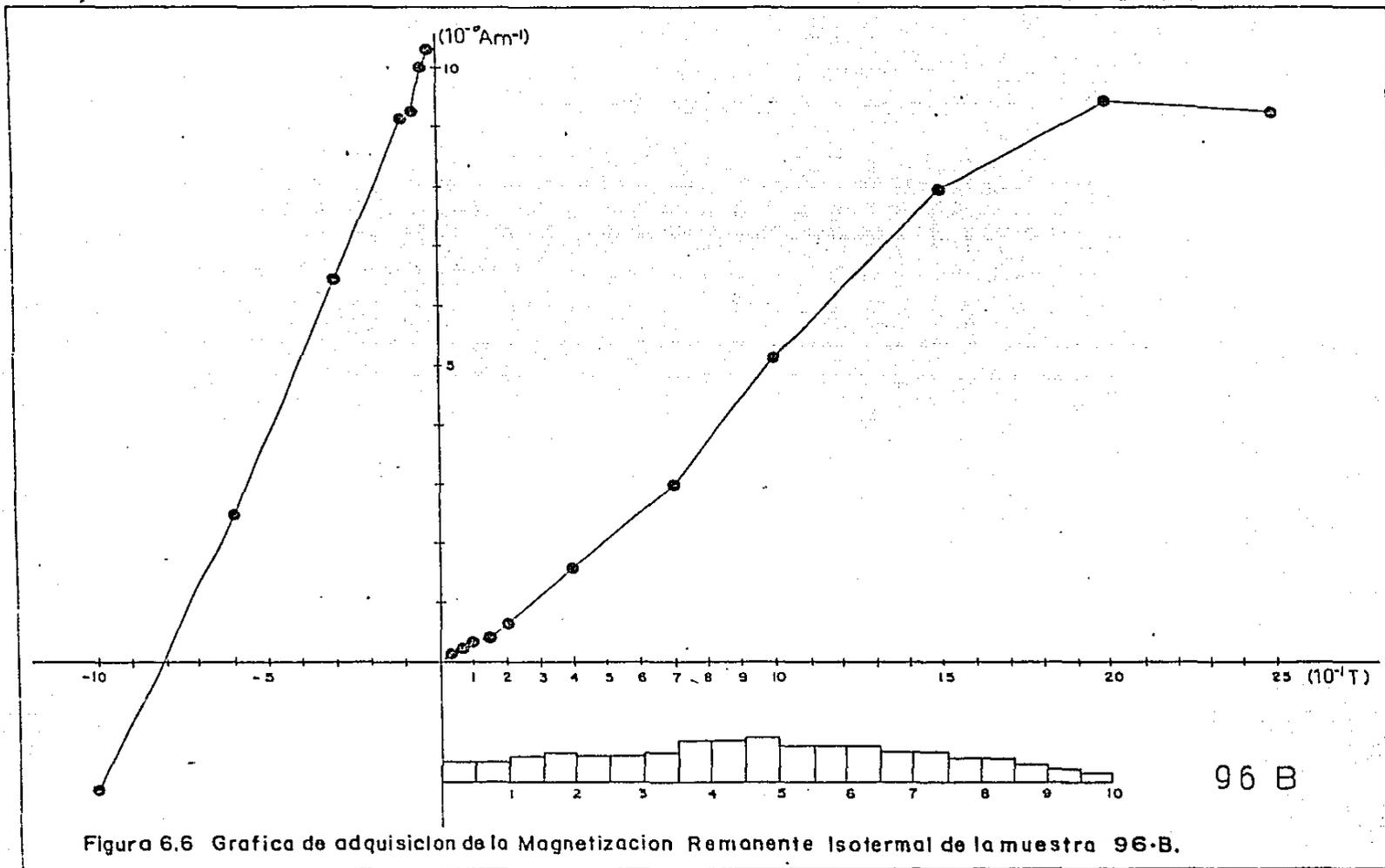


Figura 6.6 Grafica de adquisicion de la Magnetizacion Remanente Isotermal de la muestra 96-B.

6.3 Identificación de Minerales Magnéticos

En base a las gráficas de desmagnetización (Anexo 3 y 4) se seleccionaron 2 especímenes (96 B y 73 A) para hacerles estudios de magnetización remanente isoterma (MRI, ver Capítulo 3.3). La curva de adquisición en el espécimen 73 A, está caracterizada por un alto incremento inicial a campos bajos (baja coercitividad) y una amplia saturación en campos de 0.3T (Figura 6.5). Esto puede ser interpretado en términos de magnetita (Dunlop, 1972), esto es, apoyado por el espectro de coercitividad de campos alternos (Anexo 3, Muestra 73 A) observado en la desmagnetización. En la curva de adquisición de la muestra 96 B, el incremento inicial se lleva a cabo en campos medianos (alta coercitividad) y la saturación hasta ~2.5T (Figura 6.6), aquí se podría interpretar un comportamiento típico de una titanohematita y/o goethita y es apoyado por el espectro de coercitividad (Anexo 3, Muestra 96 B). Además, la proyección ortogonal indica que la magnetización remanente a 100mT es aún muy grande (Anexo 4), indicando una alta coercitividad de los minerales magnéticos contenidos en la roca.

El estudio de esta tesis está enfocado principalmente al desarrollo magnetoestratigráfico de las Calizas Morelos, sin embargo la posibilidad de efectuar inferencias tectónicas en base a los datos paleomagnéticos obtenidos fué llevada a cabo.

Las discusiones y conclusiones de este estudio pueden ser divididas en dos grupos principales: estratigráficas y tectónicas.

7.1

Tectónicas

El análisis paleontológico realizado en láminas delgadas determinó prevalecientemente una edad de Albiano Superior-Cenomaniano. Tres muestras (79, 73 y 78 del sitio 1) presentaron una edad más joven (Senoniano) y pueden asociar a la Formación Mexcala (ver anexo 1). Por tal motivo, el sitio 1 fué desechado en el cálculo de la posición polar de la Formación Morelos.

La actividad tectónica es el signo distintivo de la evolución geológica del sur de México desde el Precámbrico, en donde existieron eventos sedimentarios, magmáticos y tectónicos anteriores que fueron oscurecidos por la actividad geológica subsecuente (Ortega-Gutierrez, 1981). Al tratar de hacer una reconstrucción del área de estudio los problemas inician al tratar de definir los límites de

la Plataforma Morelos-Guerrero. El límite occidental está definido por la franja arrecifal de Ixcateopan, ya que más al oeste se han definido facies de cuenca. Hacia el Este, el límite lo constituyen los primeros afloramientos del Complejo Acatlán, a partir de la Cabalgadura de Papalutla. Hacia el Norte no existe ningún rasgo que indique el límite de la plataforma, y hacia el Sur se encuentra limitado por el Bloque Xolapa. En la región no hay información estratigráfica suficiente para por lo menos poder determinar sus límites. Por otra parte la información proporcionada por diferentes autores no es congruente para los datos levantados en la misma zona, lo cual viene a agravar los problemas de interpretación geológica. Para poder desarrollar una interpretación se tomaron los límites marcados por Campa y Coney (1983) (Figura 5.5) para el sur de México.

Se han realizado cuatro estudios paleomagnéticos en las calizas de la Formación Morelos (Albiano-Cenomaniano), del sur de México, en la figura 7.1 se presentan las direcciones esperadas (línea delgada) calculadas de los polos de América del Norte (Irving, 1979) y las direcciones observadas (línea gruesa) donde los vectores acimutales son iguales a la declinación; el vector de línea está relacionado a la diferencia entre la inclinación relativa y la esperada, donde un milímetro es igual a 2 grados de

Figura 7.1 Mapa donde se muestran los resultados obtenidos (→), en comparación con los esperados (→) para el cratón de América del Norte, para el Albiano Cenomaniaco en el Sur de México.

mismas referencias que en la figura 7.2



diferencia entre las inclinaciones. A continuación se condensan en una tabla los resultados de estos trabajos paleomagnéticos.

Formación	Terreno	Posición Polar	Autor
1. Teposcolula	Oaxaca	78.4 N, 149.8 E	Urrutia, 1981
2. Morelos	Mixteco	63.0 N, 197.7 E	Urrutia, 1985
3. Morelos	Oaxaca	75.2 N, 194.6 E	Bohnel, 1985
4. Morelos	Mixteco	69.2 N, 162.5 E	Este estudio

El desarrollo de la curva de desplazamiento polar aparente para el Cratón de América del Norte (Irving, 1979), nos permite tener una referencia al desarrollar estudios paleomagnéticos en México y poder estimar los movimientos relativos entre México y el Cratón de América del Norte.

En la Figura 7.2 se presentan las cuatro posiciones polares referidas a la curva polar aparente del Cratón de América del Norte.

Los resultados paleomagnéticos de la Formación Morelos, nos indican que no han existido rotaciones o desplazamientos (latitudinales) considerables en estas áreas desde fines del Albiano. La posición polar divergente que muestra la Formación Teposcolula (Urrutia-Fucugauchi, 1981), con respecto a la curva polar aparente de América del Norte (Figura 7.1 y Figura 7.2) y los demás datos del sur de México para el Albiano-Cenomaniano, puede indicar un

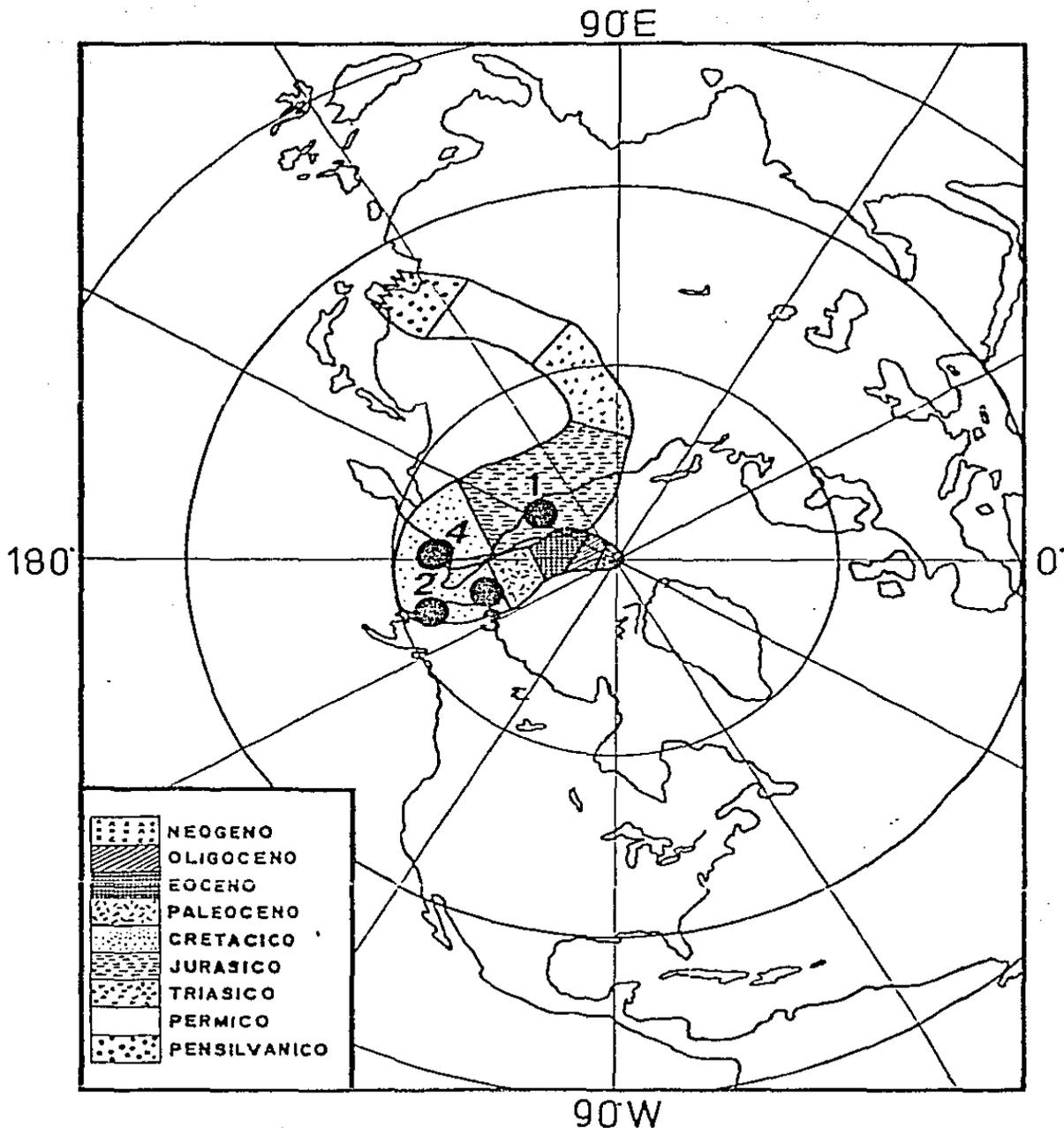


Fig. 72 Paleoposiciones para el Alblano-Cenomaniano del Sur de México, junto con la curva polar aparente para el Cratón de América del Norte (Irving, 1979). (1) Urrutia Fucugauchi, J., 1981; (2) Urrutia Fucugauchi, J., 1985; (3) Bohnel, H., 1985; (4) este estudio.

evento de remagnetización post-Cretácico o movimientos relativos entre el terreno Oaxaca y el Cratón de América del Norte.

Si suponemos que las magnetizaciones reportadas en rocas del Albiano-Cenomaniano en el sur de México, fueron adquiridas en un tiempo cercano a la formación de éstas, se puede interpretar la evolución tectónica de los terrenos Oaxaca y Mixteca como una rotación del terreno Oaxaca de 20 grados en el sentido de las manecillas del reloj, y teniendo su centro de rotación cercano al área de Tehuacán, Puebla. Este movimiento fué posterior al tiempo de adquisición de la magnetización (post-Cenomaniano).

Partiendo del movimiento relativo de los Terrenos Mixteco y Oaxaca, y asumiendo un Terreno fijo (Mixteco), podremos reconstruir en base al paleomagnetismo la posición que tenían estos tres microbloques entre sí en el tiempo en que adquirieron su magnetización remanente natural (Figura 7.3). Los terrenos Mixteco y Oaxaca se encontraban unidos en el área cercana a Tehuacán, Puebla y el terreno Xolapa no se emplazaba aun (Figura 7.3). Posteriormente al tiempo de adquisición de la magnetización (post-Cenomaniano) y durante el emplazamiento del terreno Xolapa, ocurrió un movimiento de rotación y cizalla de 20 grados del Terreno Oaxaca en el sentido de las manecillas del reloj (Figura 7.4), hasta alcanzar la posición actual de los tres microbloques (Figura 7.1).

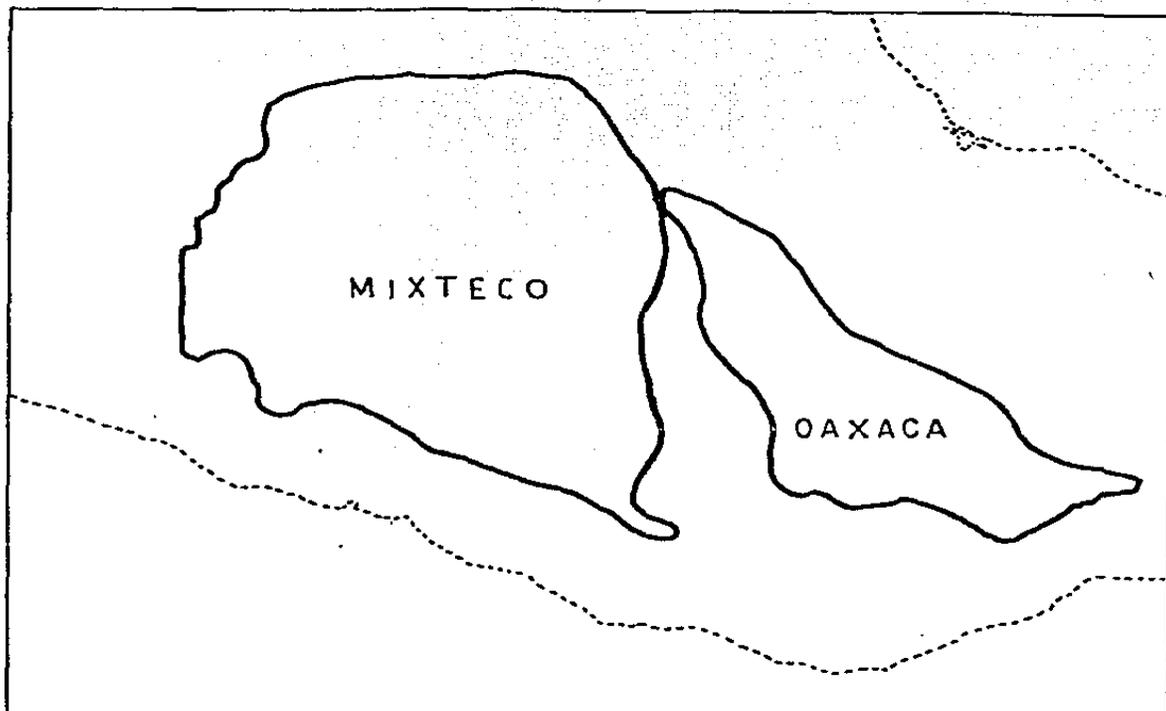


Figura. 7.3 Posición relativa de los Terrenos Mixteco y Oaxáca durante el tiempo de adquisición de la MRN (Cenomaniano).

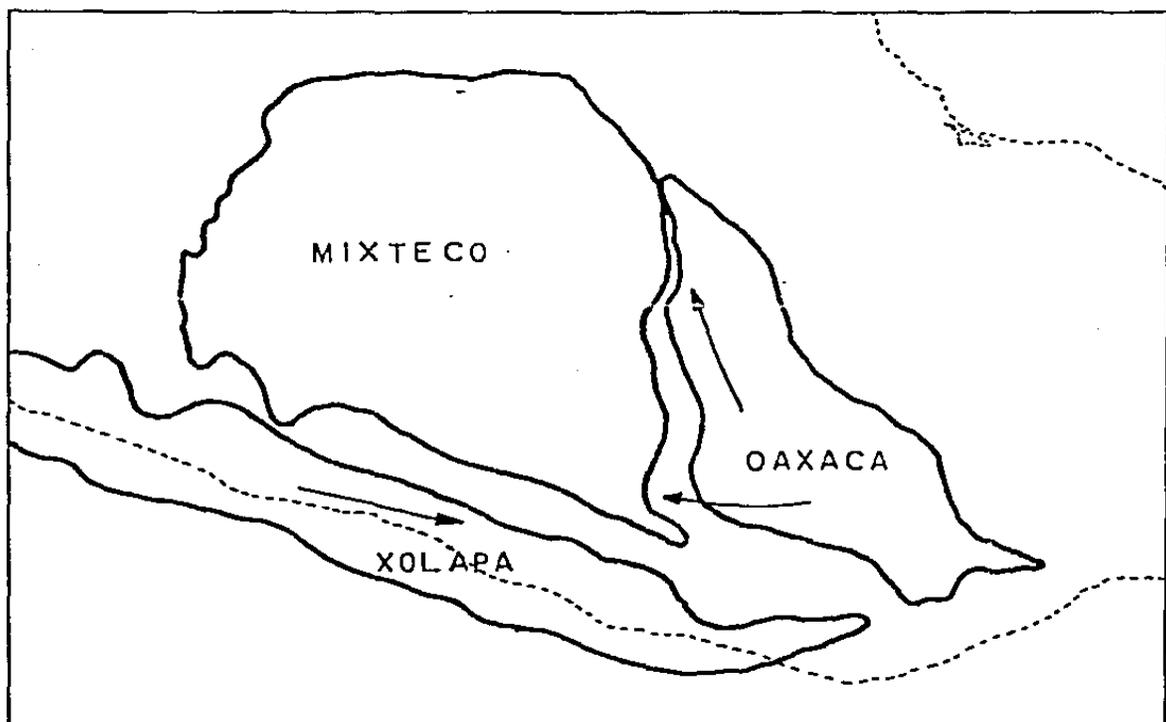


Figura 7.4 Movimientos relativos de los Terrenos Mixteco, Oaxáca y Xolapa posteriores al tiempo de adquisición de la MRN.

Esta hipótesis sería correcta si no existieran serias imposiciones geológicas, como la ausencia de un plegamiento intenso del paquete mesozoico en el límite sur de los terrenos Mixteco y Oaxaca. Otra hipótesis alternativa sería la que propone Beck (1976, 1980) para la costa oeste de América del Norte, en donde la mayoría de los bloques rotaron en el sentido de las manecillas del reloj provocado por la incidencia angular de la corteza oceánica en la zona de subducción. Al llevar esta hipótesis al sur de México, diríamos que la región en donde se encuentra el muestreo de las calizas Teposcolula (Figura 7.1), tuvo una rotación de 20 grados en el sentido de las manecillas del reloj post-Cretácica.

Para poder demostrar cualquiera de las hipótesis (o una probable remagnetización) por medio del paleomagnetismo, es necesario realizar más estudios magnetoestratigráficos para el Alciario-Cenomaniano en México, ya que la magnetoestratigrafía proporciona tanto posiciones polares como reversiones (cambios de polaridad) estratigráficas.

7.2

Estratigráficas

Los cambios de polaridad del campo geomagnético, al constituir un fenómeno global, proveen información cronológica de gran precisión, útil en problemas estratigráficos (correlación y fechamiento a niveles regional y local). En el Cretácico estudios

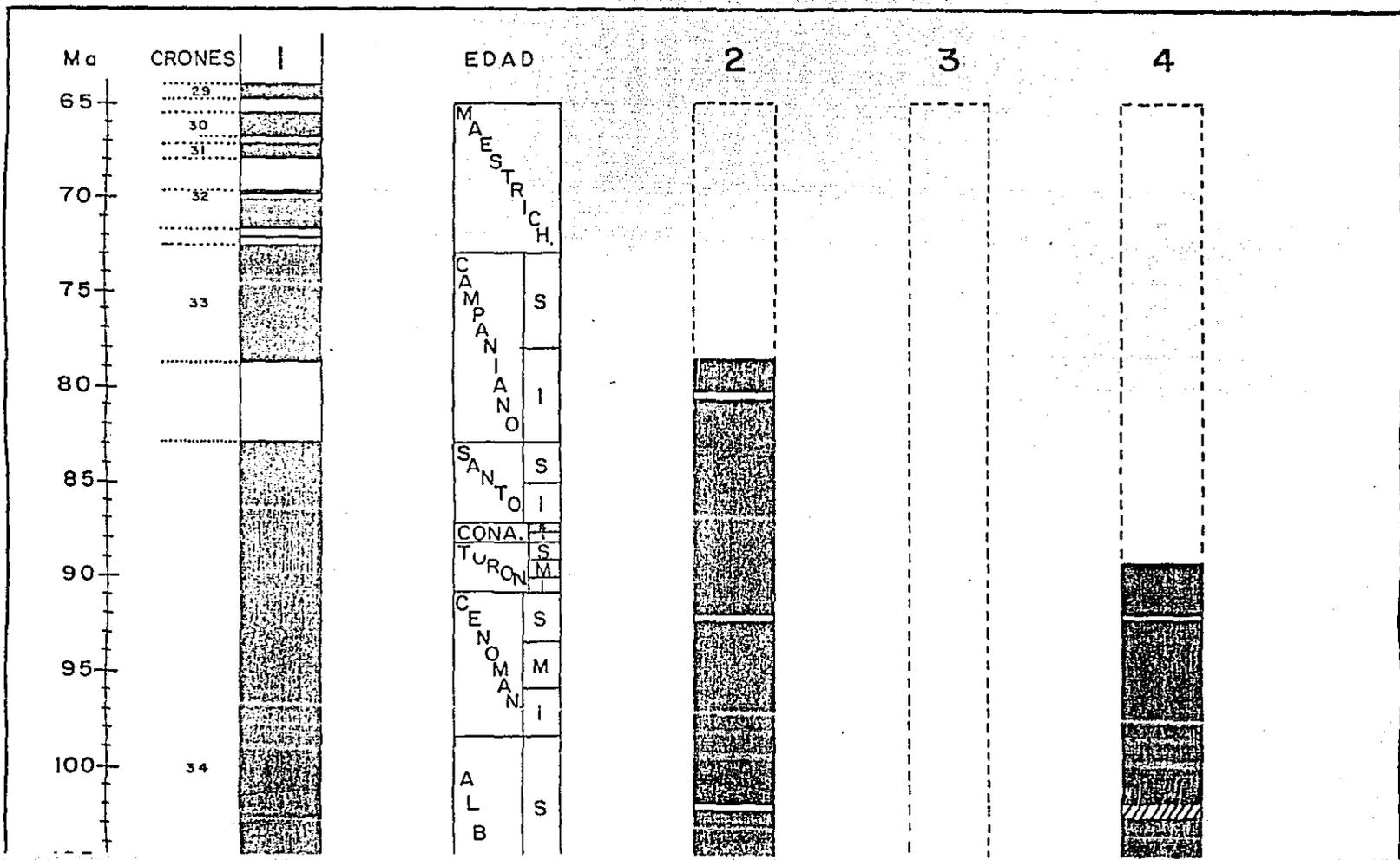
magnetoestratigráficos han identificado largos intervalos sin cambios de polaridad (y con una polaridad normal) (Helsey & Steiner, 1969; Irving & Couvillard, 1973). Este intervalo de polaridad normal también se ha detectado en estudios de anomalías magnéticas marinas (Larson & Pitman, 1972; Larson & Hilde, 1975). El descubrimiento y documentación de posibles cambios de polaridad dentro del Intervalo Normal Cretácico provee un marcador cronológico de gran utilidad.

El resultado de la secuencia estratigráfica muestreada en las calizas Morelos, presenta una polaridad predominantemente normal (Figuras 6.3 y 6.4), pero 4 muestras presentan dirección intermedia e inclinación negativa y sólo una presenta una polaridad reversa (Figura 6.3, Sitio 2, Muestra 87 A, 87 B), la cual fué muestreada en un horizonte delgado de las calizas. El proceso de desmagnetización reveló por lo menos dos componentes en la magnetización remanente natural (Anexo 4), pero la dispersión no es considerable en el proceso de desmagnetización, de tal manera que la declinación e inclinación se mantienen estables. Por lo tanto no se puede excluir la posibilidad de que las mediciones de las muestras (intermedias) sean eventos incompletos o excursiones. La polaridad reversa de la muestra 87 es clara.

Los eventos de polaridad reversa detectados en la Formación Morelos corresponden muy probablemente al Cenomaniano Tardío, y correlacionan bien con el reporte de Vandenberg & Wonders (1980), quienes observaron eventos reversos en las calizas de los Alpes del sur, Italia (Figura 7.5).

Los cambios de polaridad del campo geomagnético registrados en calizas son datos que han probado ser útiles para diferenciar niveles estratigráficos. La diferenciación del gran período Mesozoico de estabilidad normal (Figura 7.5; Cox, 1982), es el principal objetivo en este tipo de estudios en México, donde existen secuencias calcáreas muy extensas. En el noreste de México, ya se han hecho biozonaciones en este período y se podrían aprovechar como guía en posteriores estudios paleomagnéticos.

Los estudios magnetoestratigráficos tienen muy variadas aplicaciones aparte del fechamiento y correlación de secuencias de rocas, por ejemplo, en el análisis de cuencas: conocer los ritmos de depósito, en la evolución orgánica, en la evolución de los ambientes de depósito, para conocer los ritmos de expansión del fondo oceánico, para interpretaciones tectónicas sobre la rotación y movimientos de bloques en la evolución tectónica global, otra aplicación es aprovechar las variaciones en la intensidad magnética para correlacionar unidades cronoestratigráficas dentro de una misma cuenca.



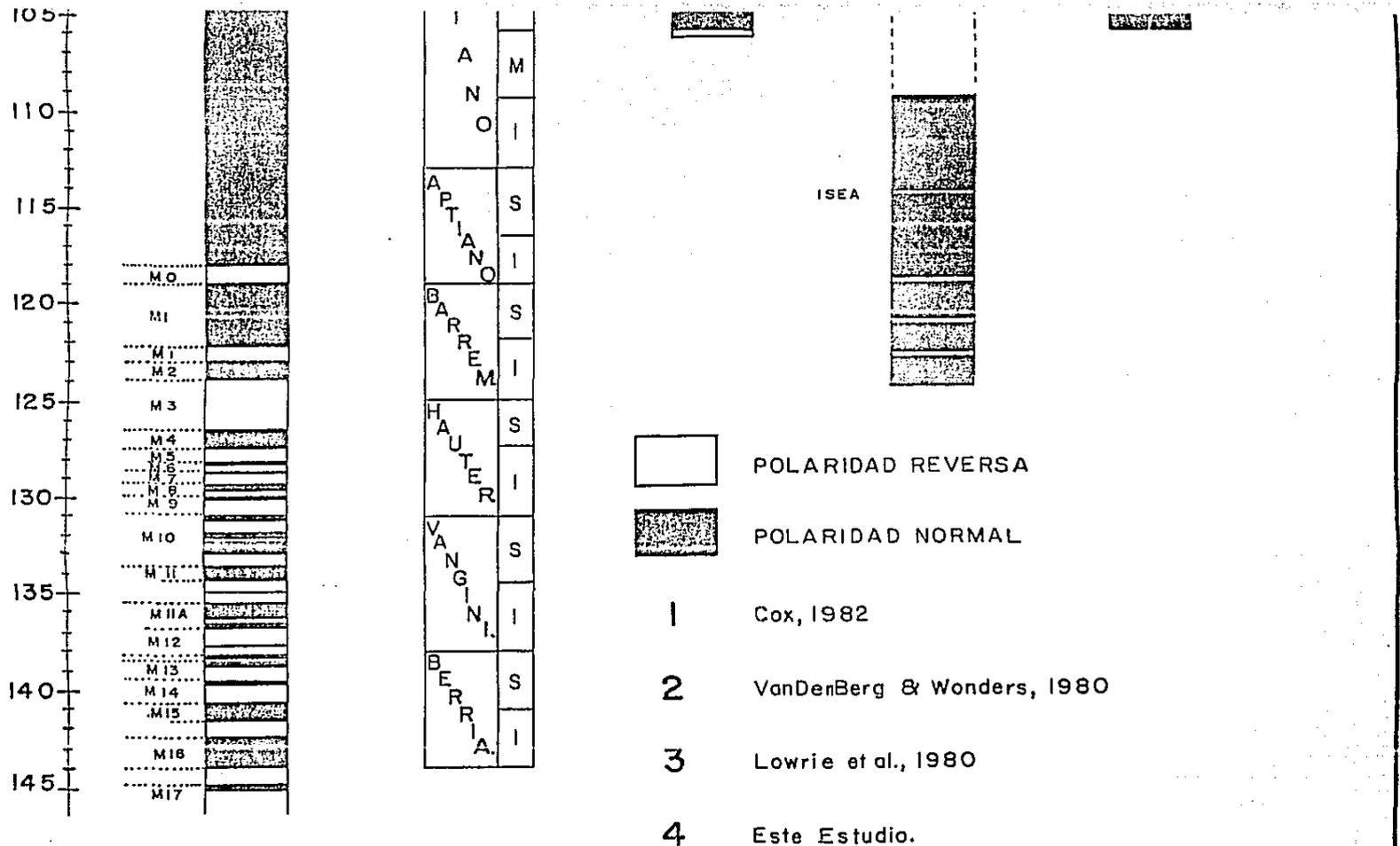


FIGURA 7.5 ESQUEMA DE CORRELACION MAGNETOESTRATIGRAFICA PARA EL CRETACICO.

Estas aplicaciones de la magnetoestratigrafía así como las de correlación y datación son planteadas para llevarse a cabo en un futuro inmediato en el noreste de México.

REFERENCIAS

BECK, M.E., Jr., (1976). Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America, *Am. J. Sci.*, v.276, p.694-712.

BECK, M.E., Jr., (1980). Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America, *J. Geophys. Res.*, v.85, p.7115-7131.

BOCANEGRA-NORIEGA, M.G., TREVIÑO-RODRIGUEZ, A.F., & URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1985). Discusión sobre modelos de la Evolución Tectónica para el Golfo de México. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Oaxaca, México.

BOCANEGRA-NORIEGA, M.G., (1986). Paleomagnetismo y sus implicaciones con la evolución del Golfo de México, Tesis de Maestría, Fac. de Ingeniería DEFI, UNAM, (en preparación).

BOEHMEL, H., (1985). Palaeomagnetische Untersuchungen an jurassischen bis quartären Gesteinen aus Zentral- und Südamerika, Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades, Wilhelms-Universität Münster, 205p.

BONET, F., (1956). Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Este de México, XX Congreso Geológico Internacional (Asoc. Mex. Geol. Pet.), 102p.

BULLARD, E.C., Freedman, C., Gellman, H., & Nixon, J., (1950). The Westward drift of the earth's magnetic field, *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, 243, 67.

CAMPA-URANGA, M.F., & CONEY, P.J., (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth Sci.*, 26, p. 1040-1051.

CARFANTAN, J.C., (1983). Les ensembles géologiques du Mexique Meridional évolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, *Geof. Inter.*, 22-1, p.9-37.

CHAPMAN, S. & BARTELS, J., (1940). *Geomagnetism*, Oxford University Press, New York, 2 volumenes.

COLLINSON, D.W., CREER, K.M., & RUNCORN, S.K., (1967). *Methods in paleomagnetism*, Elsevier Publishing Company, 609 p.

COX, A., & DOELL, R.R., (1960). Review of palaeomagnetism, Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 645p.

COX, A., & DOELL, R.R., (1964). Long period variations of the geomagnetic field, Bull. Seismol. Soc. Am., 54, p.2243-2270.

COX, A., (1969). Geomagnetic Reversals, Science, 163, p.237-245.

COX, A., (1982). Magnetostratigraphic time scale; In a Geologic time scale (W.B. Harland et al., eds), p. 63, Cambridge University Press.

CREER, K.M., (1964). Nature, v.203, p.1115-1120.

CSERNA, Z. DE, ORTEGA-GUTIERREZ, F., & PALACIOS-NIETO, M., (1980). Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del Alto Rio Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, III Reunion Nacional de Geotecnia y Geotermia, CFE, 40p.

DOELL, R.R., & COX, A., (1971). Pacific geomagnetic secular variation, Science, 171, p. 248-254.

DUNLOP, D.J., (1972). Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis, Geophys. J. R. Astron. Soc., 27, p. 37-55.

FISHER, R.A., (1953). Dispersion on a sphere, Proc. Roy. Soc. (London), Ser. A, 217, p. 295-305.

FORSYTH, J.B., I.G. HEDLEY, & C.E. JOHNSON, (1968). The magnetic structure and hyperfine field of goethite, J. Phys. C., 2, 1, p. 179-188.

FRIES, C. Jr., (1956). Bosquejo geológico de la región entre México, D.F., y Acapulco, Gro. En excursiones A-9 y C-12, Geología a lo largo de la carretera entre México, D.F., y Acapulco, Gro., Geología de los alrededores de Acapulco, Gro. Los yacimientos de dolomita de El Ocatito, Gro. XX Congreso Geológico Internacional México, p.7-53.

FRIES, C. Jr., (1960). Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, Región Central Meridional de México, Bol. Inst. Geol., UNAM, 60, 236p.

GARLAND, G.D., (1979). Introduction to geophysics, W.B. Saunders Company, 494p.

GAUSS, C.F., (1839). Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus.

GOREE, W.S., & M.D. Fuller, (1976). Magnetometers using RF-driven squids and their applications in rock magnetism and paleomagnetism, Rev. Geophys. Space Phys., 14, p. 591-608.

GOSE, W.A., R.C. Belcher & G.R. Scott., (1982). Paleomagnetic results from northeastern Mexico: Evidence for large Mesozoic rotations, Geology, 10, p. 50-54.

GOUGH, D.I., (1967). Notes on rock sampling for palaeomagnetic research, in Methods in Palaeomagnetism, p.3-7.

GRAHAM, J.W., (1949). The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks, J. Geophys. Res., 54, p. 131-167.

HAGGERTY, S.E., (1970). Magnetic minerals in pelagic sediments, Year Book Carnegie Inst. Washington, 68, p.332-336.

HEDLEY, I.G., (1968). Chemical remanent magnetization of the FeOOH, Fe₂O₃ system, Phys. Earth Planet. Int., 1, p.103-121.

HEDLEY, I.G., (1971). The weak ferromagnetism of goethite (-FeOOH), Z. Geophys., 37, p.409-420.

HELSEY, C.E., & STEINER, M., (1969). Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period, Earth Planet. Sci. Lett., v.5, p.325-332.

HENSHAW, P.C., & R.T. MERRILL, (1980). Magnetic and chemical changes in marine sediments, Rev. Geophys. Space Phys., 18, p. 483-504.

IRVING, E., ROBERTSON, W.A., SCOTT, P.M., TARLING, D.H., & WARD, M.A., (1961). Treatment of partially stable sedimentary rocks showing planar distribution of direction of magnetization, J. Geophys. Res., 66, p. 1927-1933.

IRVING, E., (1964). Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, John Wiley & Sons. 399p.

IRVING, E., & COUVILLARD, R., (1973). Cretaceous normal polarity interval, Nature, v.244, p.10-11.

IRVING, E., & G. PULLAIAH, (1976). Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy, and relative magnitude of paleosecular variation in the Phanerozoic, Earth Sci. Rev., 12, p.35-64.

IRVING, E., (1979). Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains. Can. J. Earth. Sci., 16, p. 669-694.

JACOBS, J.A., (1984). Reversals of the earth's magnetic field, Adam Hilger LTD, Bristol, 230p.

KAWAI, N., ITO, H., & KUME, S., (1961). Deformation of the Japanese islands as inferred from rock magnetism, Royal As. Soc. Geophys. Jour., v.6, p.124-129.

KHRAMOV, A.N., (1958). Palaeomagnetism and stratigraphic correlation. Gostoptechizdat Leningrad (Trans. p.204, ANU, Australia).

LABRECQUE, J.L., D.V. KENT, & S.C. CANDE, (1977). Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time, Geology, 5, p. 330-335.

LARSON, R.L., & PITMAN, W.C., (1972). World-Wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications, Geol Soc. Am. Bull., v.83, p.3645-3662.

LARSON, R.L., & T.W.C. HILDE, (1975). A revised time scale of magnetic reversals for the early Cretaceous and Late Jurassic, J. Geophys. Res., 80, p. 2586-2594.

LOPEZ-RAMOS, E., (1979). Geologia de México, Edición Escolar, México, 445p.

LOWES, F.J., (1955). Ann. Geophys., V.11. p.91-94.

LOWRIE, W., & W. ALVAREZ. (1977). Upper Cretaceous Paleocene magnetic stratigraphy, Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 374-377.

LOWRIE, W., PREMOLI SILVA, I., & MONECHI, S. (1980). Lower Cretaceous magnetic stratigraphy in umbrian pelagic carbonate rocks, Geophys. J. R. Astron. Soc., v.60, 350p.

LOWRIE, W., & HELLER, F., (1982). Magnetic properties of marine limestones. Rev. Geophys. and Space Phys., 20, p. 171-192.

MOLYNEUX, L., (1971). A complete results magnetometer for measuring the remanent magnetization of rocks, Geophys. J. R. Astron. Soc., 24, p. 429-435.

NAGATA, T. (1961). Rock magnetism, 2nd Ed., Maruzan Tokyo, 350p.

ORTEGA-GUTIERREZ, F., (1978). Geología del contacto entre la Formación Acatlán Paleozoica y el complejo Oaxaqueno Precámbrico, al Oriente de Acatlán, Pue., Soc. Geol. Mex., 39.

ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981, (1984). La evolución tectónica premisisipica del Sur de México, Bol. del Inst. de Geol., UNAM, 5, p. 140-157.

PADILLA Y SANCHEZ, R., (1973). Estudio geológico general de la Sierra de Tentzo, Estado de Puebla: Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de Licenciatura, 79p.

PADILLA Y SANCHEZ, R., (1986). Carta tectónica de México: Dir. Gral. de Geogr., Inst. Nal. de Estadist. Geogr. e Informat., S.S.P., Facultad de Ingeniería, UNAM, (en prensa).

ROGGENTHEN, W.M., & G. NAPOLEONE, (1977). Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, IV, Upper Maestrichtian-Paleocene magnetic stratigraphy, Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 378-382.

SMITH, P.J., (1967). The intensity of the geomagnetic field intensities, Geophys. J., 13, p.417-486.

STRANGWAY, D.W., HONEA, R.M., MCMAHON, B.E., & LARSON, E.E., (1968). The magnetic properties of naturally occurring goethite, Geophys. J. R. Astr. Soc., 15, p. 345-359.

TARLING, D.H., (1980). Palaeomagnetism, Chapman & Hall, 379p.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1981). Reconnaissance paleomagnetic investigation of Cretaceous limestone from Southern Mexico, Geof. Intern., 20, p. 203-217.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1985). Upper Albian magnetic reversals observed in a limestone sequence from Southern Mexico, IAGA Meeting, Prague.

VANDENBERG, J., & A.A.H. WONDERS, (1980). Paleomagnetism of Late Mesozoic pelagic limestone from Southern Alps, J. Geophys. Res., 85, p. 3623-3627.

VAN DER VOO, R., (1969). Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, Tectonophysics., 6, p. 6-56.

REFERENCIAS COMPLEMENTARIAS

ALVAREZ, W., et al., (1977). Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale: Type section in the pelagic limestone sequence at Gubbio, Italy, Geol. Soc. Am. Bull., 88, p.383-389.

ARTHUR, M.A., & A.G. Fischer, (1977). Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy, I, Lithostratigraphy and sedimentology, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 367-371.

BATHURST, R.G.C., (1971). Carbonate sediments and their diagenesis, 2nd ed., 658p., Elsevier, New York.

BLACKETT, P.M.S., (1947). The magnetic field of massive rotating bodies, Nature, 159, 658-666.

BULLARD, E.C., (1949). Electromagnetic induction in a rotating sphere, Proc. Roy. Soc. A, 199, 413.

BULLARD, E.C., & Gellman, H., (1954). Homogeneous dynamos and terrestrial magnetism, Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A, 247, 213.

CAMPA, M.F., RAMIREZ, E.J., CONEY, P.J., & FLORES, R., (1981). Conjuntos estratetectónicos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los Estados de Guerrero, Michoacan y Morelos, Soc. Geol. Mex., Bol. 42, p. 45-67.

CANDE, S.C., R.L. LARSON, & J.L. LABREQUE, (1978). Magnetic lineations in the Pacific Jurassic quiet zone, Earth Planet. Sci. Lett., 41, p.434-440.

CARRILLO-CAMACHO, N.V., (1985). Biomagnetismo: Estudio en: Heli: pomatia, Tesis de biólogo, Fac. de Ciencias, UNAM, 147 p.

COLLINSON, D.W., (1983). Methods in rock magnetism and palaeomagnetism, Chapman and Hall, 503 p.

CONEY, P.J., (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, Inst. Mex. del Patr., Revista, 15, p.6-15.

CONTRERAS-TEBAR, D.M., & RAMIREZ-CRUZ, L.C., (1985). Estudio paleomagnético y magnetométrico en el área de Agua de Obispo-Tierra Colorada, Estado de Guerrero, Tesis de Ingeniero Geofísico, Fac. de Ingeniería, UNAM, 127p.

CORONA-ESQUIVEL, R.J. de J., (1985). Geología de la región comprendida entre Olinala y Huamantitlan, Estado de Guerrero, Tesis Maestría (geología), Fac. de Ciencias,

UNAM, 108p.

COX, A., (1973). Plate tectonics and geomagnetic reversals. W.H. Freeman and Company, 702p.

CREER, K.M., (1959). A.C. demagnetization of unestable Triassic Keuper Marls from S.W. England, Geophys. J. R. Ast. Soc., 2, 261-275p.

CREER, K.M., P. TUCHOLCA, & C.E. BARTON, (1983). Geomagnetism of Baked clays and recent sediments, Elsevier, 324p.

CSERNA, Z. DE. (1965). Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Edo. de Guerrero, Boletín Ins. Geol., UNAM, 62, 77p.

CSERNA, Z. DE & FRIES, C., Jr., (1981). Hoja Taxco, Serie Carta Geol., Inst. de Geol. UNAM.

ELSASSER, W.M., (1955). Hydromagnetism, I.A. Review. Amer. J. Phys., 23, p.590-609.

ELSASSER, W.M., (1956). Hydromagnetism, II. A. Review. Amer. J. Phys., 24, p. 85-110.

FERRUSQUIA-VILLAFRANCA, I., (1976). Estudios Geológico-Paleontológicos en la región Mixteca, pt.1: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México, Bol. del Inst. de Geol., UNAM, 97, 160p.

FLORES DE DIOS, A., & E. BUITRON, (1982). Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña de Guerrero. Serie Tec. Cient. Univ. Aut. Gro., 12, Chilpancingo, Gro.

LOWRIE, W., & W. ALVAREZ, (1975). Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula. J. Geophys. Res., 80, p. 1579-1592.

MERRILL, R.T., & MCELHINNY, M.W., (1983). The earth's magnetic field, Academic Press, International Geophys. Series, 32, 401p.

MORAN-ZENTENO, D.J., & colaboradores, (1984). Geología de la República Mexicana, Fac. de Ingeniería, UNAM, Inst. Nal. de Est. Geografía e Informática. 88p.

MORIN, J., (1950). Magnetic susceptibility of Fe_2O_3 and Fe_3O_4 , Phys. Rev., 78, p. 819-820.

NAGATA, T., (1953). Rock magnetism, Maruzen, Tokyo, p. 225.

NEEDHAM, J., (1962). Science and civilisation in China, v. 4, Physics and Physical Technology, Part 1, Cambridge University Press.

O'REILLY, W.O., (1984). Rock and mineral magnetism, Blackie & Son Limited, 230p.

PREMOLI SILVA, I., G. NAPOLEONE, & A.G. FISCHER. (1974). Risultati preliminari sulla stratigrafia paleomagnetica della Scaglia Cretaceo-Paleocenica della sezione di Gubbio (Appennino Centrale), Boll. Soc. Geol. Ital., 93, p. 647-659.

RAMIREZ-ESPINOSA, J., (1984). La acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior, Sierra Madre del Sur de México, Soc. Geol. Mex., 1-2, p. 7-20.

TREVINO-RODRIGUEZ, A.F., BOCANEGRA-NORIEGA, M.G., & URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1985). Magnetoestratigrafía para el Albiano-Cenomaniano del sur de México, Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, Oaxaca, México.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1979). Preliminary apparent polar wander path for Mexico, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 56, p. 227-235.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1980). Paleomagnetic studies on Mexican rocks, Ph.D. Thesis, University of Newcastle Upon Tyne, England, 689p.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1981). Preliminary results on the effects of heating on the magnetic susceptibility anisotropy of rocks, J. Geomag. Geoelectr., 33, p. 411-419.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., (1981). Paleomagnetic evidence for tectonic rotation of northern Mexico and the continuity of the Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua, Geology, 9, p. 178-183.

URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., & VAN DER VOD, R., (1983). Reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous limestone from Southern Mexico, EOS (Trans. Am. Geophys. Union).

VALENCIO, D.A., (1980). El magnetismo de las rocas, Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina, 351p.

ZENTENO-ZURIGA, E., (1984). Interpretación de anomalías aeromagnéticas en la región sur de Michoacán, Tesis de Ingeniero geofísico, Fac de Ing. UNAM, 109p.

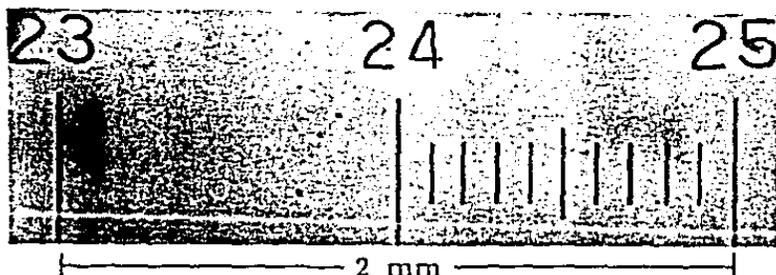
ZIJDERVELD, J.D.A., (1967). A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results in methods in paleomagnetism, ed. D.W. Collinson, K.M. Creer, y S.K. Runcorn, p. 254-286.

A N E X O 1

Se presenta el análisis paleontológico de 12 muestras espaciadas equitativamente. Todas las muestras fueron tomadas con un aumento de 50x.

Los resultados paleontológicos son los siguientes:

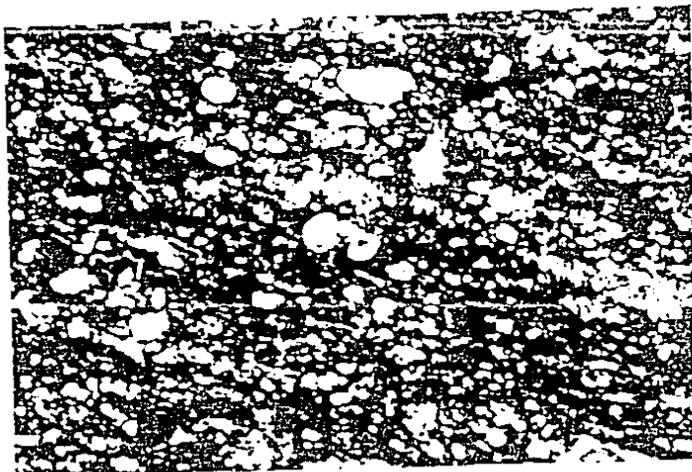
Sitio 1	Formación Mexcala
Sitio 2	Formación Morelos
Sitio 3	Formación Morelos
Sitio 4	Formación Morelos



LAMINA 1



MUESTRA 73.- *Calcisphaerulus* sp. (Albiano-Santoniano).



MUESTRA 78.- Presenta la misma fauna de la Muestra 73, además de la *Pithonella ovalis* sp. (Albiano-Santoniano).



MUESTRA 79.- Probable *Hedbergella* sp. y algunas *Calcisphaerulus* sp.

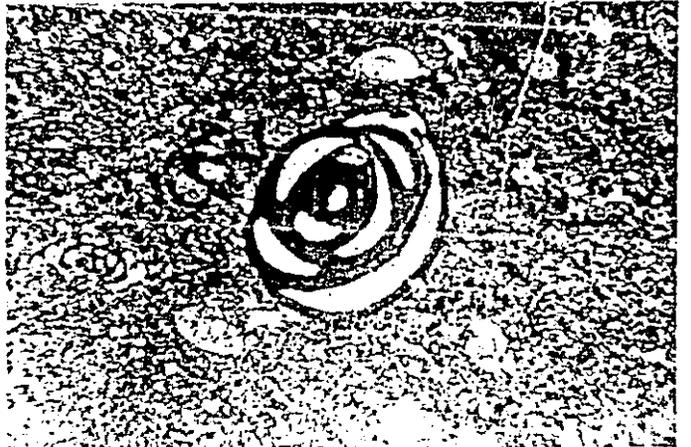
LAMINA 2

MUESTRA 84.- Cortes
axiales de Nummoloculina
heimi sp., calizas
Morelos (Albiano-Cenoma-
niano).



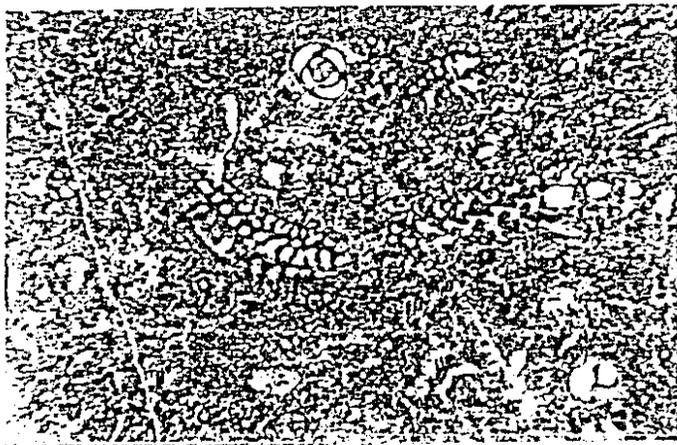
MUESTRA 85.- Foraminiferos benticos y cortes
axiales de Nummoloculina
heimi sp. (Albiano-
Cenomaniano), calizas
Morelos.

MUESTRA 91.- Corte axial
de Nummoloculina heimi
sp. de paredes muy
gruesas, calizas Morelos
(Albiano-Cenomaniano).



LAMINA 3

MUESTRA 92.- Asociacion de *Dicyclina schlumbergeri* sp. y *Nemolopulina heimi* sp., calizas Morelos (Albiano Superior-Cenomaniano).



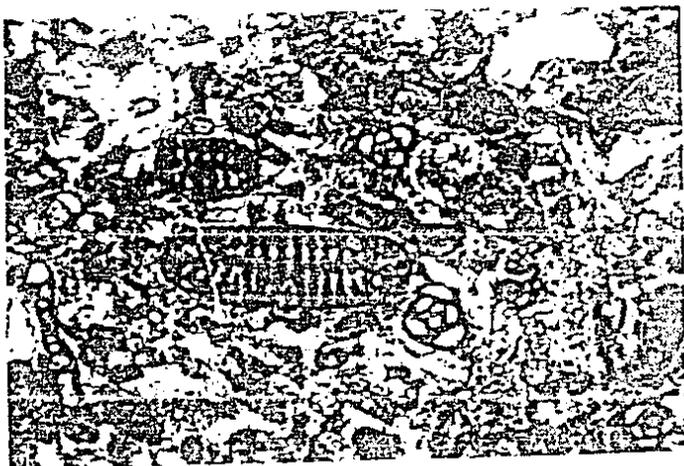
MUESTRA 94.- Corte parcial de *Dicyclina schlumbergeri* sp., calizas Morelos (parte superior, Cenomaniano).



MUESTRA 96.- *Dicyclina schlumbergeri* sp., calizas Morelos (Cenomaniano).

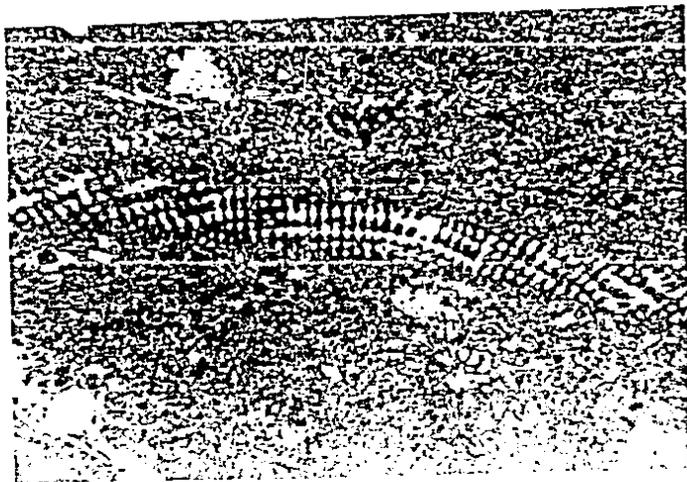
LAMINA 4

MUESTRA 99.- *Dicyclina*
schlumbergeri sp. y
Mummoloculina heimi sp.,
calizas Morelos (Albiano
Superior-Cenomaniano).



MUESTRA 102.- *Dicyclina*
schlumbergeri sp., y
Mummoloculina heimi sp.,
calizas Morelos (Albiano
Superior-Cenomaniano).

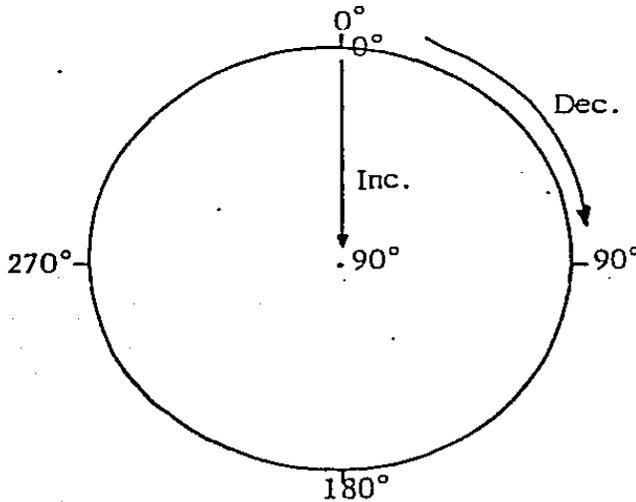
MUESTRA 103.- *Dicyclina*
schlumbergeri sp., cali-
zas Morelos (parte
superior) Cenomaniano.



A N E X O 2

Se presentan en tabla los datos de la declinación, inclinación de la magnetización remanente natural (MRN), observada y calculada y los valores de la intensidad de cada sitio. También los datos de declinación e inclinación de la MRN corregida, graficados en estereogramas. La declinación de 0° - 360° en el sentido de las manecillas del reloj, y la inclinación de 0° en el Ecuador a 90° en los polos.

- Positivo (Inclinación > 0)
- Negativo (Inclinación < 0)



SITIO 1

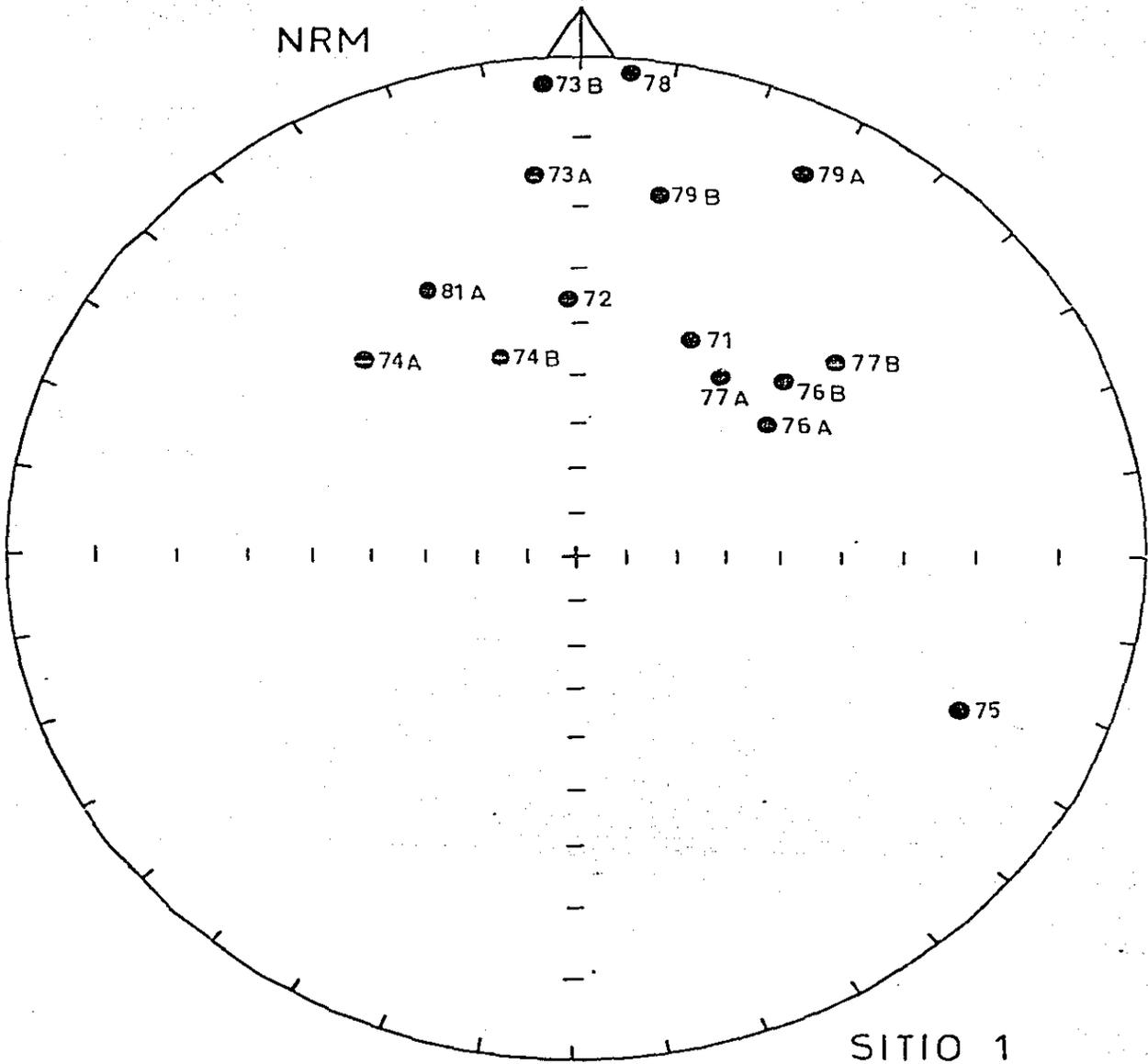
Muestra	Observada		Paleoposición
	D/I (en grados)	Int. (mA/m)	D/I (en grados)
71	21.5/37.6	1.749	15.2/39.2
72	3.5/36.3	2.555	357.8/35.5
73	352.7/22.9	1.555	353.8/15.5
73 B	355.5/10.8	1.260	355.9/3.4
74 A	311.4/36.7	0.751	316.4/33.0 *
	313.2/33.3	0.768	317.5/29.5 *
74 B	335.1/50.5	0.887	340.5/44.2
75	117.0/16.4	0.731	114.6/17.7 *
76 A	51.6/50.5	0.429	46.9/43.8
76 B	49.0/43.0	0.755	45.5/36.3
77 A	37.2/50.0	0.703	34.4/42.5
77 B	51.9/35.2	0.712	49.1/28.6
78	5.3/9.8	0.496	5.5/2.0
79 A	27.3/16.8	1.406	26.9/8.9
79 B	10.6/35.8	1.391	11.1/27.8
81 A	330.2/34.1	1.251	333.6/28.8

Datos obtenidos:

Dec=13°; Inc=29.5° ; R=11.7 ; k=9.8 ; $\alpha_{95}=13.9^\circ$

(*) estos datos fueron eliminados en el cálculo de los parámetros estadísticos.

NRM



SITIO 1

SITIO 2

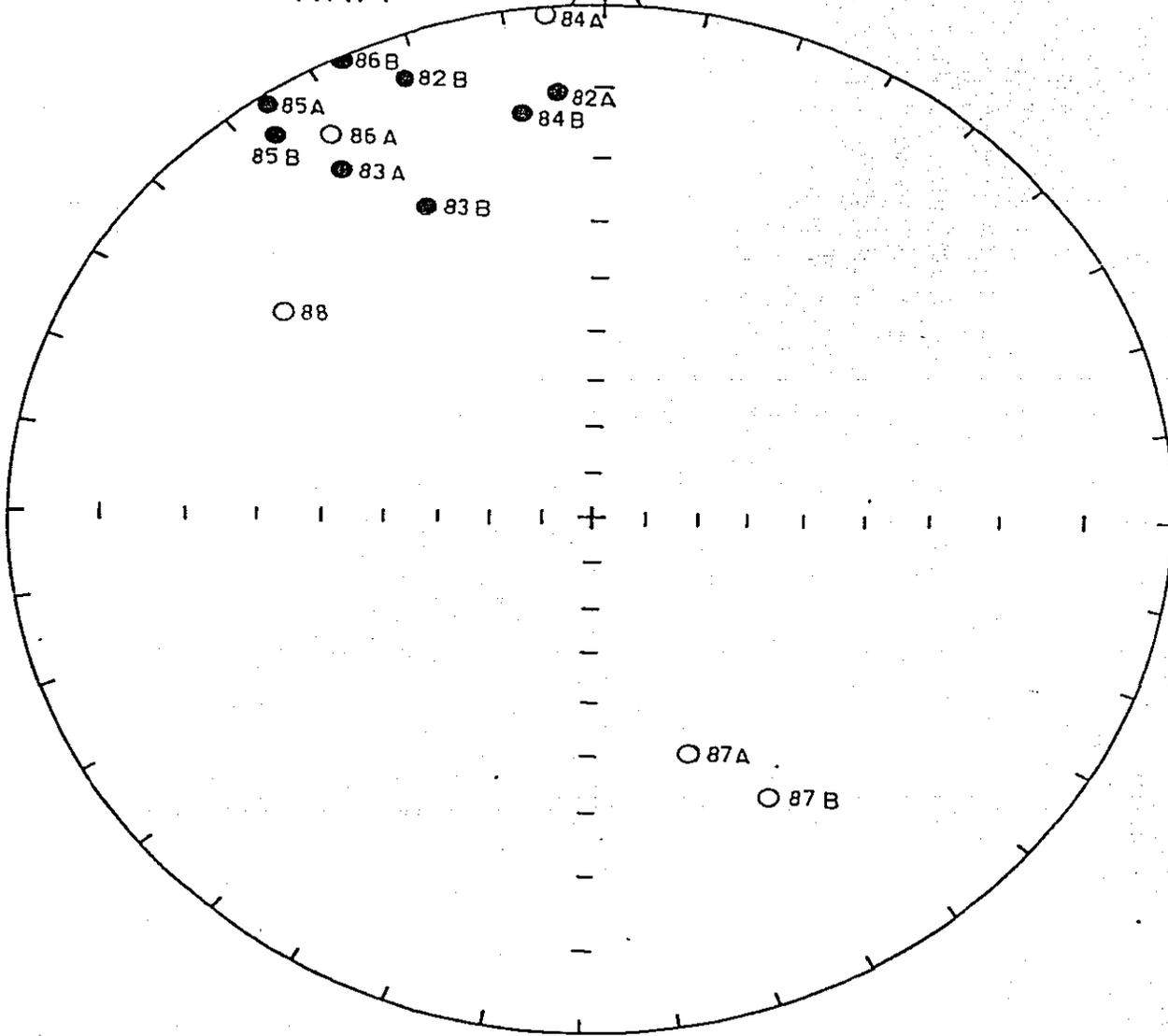
Muestra	Observada		Paleoposición	
	D/I (en grados)	Int. (mA/m)	D/I (en grados)	
82 A	357.1/13.6	0.366	354.9/11.5	
	356.0/12.5	0.363	354.0/10.3	
82 B	339.1/10.5	0.364	337.9/5.6	
83 A	328.4/19.1	1.435	326.3/12.6	
83 B	337.5/27.9	0.656	333.6/22.5	
84 A	354.0/1.4	0.364	354.0/-1.0	
84 B	352.5/15.9	0.356	350.0/13.0	
85 A	325.0/8.3	0.402	324.3/1.5	
85 B	323.5/12.2	0.406	322.4/5.1	
86 A	327.0/-1.7	0.566	327.7/-8.2	
86 B	333.4/6.0	0.909	332.9/0.3	
87 A	166.4/-42.4	0.353	158.7/-38.1	
87 B	154.2/-32.3	0.563	149.6/-26.4	
88	304.2/-14.3	1.974	305.8/-23.2	

Resultados obtenidos:

Dec=336.7°; Inc=12.3°; R=10.5 ; k=24.4 ; C 95=9.4°

(*) estos datos fueron eliminados en el cálculo de los parámetros estadísticos.

NRM



SITIO 2

SITIO 3

MUESTRA	Observada		Paleoposición	
	D/I (en grados)	Int. (mA/m)	D/I (en grados)	
89	19.5/-11.5	0.090	19.6/3.4	
	5.1/1.2	0.117	4.3/15.3	
	3.7/3.2	0.132	2.6/17.2	
90 A	342.2/-1.4	1.564	341.5/9.6	
90 B	339.3/2.0	2.200	337.9/12.4	
91	348.6/-5.4	1.128	348.5/6.7	
92 A	19.3/53.5	0.463	15.7/68.3	
92 B	193.4/16.5	0.212	193.8/1.8	*
	195.7/12.4	0.216	195.9/-2.4	*
93 A	26.6/51.0	0.044	21.5/60.4	
	26.4/50.8	0.043	21.1/60.1	
93 B	338.7/9.8	0.474	336.8/13.6	
	332.6/13.9	0.379	330.0/16.7	
94 A	345.8/28.9	0.806	340.5/33.7	
94 B	349.7/19.5	0.745	346.3/25.0	
95 A	0.5/28.5	0.562	355.9/35.4	
95 B	351.2/55.4	0.344	337.2/60.4	
96 A	352.2/31.4	8.452	345.3/43.5	
96 B	355.8/34.9	0.931	348.7/47.5	
97 A	348.8/21.6	0.190	343.9/33.9	
97 B	337.2/-6.1	0.216	337.4/4.0	
98 A	264.3/59.8	0.687	247.5/50.3	*

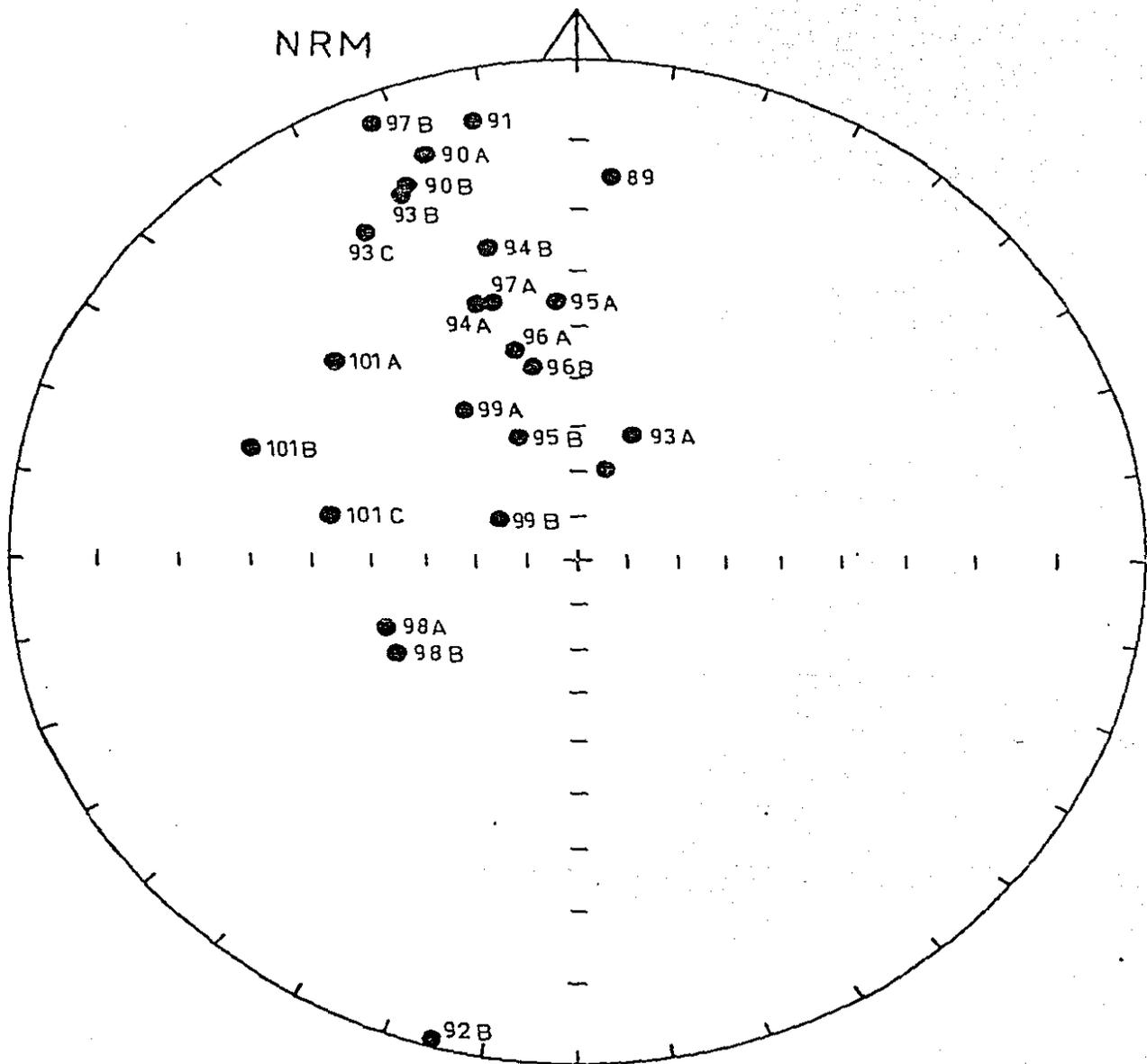
Muestra	D/I (en grados)	Int. (mA/m)	D/I (en grados)
98 B	254/61.1	0.526	239.6/49.8 *
99 A	338.8/41.5	0.250	326.4/50.7
99 B	337.0/65.6	0.220	300.9/72.0
101 A	319.8/24.8	0.275	312.5/30.3
101 B	298.5/27.4	0.188	290.7/23.7
	298.9/28.0	0.180	290.9/27.9
101 C	297.5/48.7	0.138	280.8/47.2

Datos obtenidos:

Dec. = 340° ; Inc. = 34.4° ; R = 14.4 ; k = 9.8 ; $\sigma_{95} = 12.4^\circ$

(*) estos datos fueron eliminados en el cálculo de los parámetros estadísticos.

NRM



SITIO 3

SITIO 4

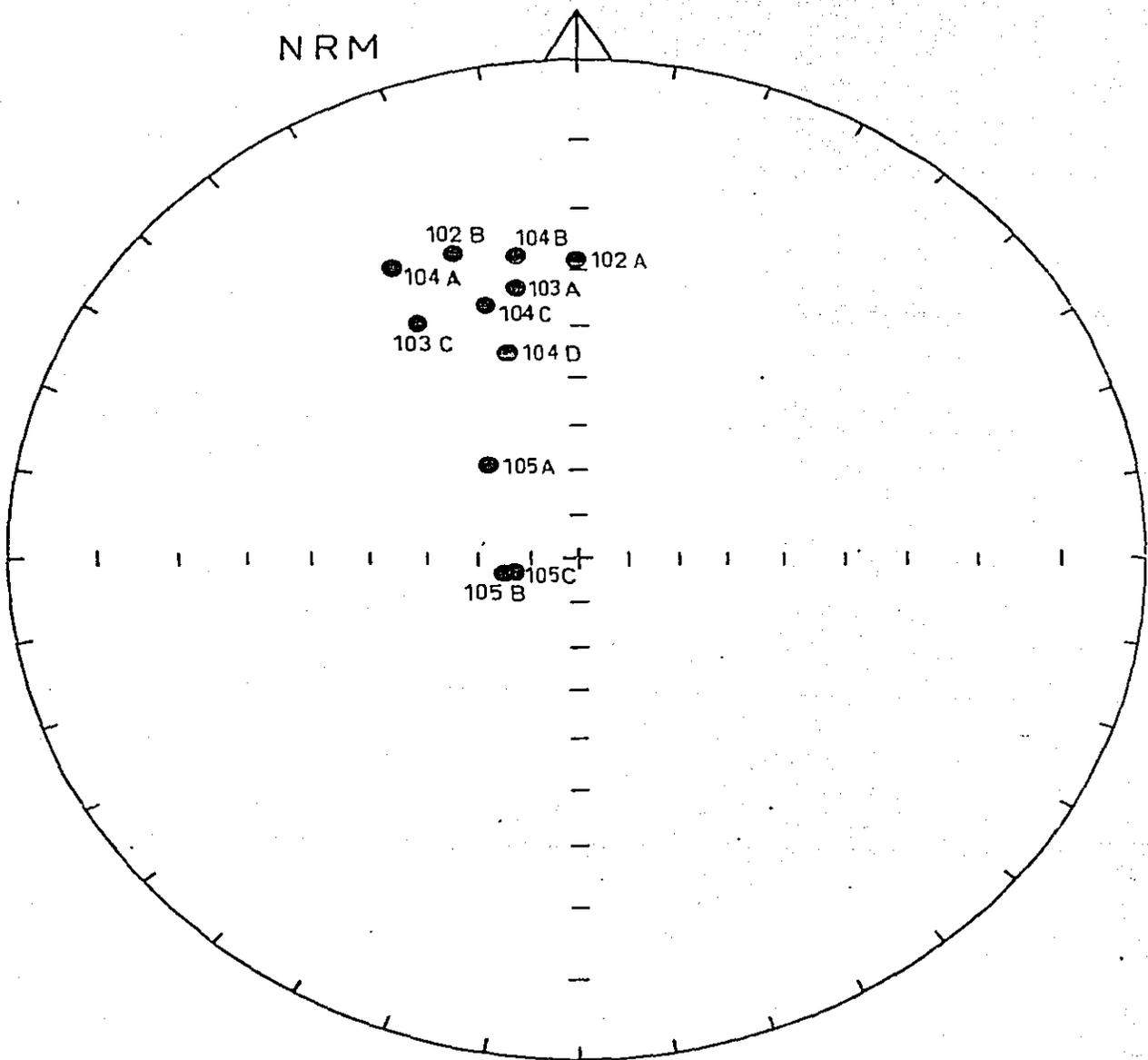
Muestra	Observada		Paleoposición	
	D/I (en grados)	Int. (mA/m)	D/I (en Grados)	
102 A	353.4/32.2	0.409	346.5/44.5	
	353.9/24.1	0.545	353.1/12.4	
103 A	358.7/24.1	1.156	354.4/37.3	
	331.7/23.3	0.492	325.2/31.6	
	339.3/17.7	0.472	334.6/27.7	
104 A	334.5/14.0	0.453	330.5/23.2	
104 B	352.7/14.8	0.606	349.5/27.3	
104 C	347.2/22.6	0.550	342.0/34.0	
102 B	343.4/13.6	0.542	339.8/24.5	
103 C	335.1/23.5	0.421	328.7/32.7	
104 D	350.0/32.1	0.658	342.6/43.8	
105 A	339.8/53.8	0.685	319.7/62.5	*
	326.5/77.5	0.241	257.0/76.5	*
	319.9/76.9	0.237	257.3/74.9	*
	333.0/73.9	0.289	274.0/76.5	*

Datos Obtenidos:

Dec=339.9° ; Inc=31.8° ; R=5.9 ; k=83.7 ; α 95=7.4°

(*) estos datos fueron eliminados en el cálculo de los parámetros estadísticos.

NRM

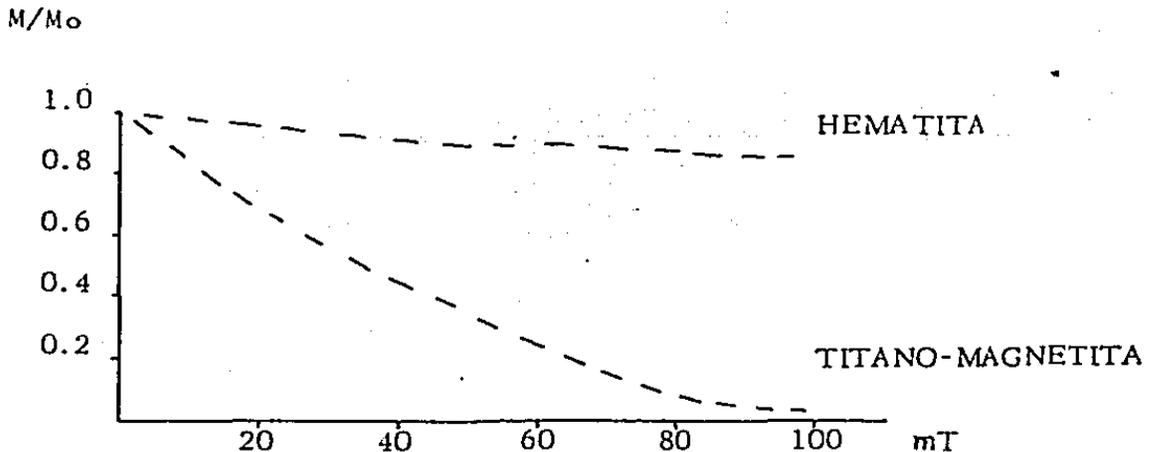


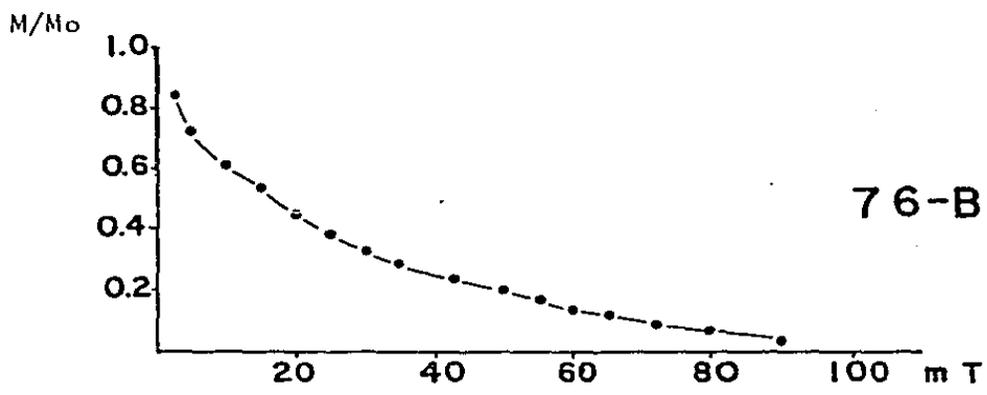
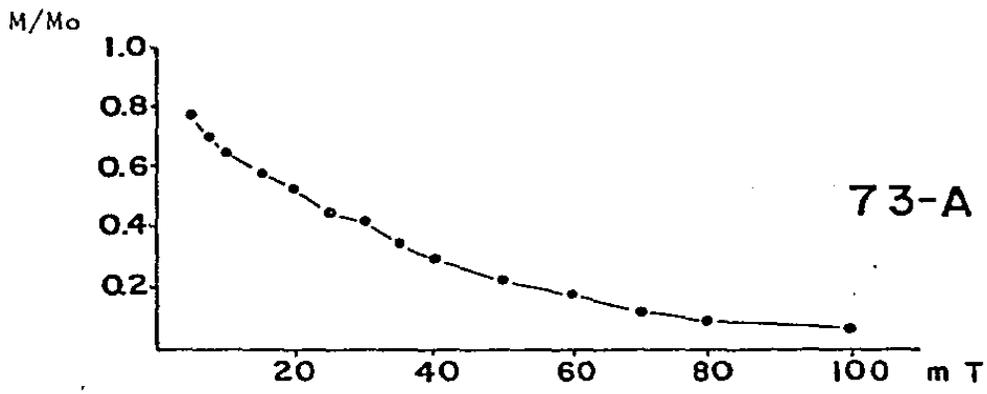
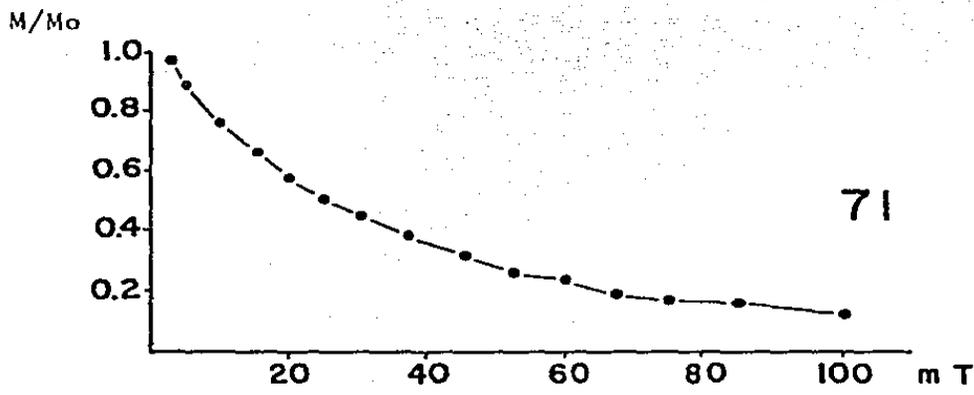
SITIO 4

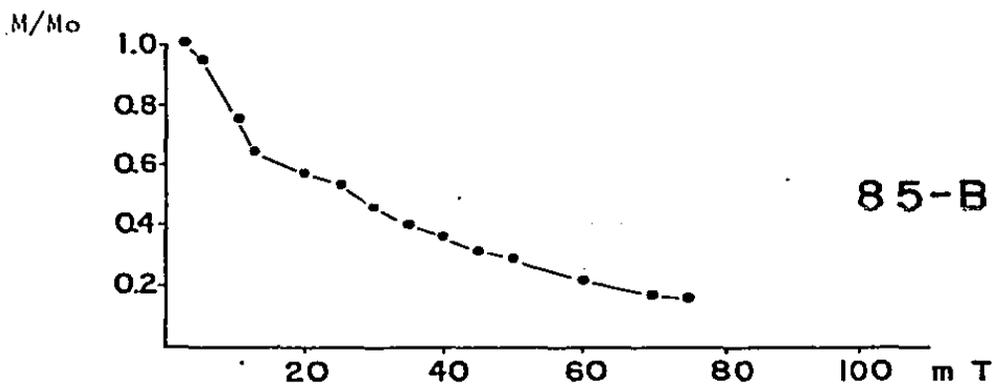
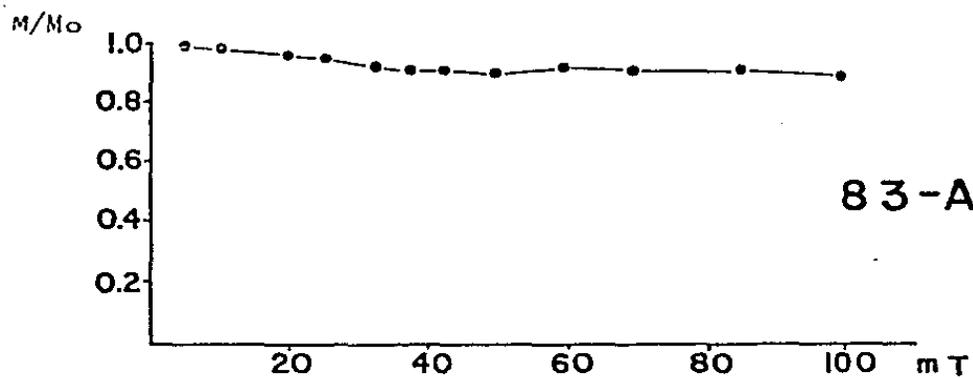
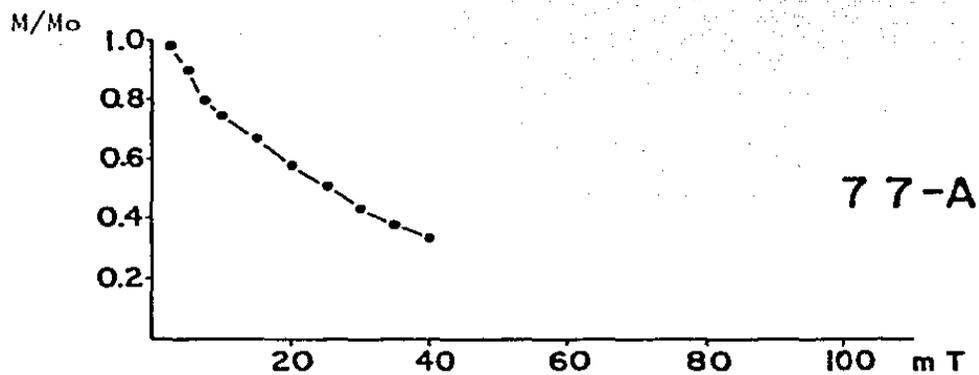
A N E X O 3

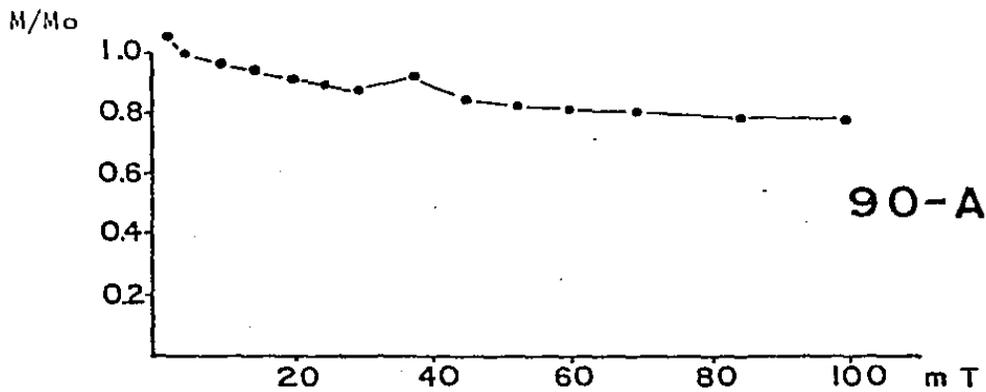
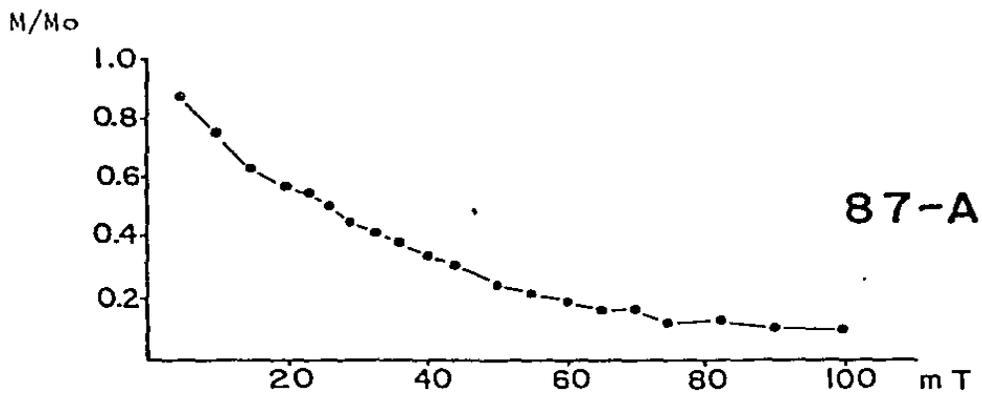
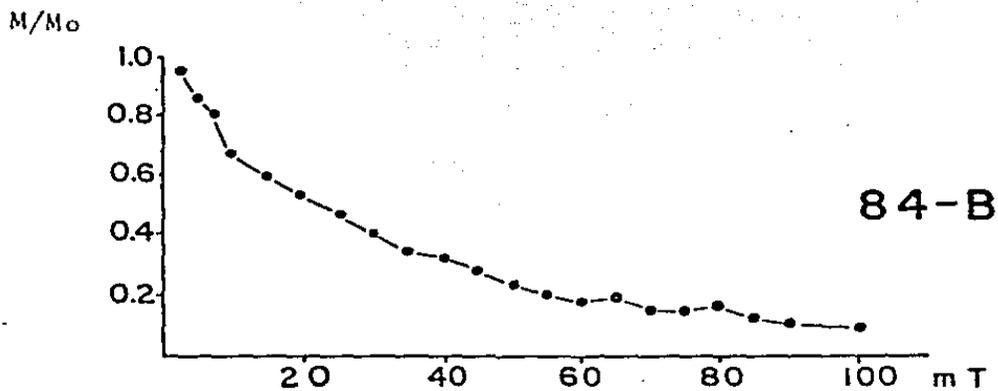
Diagramas de intensidades remanentes normalizadas versus campos alternos (CMAD), que muestran el desarrollo de algunas muestras en procesos de desmagnetización.

La intensidad parte de la unidad M/M_0 y conforme aumenta el campo desmagnetizador (0 - 100 militeslas) la magnetización remanente deberá disminuir (Capítulo 4.4) hasta destruirse completamente. Pero en algunos casos la alta coercitividad de los minerales constituyentes de la roca (Muestras: 83 A, 90 A y 96 B) impiden que esta sea destruida.

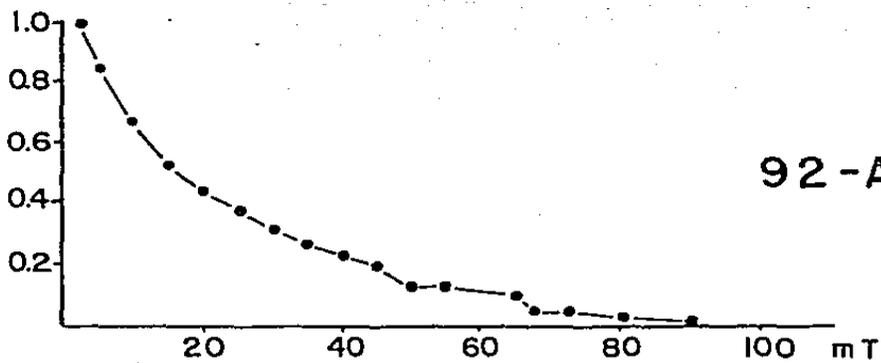






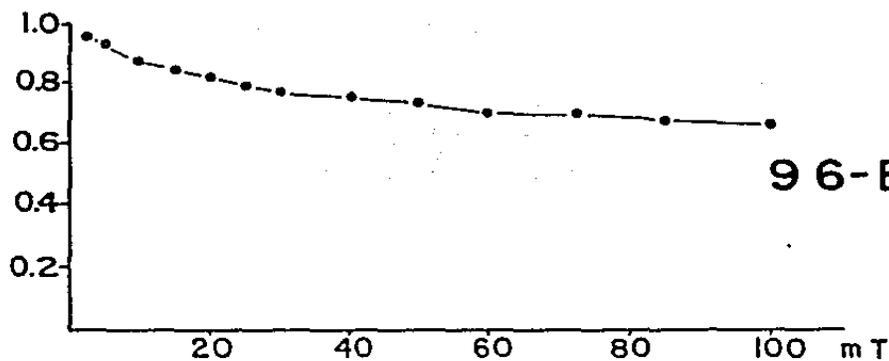


M/M₀



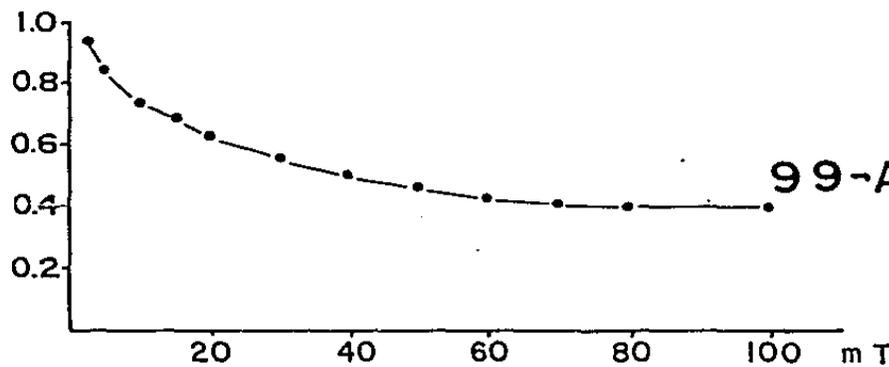
92-A

M/M₀

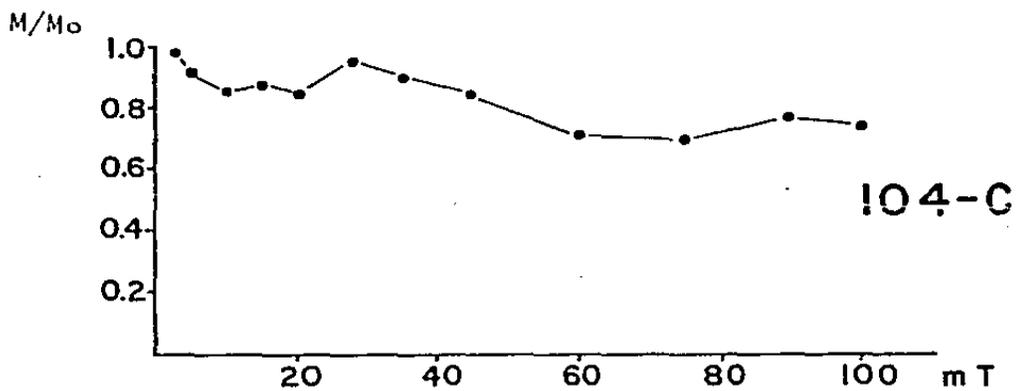
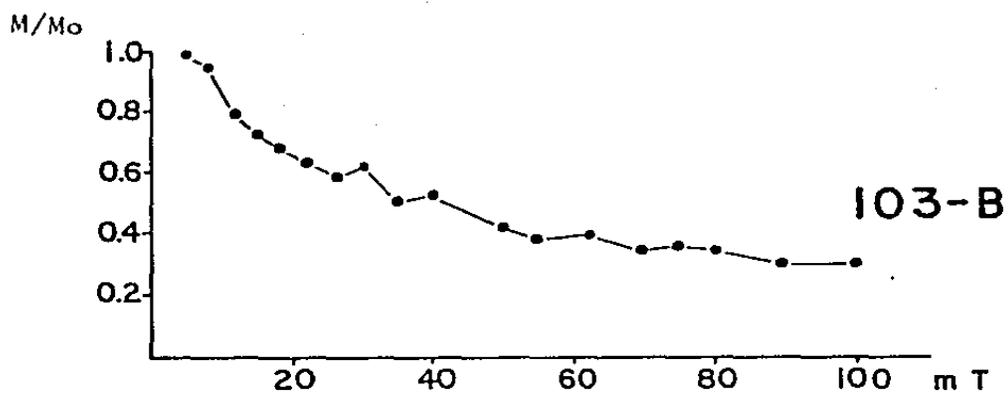
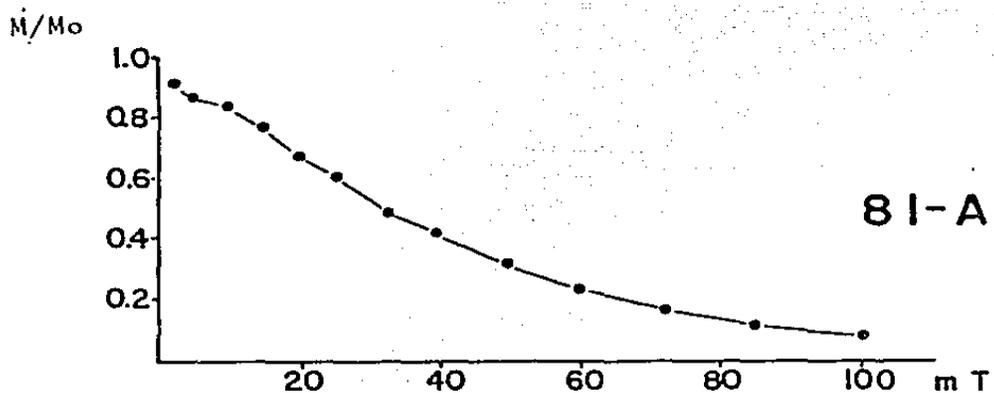


96-B

M/M₀



99-A



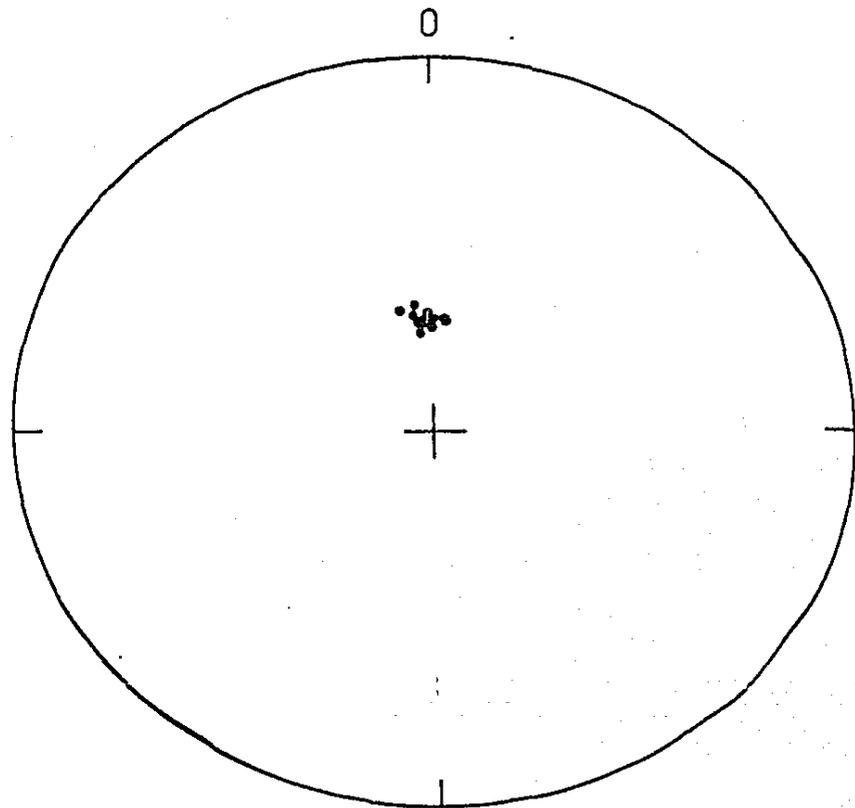
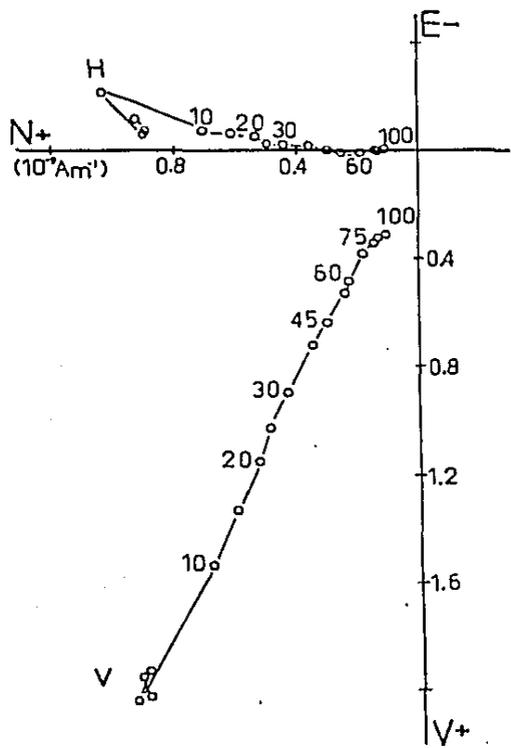
A N E X O 4

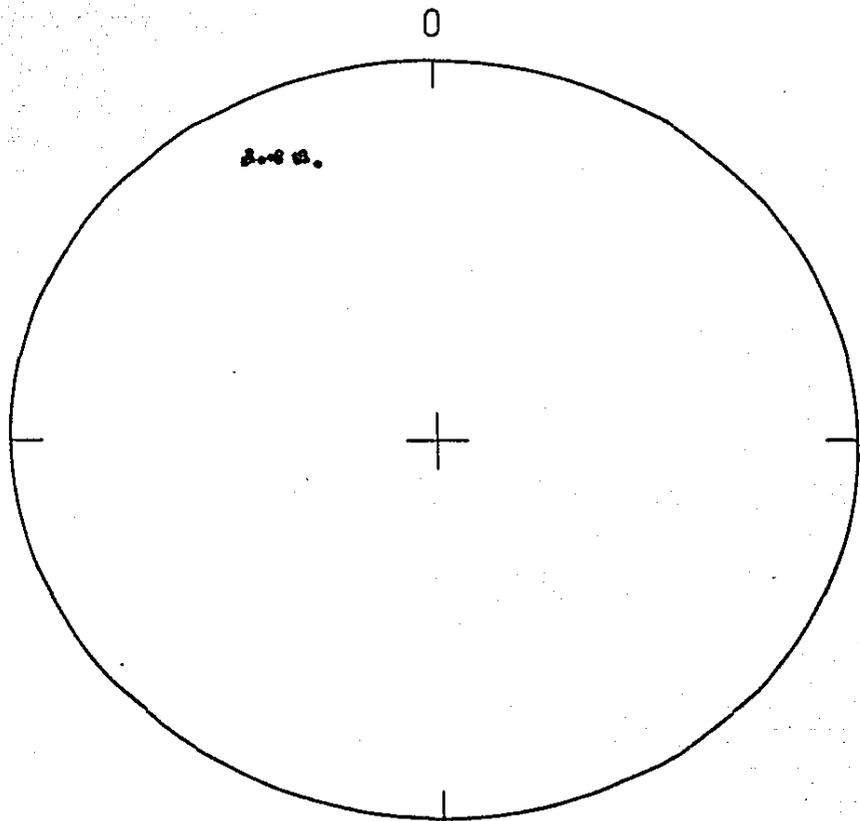
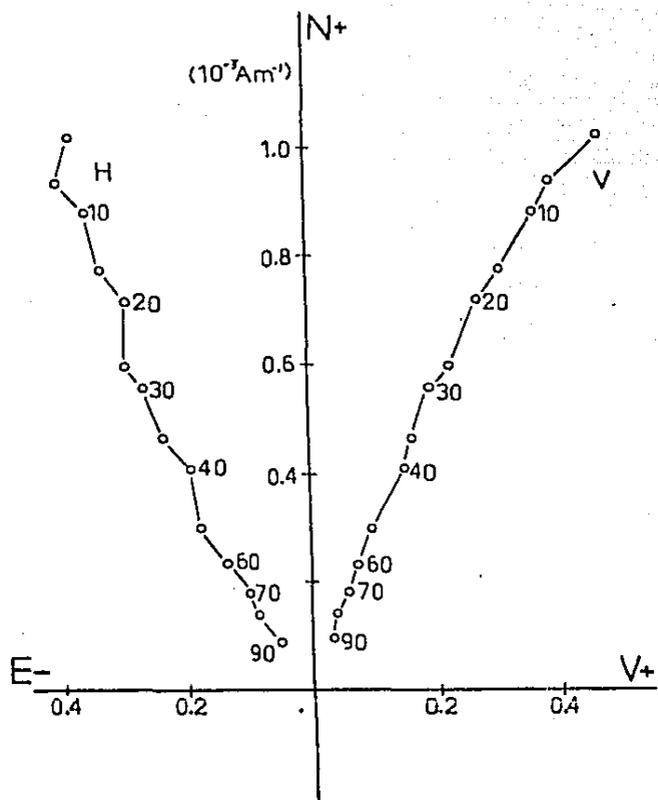
Graficación en red estereográfica y proyección ortogonal que muestran el proceso de desmagnetización con campos alternos (CMAD).

La desmagnetización vectorial se hace acompañar con una red estereográfica de igual área para poder observar los cambios de dirección durante la desmagnetización.

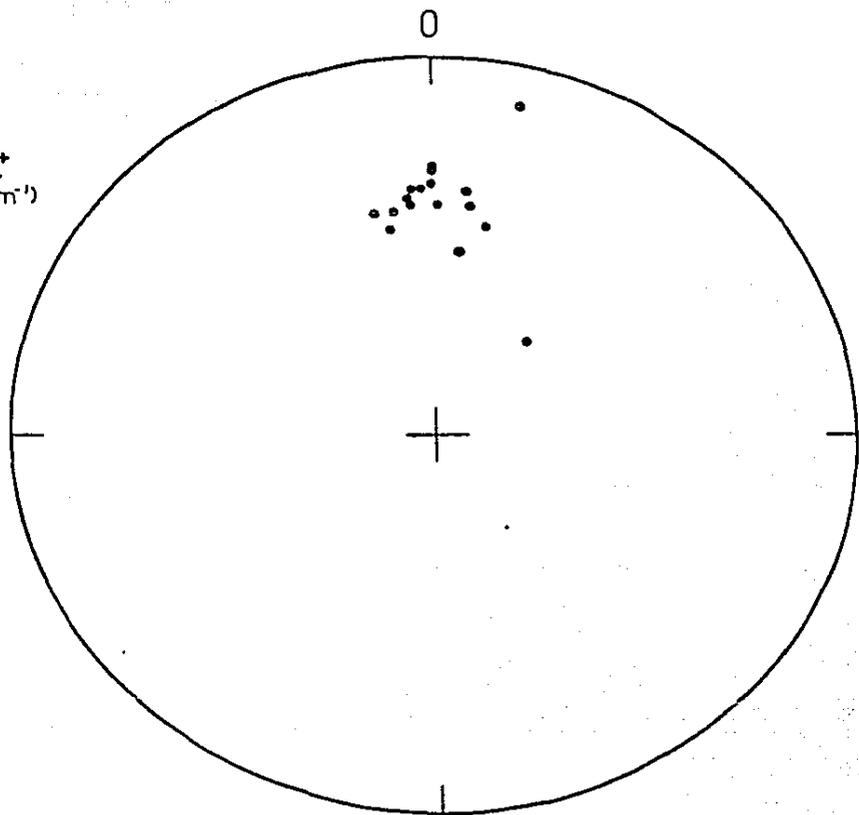
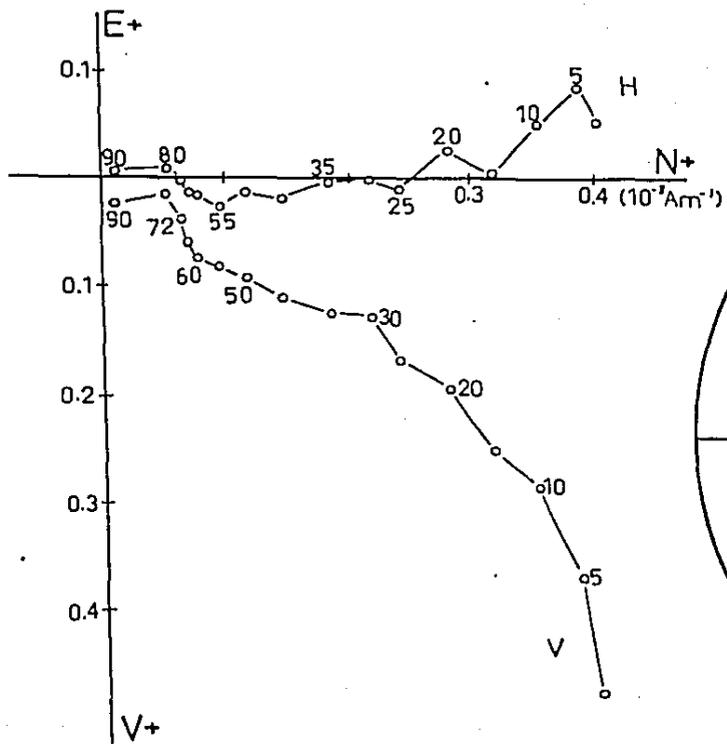
Al observar la magnetización en sus componentes, vertical (V) y horizontal (H), en base al análisis por mínimos cuadrados se puede ver el número de componentes en base al número de pendientes que se puedan trazar.

Una alta coercitividad se puede detectar, por ejemplo en las muestras: 83 A, 90 A, 96 B, 99 A, 104 C.

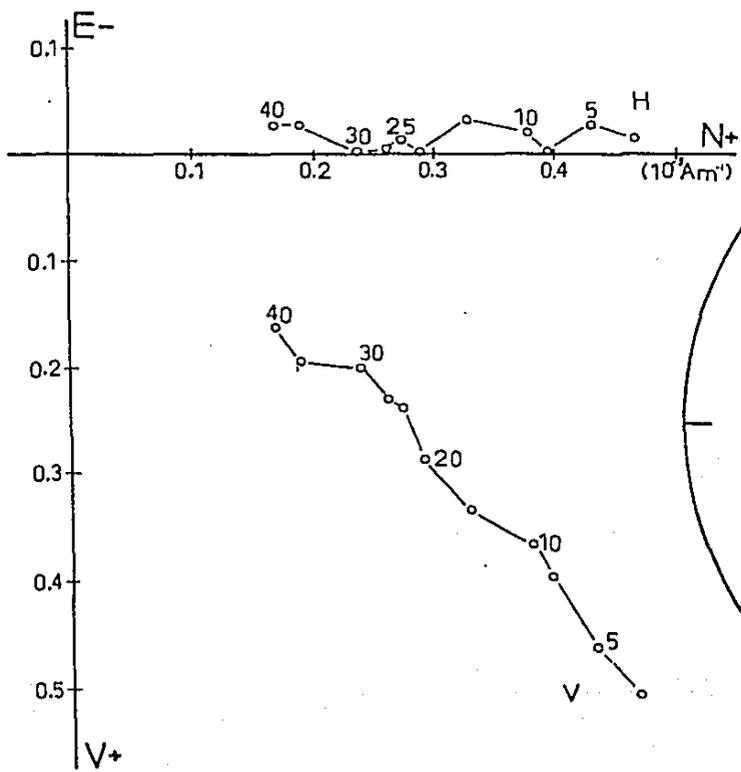




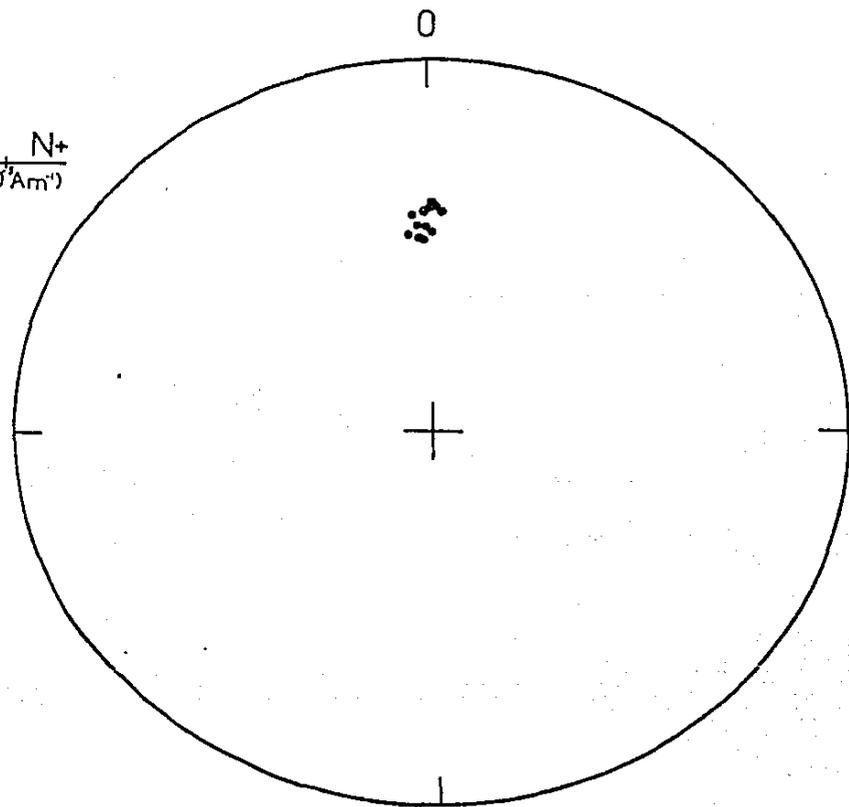
73 A

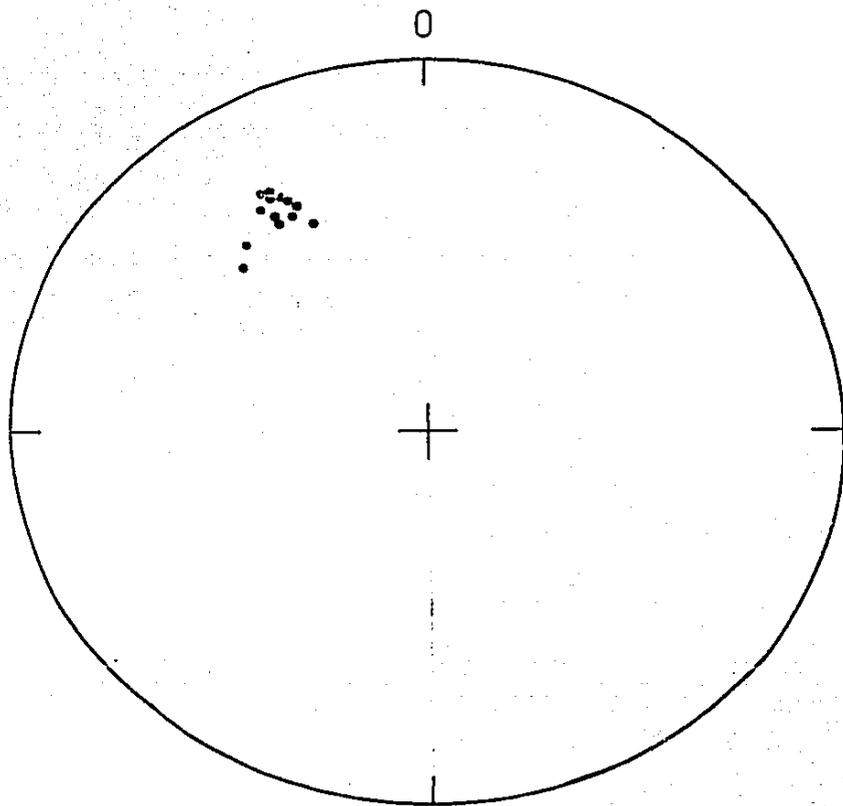
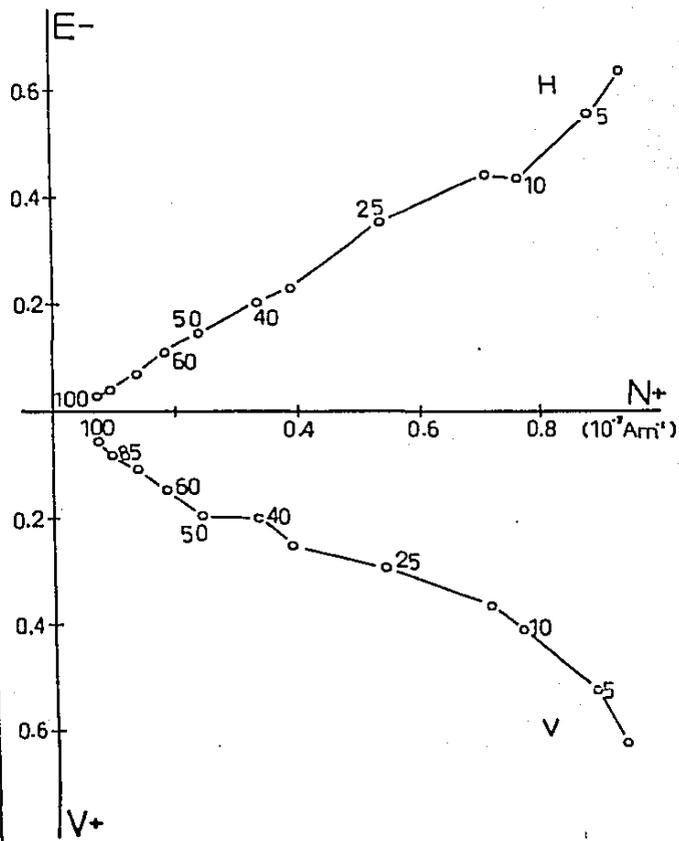


76 B

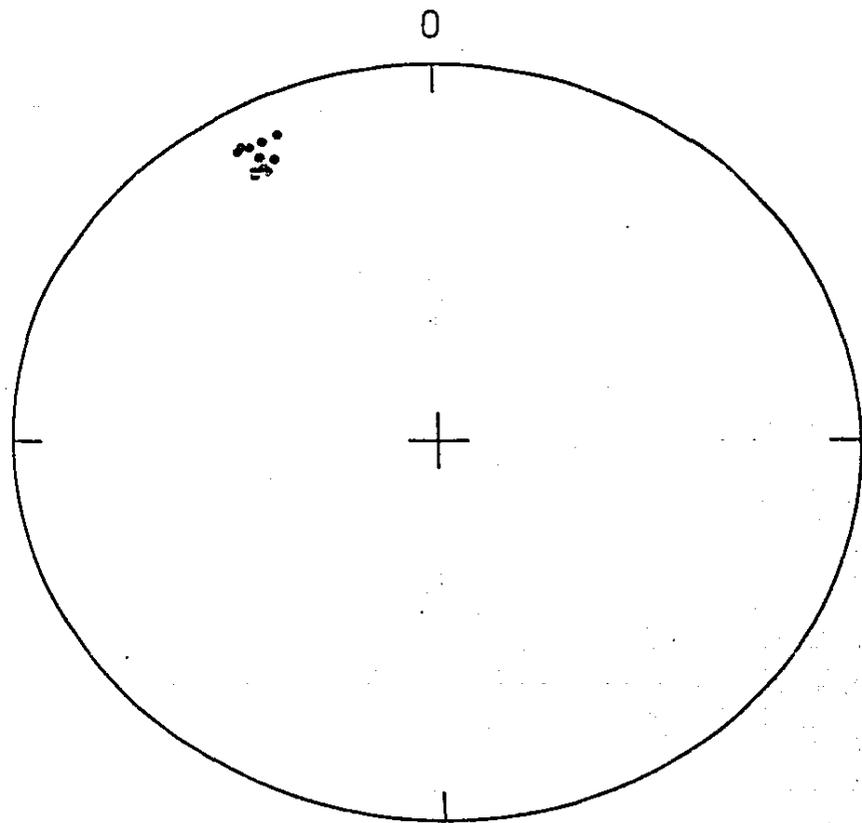
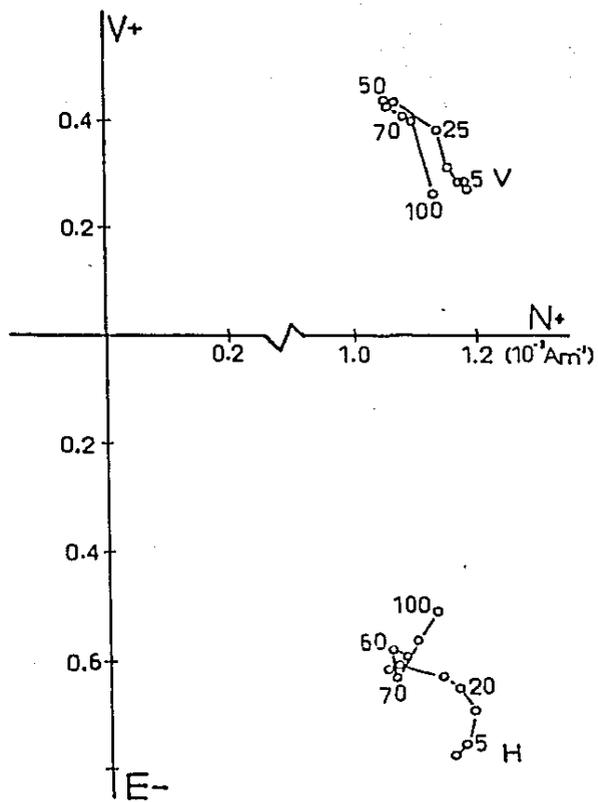


77 A

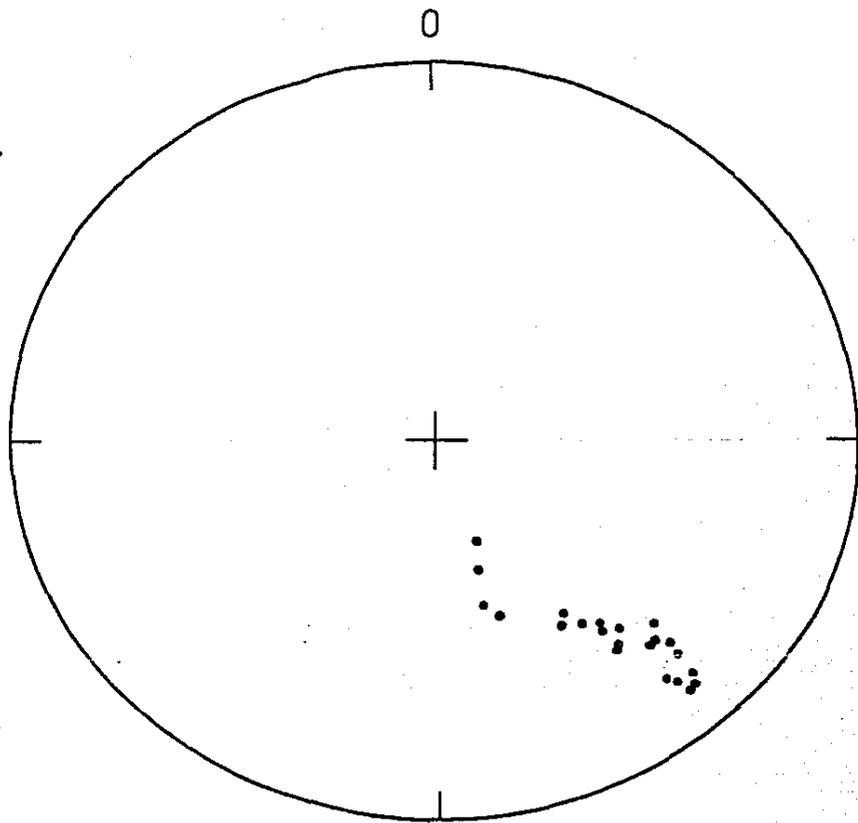
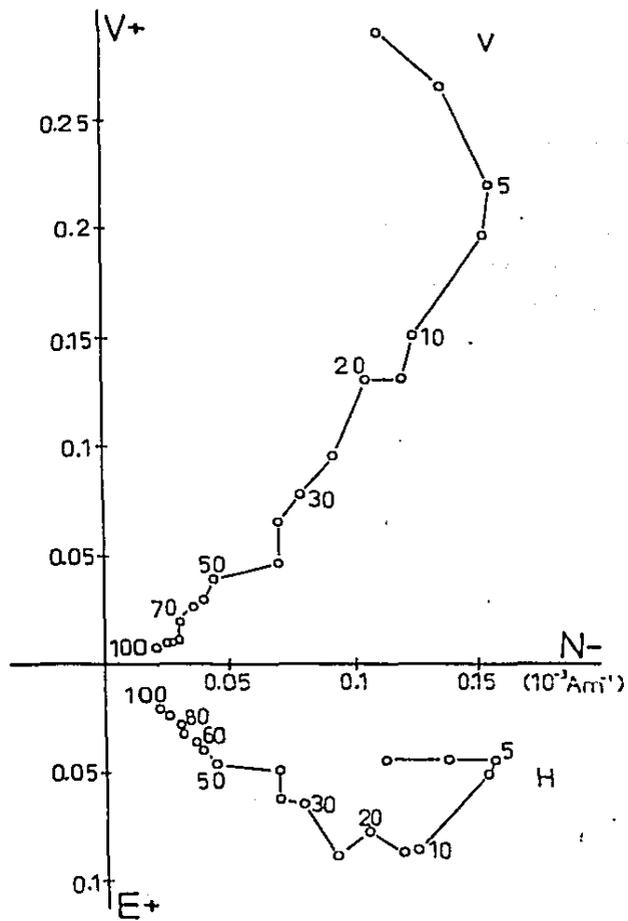




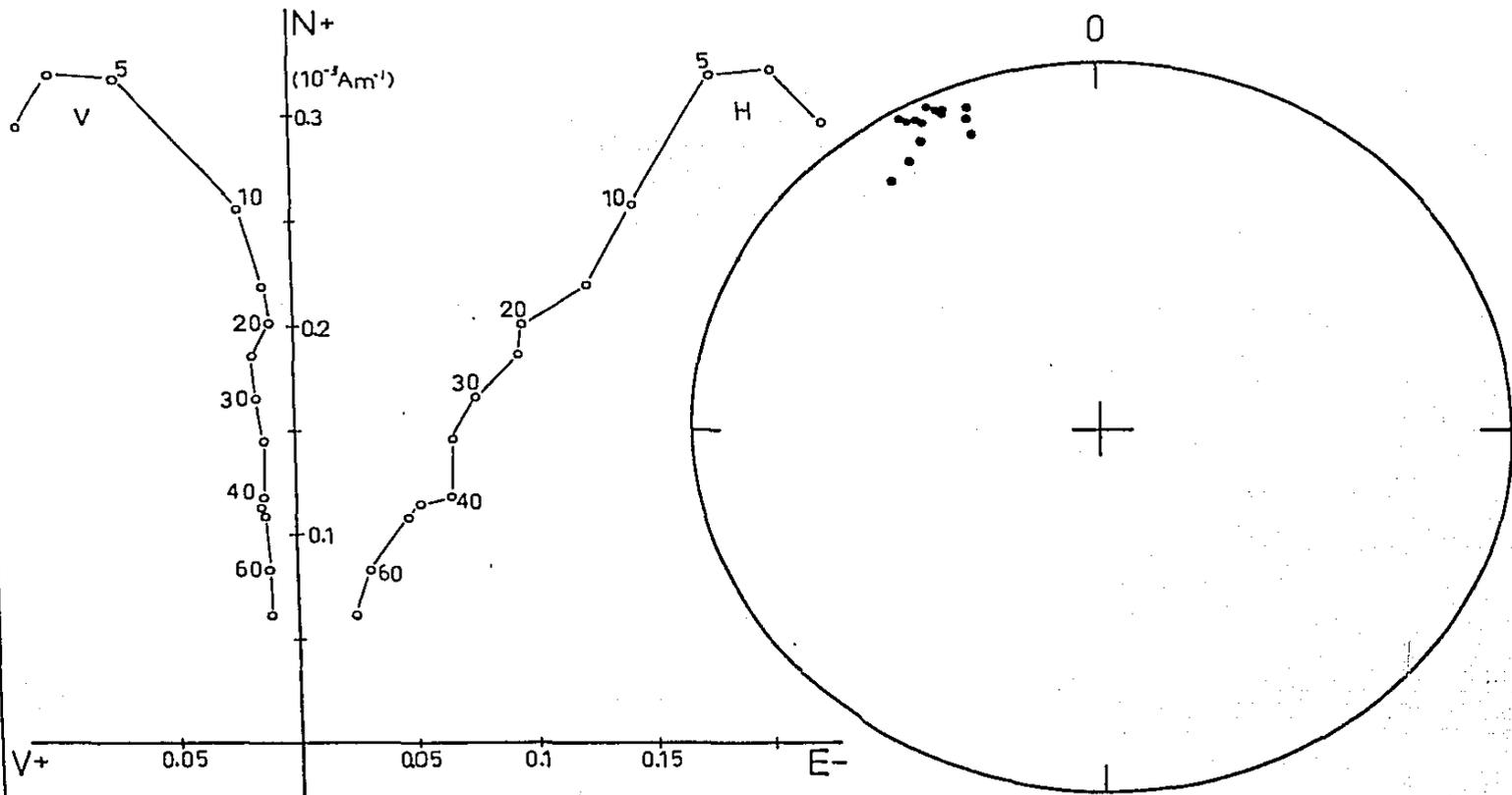
01 A



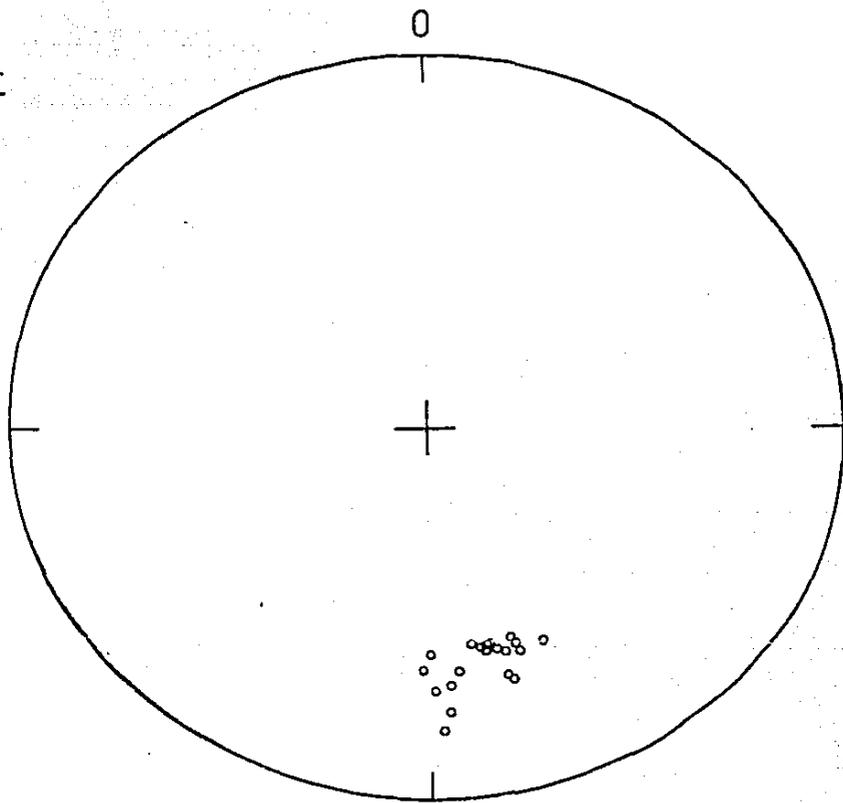
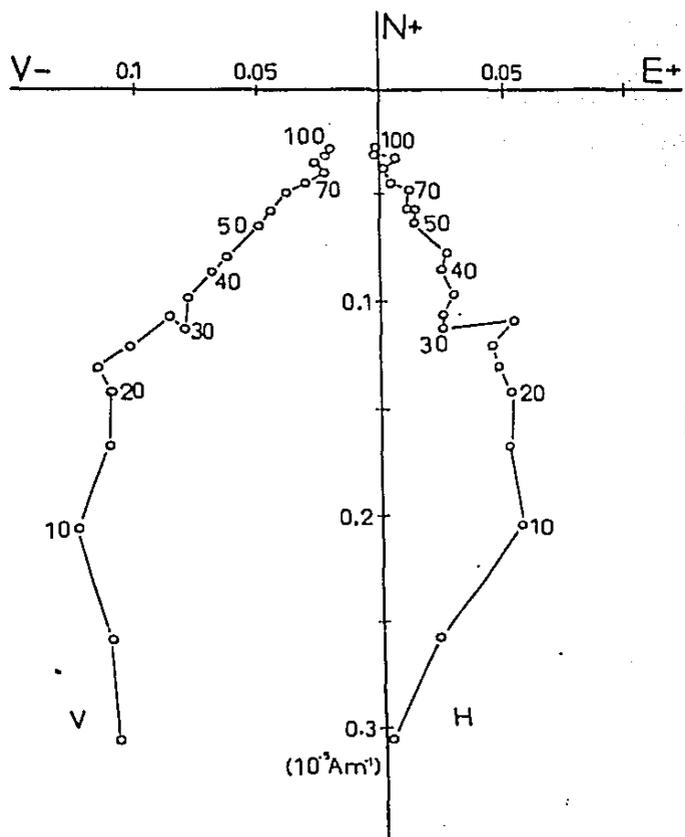
83 A



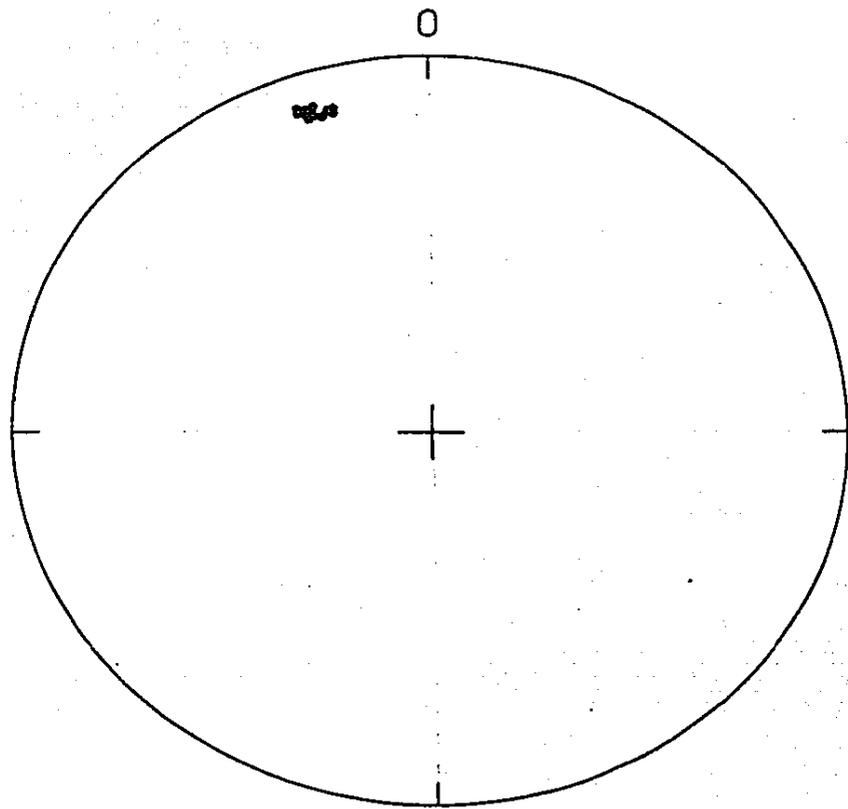
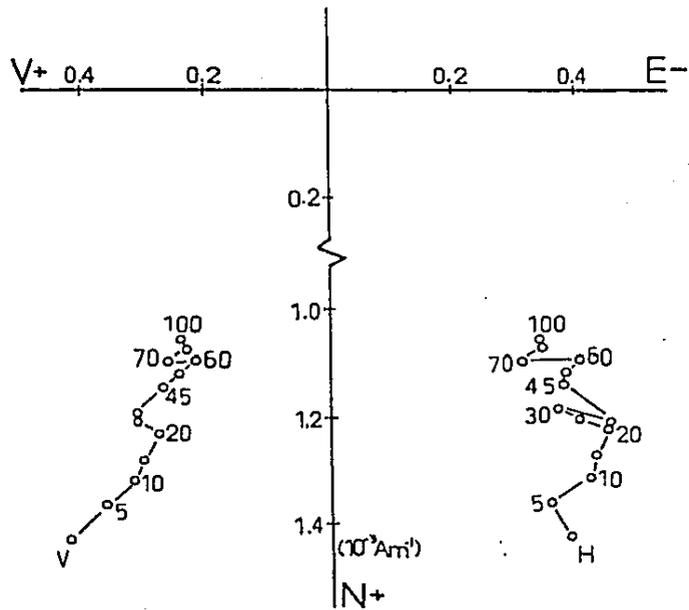
04 B



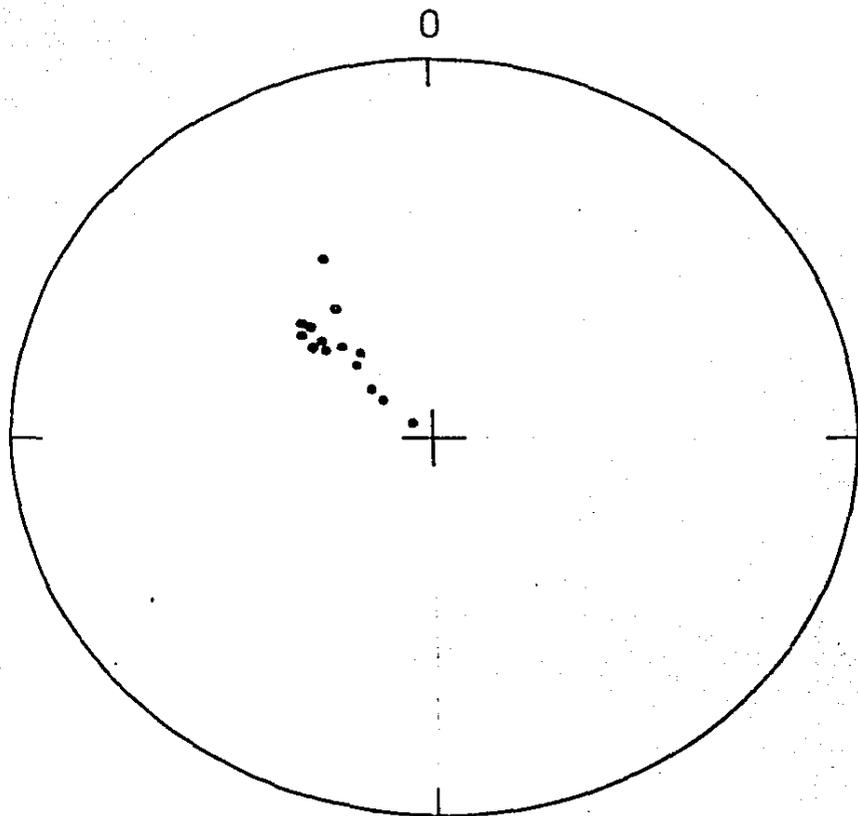
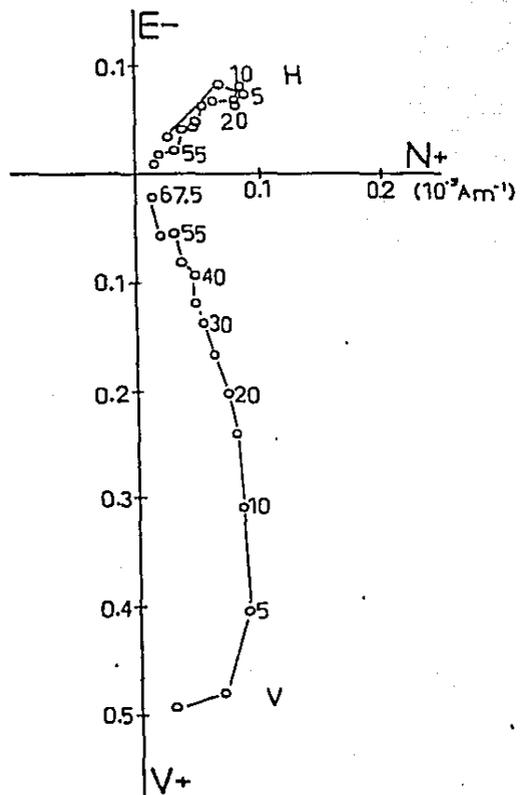
05 B



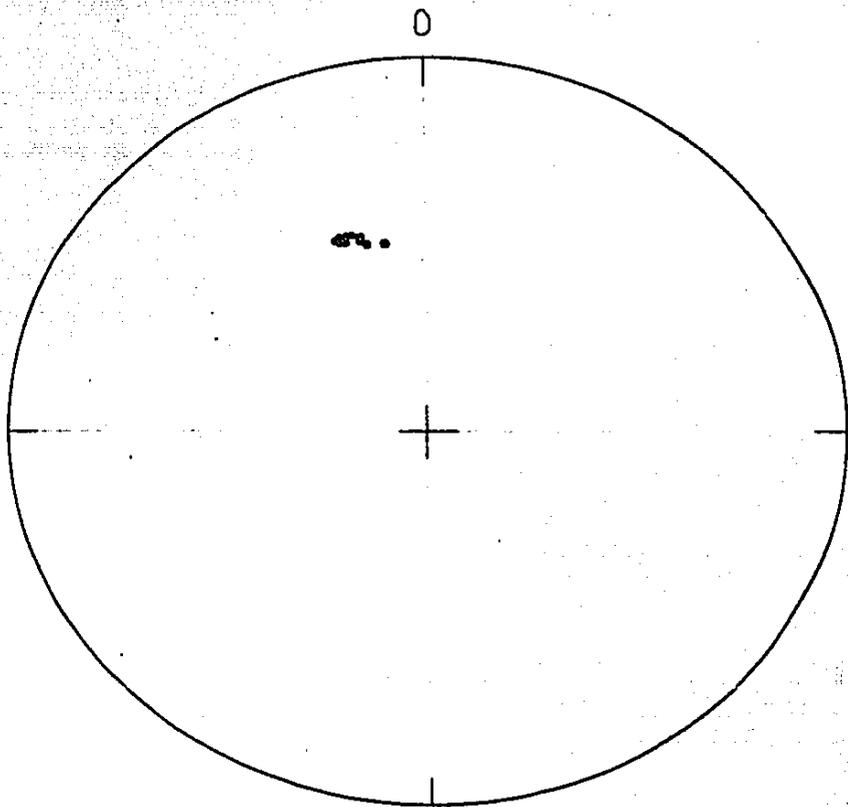
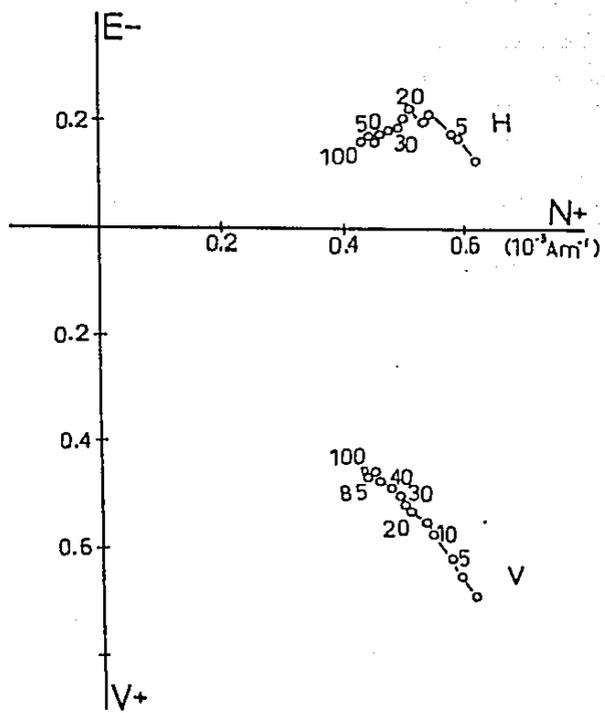
87 A



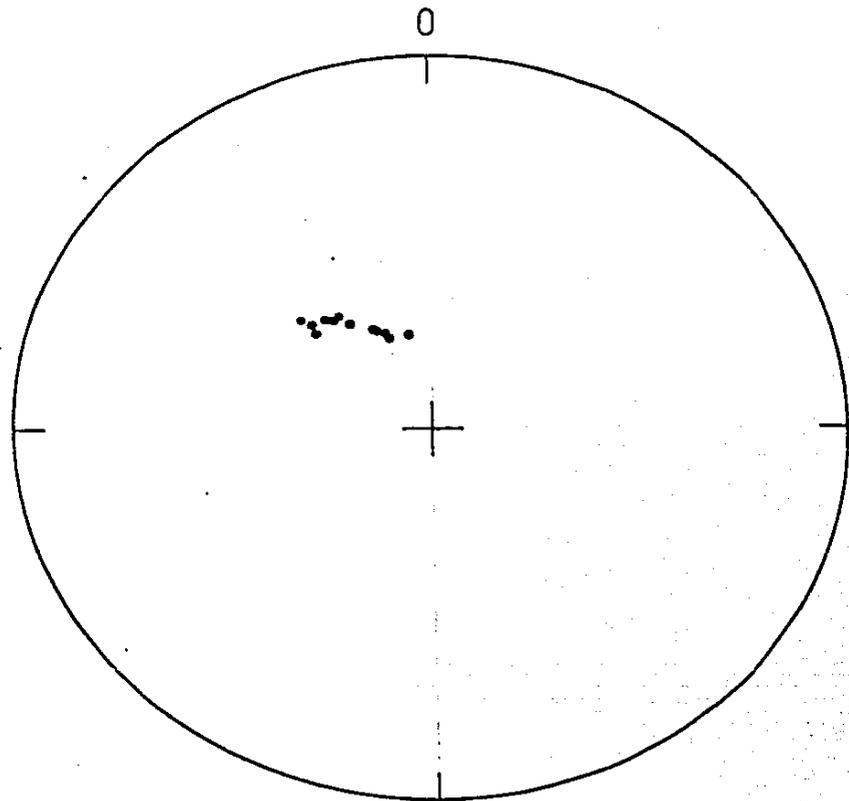
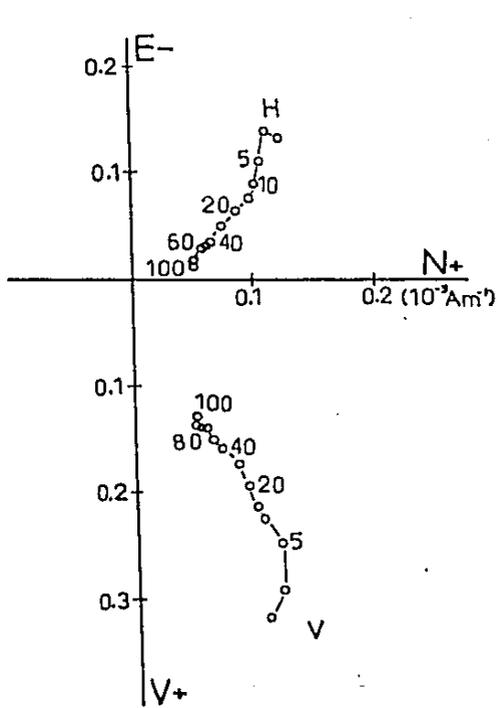
90 A



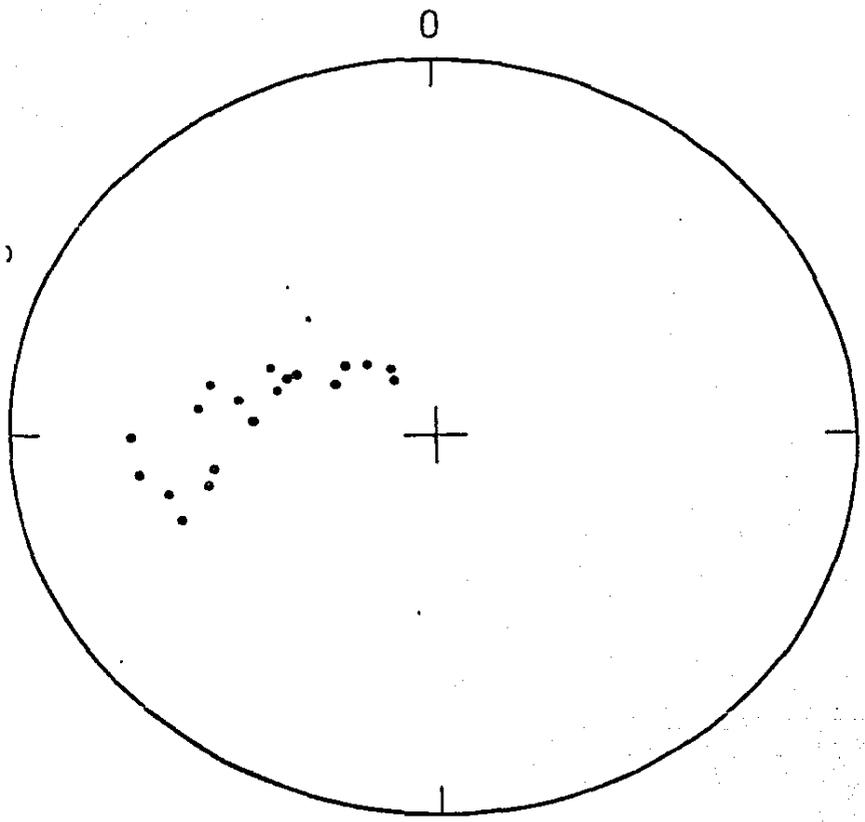
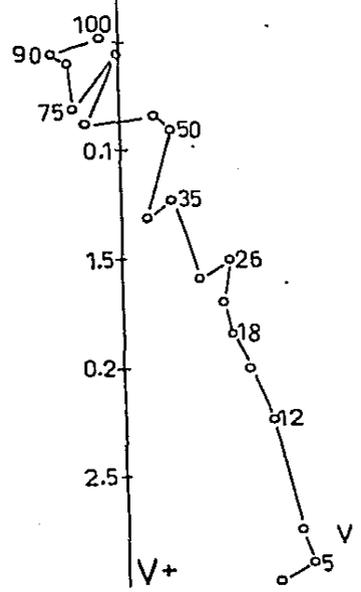
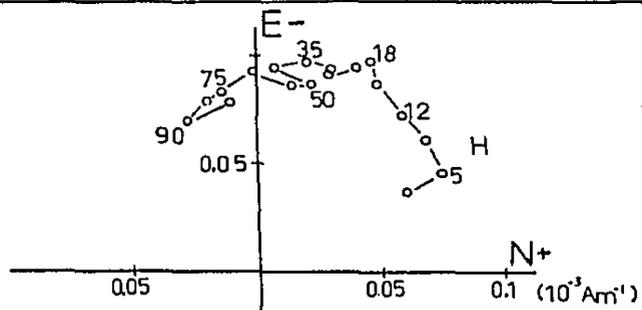
92 A



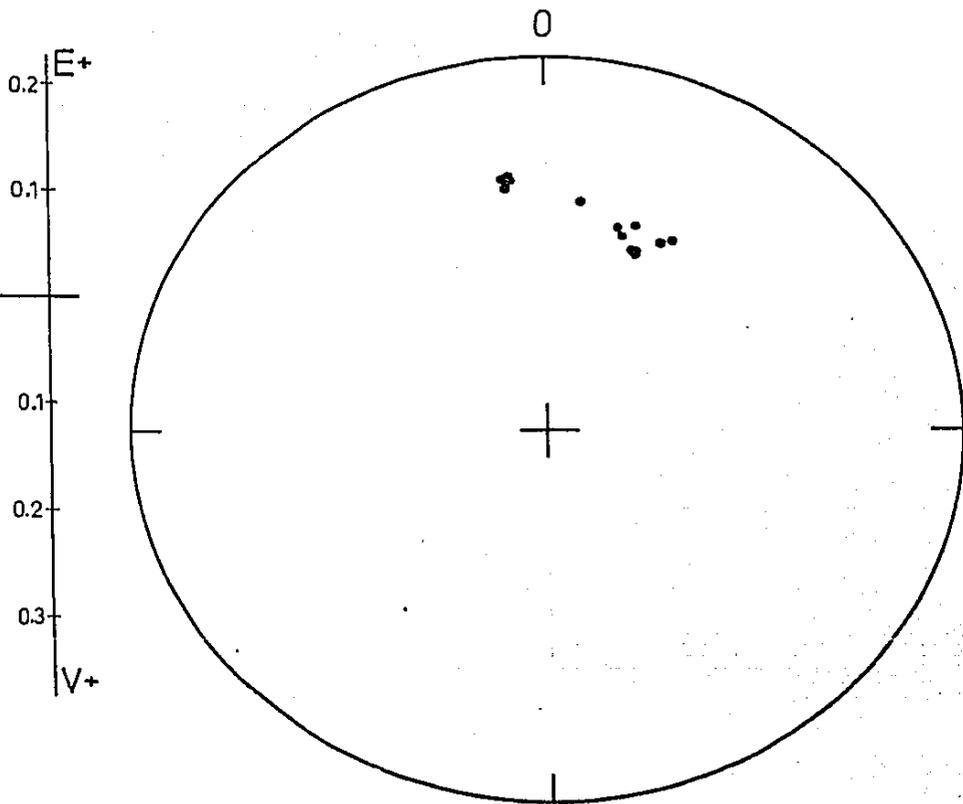
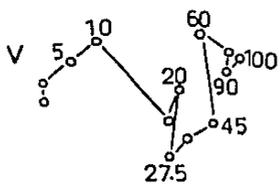
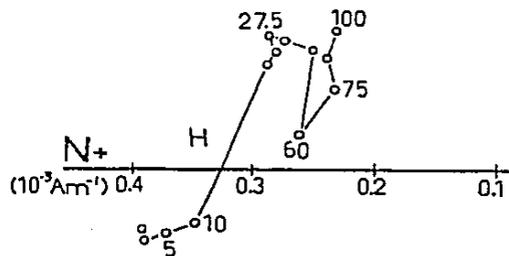
96 B



99 A



103 B



104 C