



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

MAGNETO ESTRATIGRAFIA Y PALEOMAGNETISMO
EN ROCAS VOLCANICAS DEL CENTRO DE MEXICO

T E S I S

Que para obtener el Título de:
INGENIERO GEOFISICO

P r e s e n t a a:

MARTIN H. BREMER BREMER

México, D.F. 1984



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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 esta 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.

I N D I C E

CAPITULO I

INTRODUCCION

Campo Magnético Terrestre	2
Modelo del Campo Magnético de la Tierra	3
Cambios del Campo Geomagnético	5
Análisis Matemático	8
Propiedades Magnéticas de las Rocas	9
Inversiones del Campo Magnético	13
Origen del Campo Magnético	17

CAPITULO II

METODOS Y TECNICAS EMPLEADAS

Análisis de Datos Paleomagnéticos	20
Técnicas de Muestreo	23
Procedimientos de Laboratorio	24
Magnetómetro de Puerta de Flujo	26
Pruebas de Consistencia para la Estabilidad de Magnetismo Remanente	29
Análisis Estadístico para Distribución Esférica	32
Estimación de los Parámetros Estadísticos	33
Pruebas Estadísticas	36
Cálculo de Coordenadas Polares	40

CAPITULO III

MAGNETOESTRATIGRAFIA, CORRELACION Y DATACION

Unidades Lito-Estratigráficas	44
Unidades Bio-Estratigráficas	46
Unidades Crono-Estratigráficas	47

CAPITULO IV

MEDICIONES Y RESULTADOS

Localización del Area de Estudio	52
Geología del Area	53
Sitio I	57
Sitios II, III y IV	58
Sitio V	60
Sitio VI	61
Sitio VII	61
Sitio VIII	63
Sitio IX	64
Sitio X	64
Tablas y Figuras	68

CAPITULO V

CONCLUSIONES	126
--------------------	-----

APENDICE	130
----------------	-----

BIBLIOGRAFIA	149
--------------------	-----

CAPITULO I

INTRODUCCION.

CAMPO MAGNETICO TERRESTRE.

Toda aplicación del magnetismo de las rocas para la resolución de problemas asociados a la Tierra Sólida, debe estar basada en el conocimiento de las características del campo magnético terrestre (c.m.t.) y de sus variaciones en espacio y tiempo.

La descripción del c.m.t. en un determinado punto de la Tierra, dada su naturaleza vectorial, requiere del conocimiento de tres magnitudes: declinación, inclinación y magnitud. El sistema de coordenadas de referencia está definido por el Norte (eje X), el Este (eje Y), y la Vertical del lugar (eje Z). (Ver Fig. 1.1)

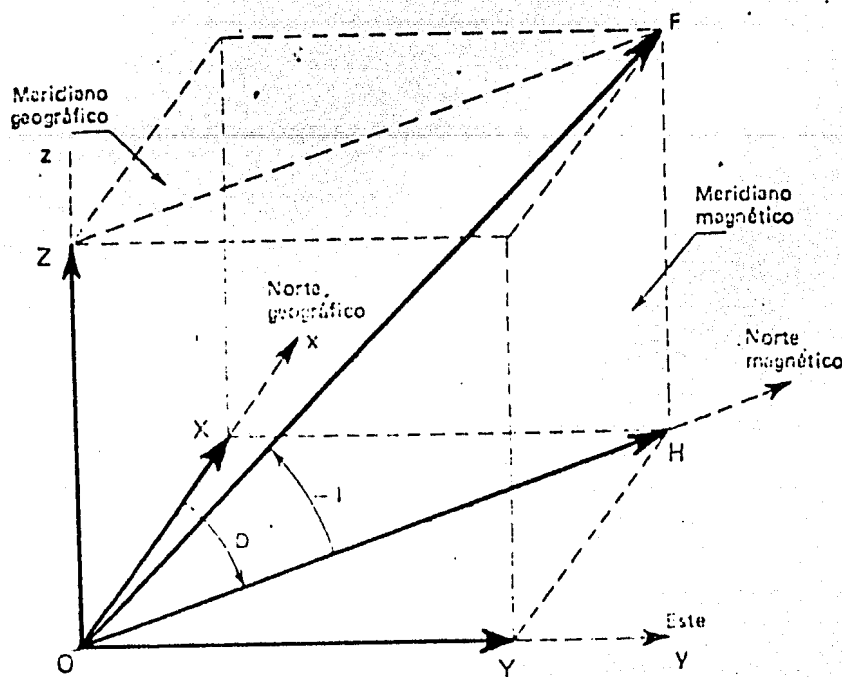


FIGURA 1.1 Fig. 1.1. Componentes del vector representativo del campo magnético terrestre.

INTRODUCCION

La unidad de campo magnético en el sistema cgs. es el Oersted; en Geofísica, debido a la baja intensidad de los campos asociados a las rocas de la corteza terrestre, es frecuente recurrir a una unidad del orden de $10E-5$ Oersted, llamada Gama. Recientemente, la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) ha aconsejado usar como unidad de campo magnético el Tesla ($1 \text{ oersted} = 10E-4 \text{ tesla}$; $1 \text{ gama} = 1 \text{ nanotesla} = 1 \text{ nt}$).

Los polos geomagnéticos actuales difieren unos 11 grados de los polos geográficos. Las características del ecuador y polos magnéticos son:

	Inclinación en grados	Magnitud en oersted	Latitud en grados	Longitud en grados
Polo magnético Norte	-90	0.63	74 N	100 W
Polo magnético Sur	90	0.675	67 S	145 E
Ecuador magnético	0	0.39		

Como podemos observar, los polos de inclinación magnética Norte y Sur no son diametralmente opuestos y por lo tanto, la línea imaginaria que los une no pasa por el centro de la Tierra (ver Fig.1.2).

MODELO DEL CAMPO MAGNETICO DE LA TIERRA (Características):

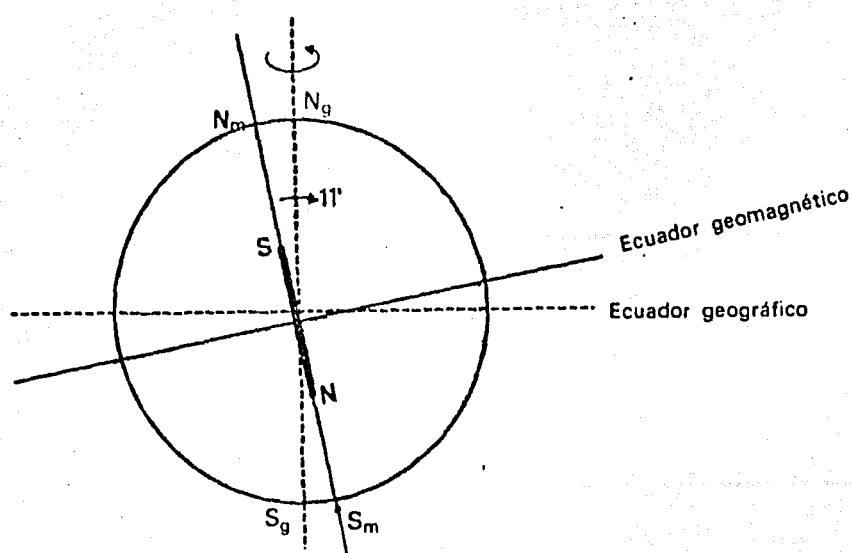
- La componente principal del campo geomagnético es producida por procesos que ocurren en el interior de la Tierra (campo interno). El resto del campo que observamos en la

superficie terrestre es de origen externo (campo externo) que es producido por efectos sobre la superficie de la Tierra (que incluyen efectos asociados al Sol y la Luna).

- El c.m.t. es principalmente dipolar, lo cual no significa que el campo sea producido por un imán de barra o una bobina en el interior de la Tierra; sino que la forma del campo es muy parecida al producido por un imán de barra o una bobina. Por todo esto, cuando se hacen representaciones del c.m.t. es conveniente imaginar un dipolo en la Tierra, el cual se conoce como "Dipolo Geomagnético".

- El dipolo geomagnético está en el centro de la Tierra (por lo cual es considerado "Geocéntrico"), pero no está justamente a lo largo del eje de rotación (por lo que decimos que no es un "Dipolo Axial").

- Los puntos en los cuales el eje dipolar geomagnético corta la superficie de la Tierra se llaman "Polos Geomagnéticos". (ver Fig. 1.2)



Dipolo geocéntrico no axial.

FIGURA 1.2

INTRODUCCION

- Si el dipolo geomagnético fuera la única componente del campo magnético terrestre, la inducción geomagnética en cada polo geomagnético podría ser $62 \cdot 10^{-6}$ T y alrededor del ecuador geomagnético $31 \cdot 10^{-6}$ T.

- Existe un campo no dipolar que es irregular además del campo del dipolo. Este es el causante de la mayoría de las irregularidades en las cartas Isomagnéticas. Este campo, se superpone al campo dipolar; y si restáramos matemáticamente este último al campo total, nos quedaría sólo el campo no dipolar.

En algunas áreas el campo no dipolar constituye una alta proporción del total, pero en promedio el campo no dipolar es aproximadamente el 5% del total.

CAMBIOS DEL CAMPO GEOMAGNETICO.

Todos los elementos magnéticos cambian con el tiempo. Estos cambios (particularmente aquéllos que se manifiestan lenta y continuamente a través de los años) se conocen como "Variaciones Seculares" (o variaciones en el tiempo).

Desde 1838 se han estado realizando observaciones directas del c.m.t., y se ha notado que el campo geomagnético ha sido predominantemente dipolar, pero el eje del dipolo se ha desplazado un poco.

Es importante reconocer que no se tienen datos directos sobre el movimiento del polo geomagnético antes del siglo XIX, por lo que pudo o no, haberse movido de la misma forma

INTRODUCCION

que durante los últimos 140 años. Sin embargo, es razonable esperar que el dipolo se mantenga a lo largo del eje de rotación de la Tierra; y con datos paleomagnéticos y arqueomagnéticos podemos demostrar que el polo geomagnético se mueve de modo que, tomando el promedio sobre largos periodos de tiempo, los polos geomagnéticos y geográficos coinciden.

Durante el periodo de observación directa, la inducción geomagnética ha disminuido en la superficie terrestre más o menos linealmente a una tasa del 5 al 7 % por siglo. Siendo el campo "no dipolar" el que está cambiando a una tasa de al menos un orden de magnitud mayor que el "campo dipolar".

Existen variaciones diarias debidas a la radiación solar, que son variaciones transitorias del c.m.t. que se manifiestan con un periodo de 24 hrs. Por lo general, este campo origina una variación de menos del 0.05 % en la intensidad del c.m.t. (puede alcanzar alrededor de 30 gamas) y de 5' en la declinación (Chapman y Bartels 1951).

Hay otras variaciones diarias, pero que guardan relación con el ángulo horario de la luna, con una periodicidad de 25 hrs. Esta variación es muy pequeña (del orden de un par de gamas) y sólo es detectable por medio del análisis estadístico de observaciones acumuladas durante meses y aun años.

Por último tenemos a los disturbios magnéticos que están relacionados con cambios transitorios más o menos fuertes del c.m.t.. Algunas de estas variaciones, por analogía con los cambios meteorológicos, se han denominado "Tor-

mentas Magnéticas", durante las cuales, pueden producirse en cuestión de horas, variaciones del orden de un centenar de gamas e inclusive se dan casos de variaciones mayores a las 1000 gamas.

A continuación se muestra una tabla (1.1) con los diferentes tipos de variación del campo geomagnético en tiempo que van desde .003 seg. hasta 10E9 años.

años	segundos	Clases de variación	origen	Comentarios	Referencias
10 ⁹	3·10 ¹⁶	?	CGM dipolar		Smith, 1967c
10 ⁸					
10 ⁷	3·10 ¹⁴				
10 ⁶	3·10 ¹³	épocas cambios de eventos polaridad	CGM dipolar y no dipolar interno	Coeficiente distinto en las diferentes edades geológicas. Determinación en estudios paleomagneticos.	Cox, 1969
10 ⁵	3·10 ¹²	paleovariación secular	CGM no dipolar y oscilación del dipolo.	Determinación en estudios paleomagneticos.	Gough, 1967
10 ⁴	3·10 ¹¹	variación del momento dipolar Geomagnético	CGM dipolar		Smith, 1967c
10 ³	3·10 ¹⁰	variaciones de intensidad del CGM.	CGM dipolar		
10 ²	3·10 ⁹	variación secular	CGM no dipolar interno.	Procesos de turbulencia en el núcleo. Mediciones directas del CGM	Cox y Doell, 1964.
10 ¹					
10 ⁰					
10 ⁻¹	3·10 ⁶	tormentas magnéticas	CGM externo.	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10 ⁻²	3·10 ⁵	variación diurna	CGM externo.	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10 ⁻³	3·10 ⁴				
10 ⁻⁴					
10 ⁻⁵					
10 ⁻⁶	3·10 ¹	micropulsaciones	CGM externo	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10 ⁻⁷	3·10 ⁰				
10 ⁻⁸	3·10 ⁻¹	variaciones sub-acústicas	CGM externo	Mediciones directas del CGM	Chapman y Bartels, 1940.
10	3·10				

TABLA I.1

ANALISIS MATEMATICO.

La información obtenida en los últimos 140 años es de suficiente calidad y cantidad como para intentar un análisis matemático del c.m.t., el cual se basa en las funciones armónicas esféricas, que permiten representar analíticamente una función arbitraria definida sobre la superficie de una esfera.

Una de las características de este análisis es que hace posible asignar a cada término armónico una fuente interna o externa del globo terrestre. Si suponemos que la Tierra es, en primera aproximación, una esfera de radio "a", se puede obtener el c.m.t. principal sobre la superficie de dicha esfera mediante un potencial escalar U, el cual debe satisfacer el operador de Laplace ($\nabla^2 U = 0$).

En el análisis se opta por el sistema de coordenadas esféricas (r, p, ϕ) con origen en el centro de la esfera; en el cual, "r" representa la distancia radial, "p" la Co-latitud y " ϕ " la Longitud. En este sistema de coordenadas, el Laplaciano está expresado por:

$$\frac{\delta}{\delta r} \left(r^2 \frac{\delta U}{\delta r} \right) + \frac{1}{\text{sen}^2 p} \frac{\delta}{\delta p} \left(\text{sen } p \frac{\delta U}{\delta p} \right) + \frac{1}{\text{sen}^2 p} \frac{\delta^2 U}{\delta \phi^2} = 0$$

Dadas las características del c.m.t. se puede aceptar para fines matemáticos una simetría axial (independiente de la longitud) y en ese caso, la solución de esta ecuación está dada por los polinomios de Legendre de orden cero:

$$P_1^0 (\cos p).$$

El análisis matemático pone en evidencia con claridad una de sus características más notables, que es la preponderancia de la armónica esférica de grado uno, es decir, el término dipolar.

Asimismo, el análisis matemático de las formas que presentan las anomalías en mapas del campo no dipolar ha permitido arribar a la conclusión de que las mismas se podían producir por efecto de circuitos horizontales de corrientes eléctricas en el núcleo terrestre, próximos a su superficie límite exterior (Loves y Runcorn, 1951).

El campo dipolar ideal puede dividirse en dos campos componentes : uno axial, coincidente con el eje de rotación terrestre, y otro ecuatorial.

Malin (1969) y Malin y Clark (1974) sostienen que el campo magnético principal esta representado por los tres primeros coeficientes armónicos esféricos y encontraron que el momento dipolar disminuyó su intensidad en una relación de 22 ± 4 nT por año.

PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS ROCAS.

Las rocas de la corteza terrestre presentan diferentes comportamientos magnéticos que dependen de las propiedades de sus minerales constituyentes y de la presencia de campos magnéticos.

Para los estudios paleomagnéticos interesa principalmente el magnetismo remanente natural (m.r.n.) el cual es debido a que las rocas adquieren y conservan la dirección y magnitud de la inducción geomagnética al momento de formarse; y depende de la composición mineralógica, origen y evolución de las rocas en estudio y de los campos magnéticos presentes desde su génesis e historia geológica. Este magnetismo es originado por los minerales de comportamiento equivalente al ferromagnético, principalmente por óxidos, hidróxidos y sulfuros de hierro, los cuales representan en general un pequeño porcentaje de la composición total de las rocas.

El m.r.n. de las rocas está formado por varias clases de magnetizaciones remanentes (m.r.) de diversos orígenes; se compone básicamente de m.r. primaria (m.r.p.), que se adquiere al tiempo de formación de la roca, y de m.r. secundarias (m.r.s.) que se añaden posteriormente.

En las rocas ígneas, por lo general, la componente mayor del m.r.n. es el m.r. térmico (m.r.t), que se genera al enfriarse el magma original desde temperaturas mayores a las del punto de Curie y de bloqueo de sus minerales magnéticos constituyentes, a la temperatura del medio ambiente bajo la influencia del c.m.t. del lugar (las temperaturas de Curie y de bloqueo son diferentes en cada mineral).

El m.r.t. depende de la composición, tamaño y forma de los granos magnéticos, si son menores de cierto tamaño (dependiendo de la clase de mineral) se comportan como domi-

nios simples y el m.r.t. se adquiere por rotación de sus magnetizaciones espontáneas hacia la dirección del c.m.t.; y con tamaños mayores, el comportamiento es de dominios múltiples, y la adquisición de la m.r.t. es por desplazamiento de las barreras o paredes de energía de los dominios (Nagata y Uyeda, 1961).

El m.r.t tiene ciertas características útiles para nuestros fines:

- En términos generales su dirección es aproximadamente paralela a la del c.m.t. (condición válida dada la baja intensidad del c.m.t.).
- El m.r.t. adquirido en un determinado intervalo de temperaturas es independiente del adquirido en otro intervalo de temperaturas diferente.
- La m.r.t. es mucho más estable que otras clases de m.r., es muy resistente a procesos de desmagnetización y tiene factores de relajación pequeños, por lo que a temperatura ambiente permanece invariable por largos periodos.

A continuación se presenta una tabla (1.2) con los tipos de magnetización más comunes, su abreviatura y sus características más relevantes o su definición.

TIPOS DE MAGNETIZACION REMANENTE	ABREVIATURA	DEFINICION O CARACTERISTICAS
<u>MAGNETIZACIONES NATURALES</u>		
Natural	m.r.n.	Es la suma de todas las componentes de la remanencia del espécimen adquirida por diferentes procesos.
Térmica	m.r.t.	Adquirida por enfriamiento a lo largo de un intervalo de temperaturas comenzando en, o debajo de la temperatura de Curie.
Deposicional/ detrital	m.r.d.	Adquirida por la rotación física de las partículas magnéticas del sedimento durante el depósito.
Pos - deposicional	m.r.p.d.	Es adquirida por sedimentos después del depósito pero antes del metamorfismo o interperismo; generalmente se da una combinación de rotación física de partículas intersticiales y cambios químicos durante la consolidación del sedimento.
Química	m.r.q.	Es adquirida cuando un mineral magnético cristaliza y crece en un campo magnético.

MAGNETIZACIONES INDUCIDAS EN EL LABORATORIO.

Isotermal	m.r.i.	Es adquirida por partículas magnéticas en un campo magnético estacionario en unos cuantos segundos, siendo este campo de gran intensidad. Puede adquirirse también naturalmente por rayos.
Anistérica	m.r.a.	Es adquirida cuando partículas ferromagnéticas están sujetas a campos magnéticos alternos y directos al mismo tiempo.
Rotacional	m.r.r.	Es adquirida rotando un espécimen dentro de un campo magnético alterno.
Giromagnética	m.r.g.	Es adquirida por un espécimen dentro de un campo magnético alterno sin rotar.
Impacto (shock)	m.r.s.	Es adquirida por partículas magnéticas cuando reciben un impacto. Esto puede ocurrir en la naturaleza también cuando por ejemplo cae un meteorito sobre la superficie terrestre.

TABLA 1.2

INVERSIONES DEL CAMPO MAGNETICO.

El campo reverso es una propiedad fundamental del campo geomagnético, ya que se ha comprobado por medio de estudios paleomagnéticos que el c.m.t. ha cambiado su polaridad una gran cantidad de veces (ver figura 1.3).

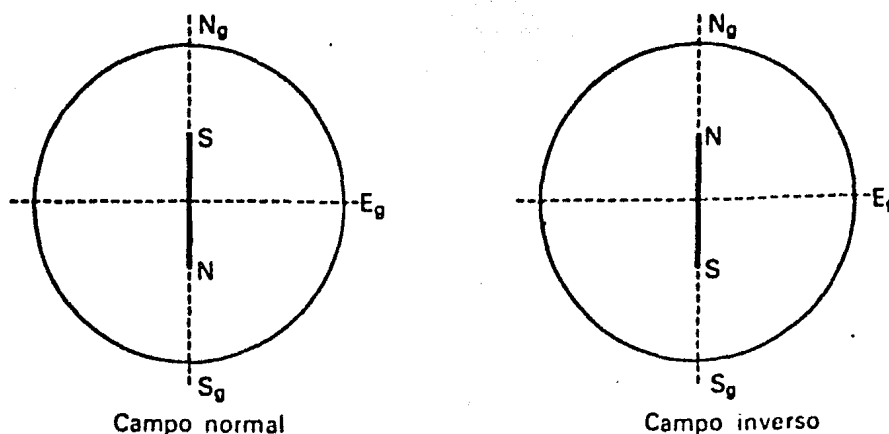


FIGURA 1.3

Una "Escala Polaridad/Tiempo" comprende "Epocas" (periodos del orden de un millón de años cuando el campo tuvo una polaridad predominante) y "Eventos" (periodos más cortos de polaridad opuesta dentro de las Epocas).

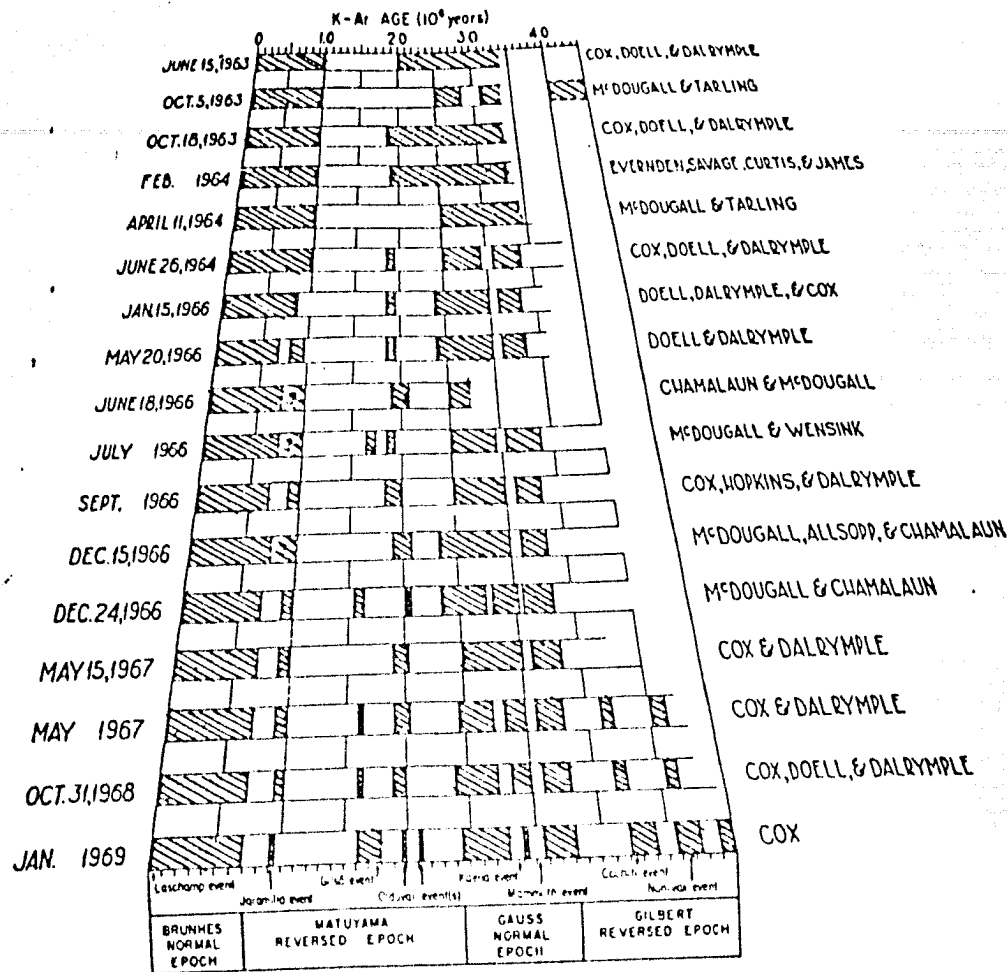
Se ha convenido en llamar "Intervalo de Transición" al periodo durante el cual el c.m.t. cambia su polaridad; el cual esta determinado en la práctica por las m.r.n. de rocas cuyas direcciones son intermedias entre aquéllas correspondientes a los estados normal y reverso.

El c.m.t. suele presentar cambios reversibles en sus

componentes que no llegan a ser verdaderas reversiones de polaridad. A estos cambios reversibles se les llama "Excursiones".

La idea de que el c.m.t. cambia su polaridad fue muy avanzada en las primeras décadas del siglo XX para los investigadores paleomagnetistas que estaban estudiando las propiedades magnéticas de las rocas volcánicas. Ellos observaron que algunas de las rocas estaban magnetizadas naturalmente en la dirección que ahora conocemos como "dirección reversa", a 180 grados de la dirección del c.m.t. actual, y propusieron que al tiempo de formarse las rocas, la dirección del c.m.t. había estado en dirección opuesta a la actual (Bruhnes, 1906, Mercanton, 1926). Estos investigadores se hubieran asombrado de saber que medio siglo después, su interpretación especulativa acerca de sus (en cierta forma) dudosos datos, proporcionarían una firme evidencia observada para la expansión del suelo oceánico.

Desde principios de siglo a la fecha han sido muchos los autores que han estudiado la propiedad del c.m.t. de invertir su polaridad proponiendo cada uno de ellos su versión de la escala de polaridad/tiempo; a continuación en la tabla (1.3) se representan algunas de las diferentes escalas propuestas, así como sus autores y las fechas de publicación de las mismas.



Versiones sucesivas de la escala de tiempo de reversiones geomagnéticas determinadas por datación de rocas volcánicas continentales por el método de K-Ar. Los rectángulos sombreados representan polaridad normal, mientras los no-sombreados representan polaridad reversa.

TABLA 1.3

Durante los años 50's, los barcos oceanográficos que estaban explorando los fondos oceánicos comenzaron a medir en forma rutinaria la magnitud del c.m.t..

Cuando representaron los datos obtenidos en mapas y graficaron contornos que mostraban la intensidad del c.m.t., observaron que dichos contornos parecían sierras y valles de un mapa topográfico (Mason, 1958; Vacquier et al, 1961;

Máson y Raff, 1961; Raff y Mason, 1961).

Las "sierras" de alta intensidad magnética alternados con "valles" de baja intensidad, empezaron a ser conocidos como "bandas magnéticas", las cuales varían en ancho desde unos cuantos kilómetros hasta alrededor de ocho kilómetros y con varios miles de kilómetros de largo. Cuando estas bandas se intersectan con zonas de fallas, se truncan para luego presentar secuencias equivalentes desplazadas hasta mil kilómetros de distancia (Vacquier, 1962). Estas bandas magnéticas notablemente regulares y continuas han sido encontradas en casi todos los fondos marinos.

Cuando los científicos observaron que los datos seguían un patron tan regular y tan simple como el de las bandas magnéticas, sintieron que debía de haber una explicación simple para que ocurriera tal fenómeno.

En 1963 F.Vine, L.Morley, y D.Matthews encontraron esta explicación simple combinando la teoría de Hess sobre la expansión del suelo oceánico con el estudio que se estaba realizando en esa época para la formación de una escala de reversiones geomagnéticas; y la cual consiste en la formación continua de suelo oceánico nuevo en las sierras del centro de los océanos, siendo magnetizado de acuerdo al c.m.t.. Las bandas magnéticas positivas fueron formadas cuando el c.m.t. tenía polaridad normal; y las bandas negativas cuando el campo era reverso (Hess, 1963; Vine y Matthews, 1963; Morley, 1963).

Los estudios paleomagnéticos pusieron en evidencia :

- Que las formaciones geológicas que tienen remanencia de polaridad reversa están en igual proporción que aquéllas de polaridad normal.
- Que las rocas de la misma edad geológica, provenientes de diferentes lugares geográficos, de distintos orígenes, de diferente litología y constitución química, presentan la misma polaridad de su remanencia magnética.
- Que las rocas calentadas por haber estado en contacto con intrusiones o extrusiones de cuerpos ígneos presentan una magnetización remanente de igual polaridad que la de dichos cuerpos.

ORIGEN DEL CAMPO GEOMAGNETICO.

A lo largo del tiempo han surgido muchas teorías acerca del origen del c.m.t., como la del "Imán permanente", la de la "Rotación de un Cuerpo Masivo" o la del "Dínamo Geomagnético"; siendo esta última teoría, la más aceptable por ahora, ya que permite acomodar los campos magnéticos que cambian rápidamente en una escala global. En cambio, las dos anteriores tienen su origen en la parte sólida de la Tierra, y aunque se podría modelar el campo actual de acuerdo a ellas, no se conocen imanes líquidos, siendo esta la única explicación viable por medio de la cual se podrían producir cambios rápidos del campo en la parte sólida de la Tierra; o también a causa de movimientos muy rápidos de gran cantidad

de material sólido o de variaciones fuertes y rápidas de temperatura, lo cual traería consecuencias catastróficas. Por lo tanto, la fuente del campo geomagnético no es la parte sólida de la Tierra, sino en el interior fluido de ella.

La teoría del dínamo geomagnético se basa en la posibilidad de visualizar la siguiente secuencia de sucesos en el núcleo terrestre.

Cuando se mueva el material fundido en el campo magnético original, se inducirá en él una corriente. Esta es la acción del dínamo; pero una corriente que fluye por un conductor produce un campo magnético, de modo que la corriente inducida en el material móvil producirá entonces un campo magnético. Este nuevo campo magnético, a su vez induce una corriente adicional en el material del núcleo, y esta corriente producirá un campo magnético, y así sucesivamente; de tal modo que no sólo se tiene un simple dínamo, sino que se tiene un dínamo que tiene su propio campo magnético, lo cual es conocido como "Dínamo Autoexcitado".

Para que ocurra todo lo anterior se requiere un campo magnético inicial, y una fuente de energía para mantener los movimientos del núcleo.

El campo magnético inicial necesario para que el dínamo comience a funcionar no representa mayor problema ya que pudo haber sido un campo externo, posiblemente proveniente del Sol.

En cambio, la fuente de energía requerida para mantener los movimientos del núcleo es desconocida, pero hay dos

fuentes principales:

- 1) Corrientes de Convección Térmica.- Si hay fuentes de calor en el núcleo, la temperatura aumentará. El calor se propagará por conducción al manto y aun si se distribuyen las fuentes de calor, las partes externas del núcleo se enfriarán más que las partes internas. El material más denso y frío descenderá, y el material más caliente y menos denso de la parte interna subirá. La fuente de calor más obvia que debemos considerar es la radioactividad. Los tres elementos radioactivos de mayor importancia en la Tierra, debido a su alta producción de calor, son el Uranio, el Torio y el Potasio.
- 2) Precesión.- A causa de la atracción gravitacional del Sol y de la Luna, el eje de rotación precesa; y debido a que el núcleo de la Tierra es fluido, puede suceder que éste no siga exactamente la precesión de la parte sólida de la Tierra. En otras palabras, puede haber una precesión diferencial entre el núcleo y el manto, lo cual originará movimientos complejos en el núcleo.

Sin embargo, las corrientes de convección térmica y la precesión no son las únicas fuentes de energía del dínamo.

CAPITULO II

METODOS Y TECNICAS EMPLEADAS

ANALISIS DE DATOS PALEOMAGNETICOS.

El análisis y presentación de datos paleomagnéticos varían de un estudio a otro debido a los diferentes enfoques de los estudios paleomagnéticos y a las diferentes clases de rocas que se utilizan en dichos estudios.

Debido al enfoque del estudio paleomagnético realizado para esta tesis, se enfatizará el análisis para el estudio de rocas ígneas extrusivas.

Los cambios en las direcciones regionales de campo observadas históricamente se dan relativamente lentos, de tal manera que un flujo de lava dado se enfría en un campo magnético ambiental que puede ser considerado constante. Por otro lado, los intervalos de tiempo en los que ocurren diferentes extrusiones de lava son generalmente lo suficientemente largos para que tenga lugar un apreciable cambio del campo geomagnético.

Para hacer un análisis de datos paleomagnéticos, es necesario tomar en cuenta diferentes aspectos en su estudio:

- Medio Geológico.- El significado y precisión de las interpretaciones paleomagnéticas depende del conocimiento de la geología de los sitios muestreados. Esto incluye el conocimiento de la historia estructural, la secuencia estratigráfica y la distribución geográfica de las muestras escogi-

das para el estudio.

- Trabajo Experimental.- En esta sección se debe constatar como se obtuvieron los datos paleomagnéticos, y de qué material, incluyendo una descripción de todo el equipo y métodos de colección de muestras, mediciones de magnetización remanente y análisis de magnetizaciones remanentes con la exactitud necesaria y valores precisos.

- Criterios de Estabilidad y Confiabilidad.- Las direcciones de magnetización remanente sólo tienen sentido en paleomagnetismo si se puede inferir que fueron adquiridas esencialmente paralelas al campo magnético que existía en una determinada edad en el pasado. Al respecto se podrían obtener tres preguntas que son:

- 1) Cuándo y cómo fue adquirida la magnetización?
- 2) Es la dirección de magnetización medida la misma que cuando fue adquirida?
- 3) Fue la magnetización remanente adquirida paralela al campo magnético presente al tiempo de formación de la roca?

Para poder contestar completamente estas preguntas no se dispone de una sola técnica o procedimiento definido, pero existen varias técnicas de desmagnetización parcial por campos alternos, por tratamientos térmicos, por descomposición química o por una combinación de ellos; por medio de los cuales se puede medir la facilidad con que pueden alterarse las magnetizaciones de las muestras. Por medio de los resultados de todos los experimentos y pruebas se pueden

determinar las direcciones de magnetización que representen los campos magnéticos del pasado geológico.

- Análisis de las Mediciones.- Una vez establecida la estabilidad y confiabilidad de la magnetización remanente y del posicionamiento geológico de las muestras, el siguiente problema es la manera de analizar y presentar los datos paleomagnéticos para lo cual existen varios métodos estadísticos para el análisis de datos paleomagnéticos como son el de Fisher (1953), Watson (1956), Watson e Irving (1957) y Wilson (1959).

Para el análisis de los datos en esta tesis, se utilizó el método estadístico de Fisher por su gran aceptación en estudios paleomagnéticos.

Las principales fuentes de dispersión de datos paleomagnéticos son:

- 1) Errores experimentales como por ejemplo: errores de medición, inhomogeneidad magnética, errores de orientación de las muestras, etc.
- 2) Cambios en la dirección del campo principal debido a la migración polar y/o a la deriva continental.
- 3) Movimientos tectónicos locales entre los sitios durante o después de la adquisición de la magnetización remanente primaria.
- 4) Variación secular durante el tiempo en que los diferentes sitios adquirieron su magnetización.

TÉCNICAS DE MUESTREO.

Existen básicamente dos técnicas de recolección de muestras que son, la de bloques y la de perforación de núcleos. Ambas técnicas requieren de la orientación de las muestras con respecto a las coordenadas geográficas y al plano horizontal del lugar.

Para seleccionar el método, se toma en cuenta el objetivo del estudio, las características del lugar y el equipo disponible; para que la muestra sirva en estudios paleomagnéticos, la roca de la que se extrae debe encontrarse en el lugar y la posición originales o bien que estos puedan determinarse (Collinson et al, 1967).

La siguiente tabla (2.1) nos permite comparar algunos aspectos de ambas técnicas de muestreo.

CARACTERÍSTICAS	MUESTRAS DE BLOQUES	PERFORACION EN EL CAMPO
Precisión en la orientación.	2 a 3 grados	de 1 a 1.5 grados
Personal requerido	1	2 o más
Equipo requerido	Instrumento para orientar (brújula magnética o solar, o teodolito). Se puede usar también un trípode de acrílico (puede estar incluido en la brújula solar). Instrumento de corte (martillo marros y cinceles). Plummas de tinta indeleble.	Perforadora con barrena núcleo de diamante, gasolina y aceite, agua, instrumento para orientar e instrumento para extraer los núcleos, y plumas de tinta indeleble para marcar las muestras.
Costo del equipo	menor	mayor
Peso del equipo	menor	mayor
Peso de las mues-	mayor	menor

tras colectadas.

Tiempo de trabajo de campo.

menor

mayor

Tiempo de trabajo en el laboratorio.

mayor

menor

Otras

Facilidad en el muestreo en lugares elevados o con falta de apoyo.

Se obtienen muestras menos intemperizadas o fracturadas, una colección más uniforme, las muestras obtenidas son de posiciones más profundas. No se pueden muestrear todos los lugares.

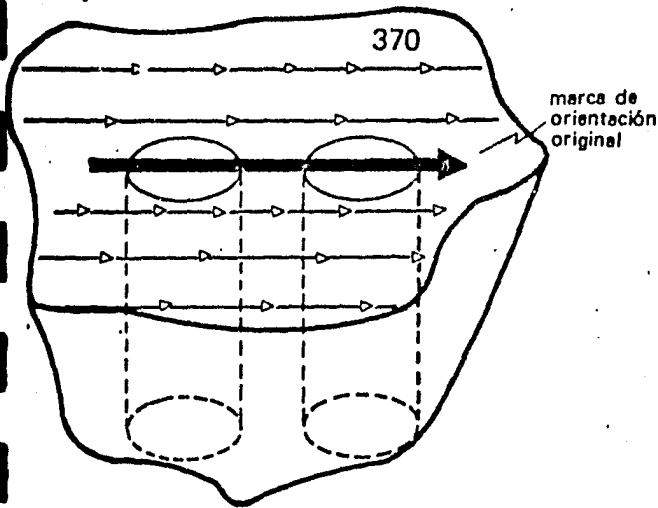
TABLA 2.1

El rumbo por medio de una brújula magnética o solar, o por medio de un teodolito; y el echado por medio de un inclinómetro, determinan la orientación de las muestras. Es recomendable el uso de la brújula solar cuando se están muestreando rocas fuertemente magnéticas o con una m.r.n. reversa (Creer y Sanver, 1967).

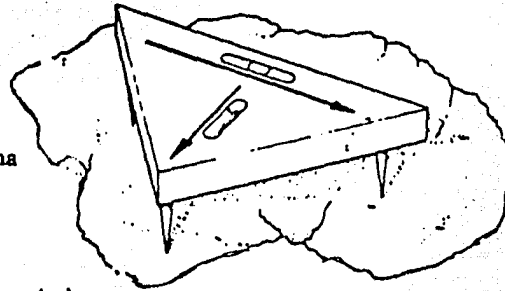
Se requiere de por lo menos dos muestras por cada unidad de tiempo para poder verificar los resultados obtenidos; mas desde el punto de vista estadístico, lo óptimo es tener por lo menos tres muestras por unidad de tiempo.

PROCEDIMIENTOS DE LABORATORIO.

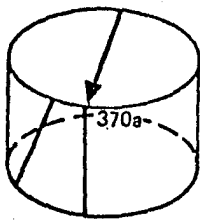
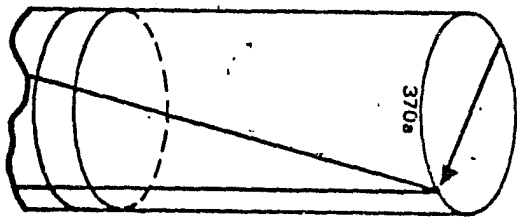
Ya en el laboratorio, si las muestras son de bloque, es necesario obtener núcleos cilíndricos, cortándose éstas en especímenes; si las muestras ya son núcleos, se cortan directamente los especímenes.



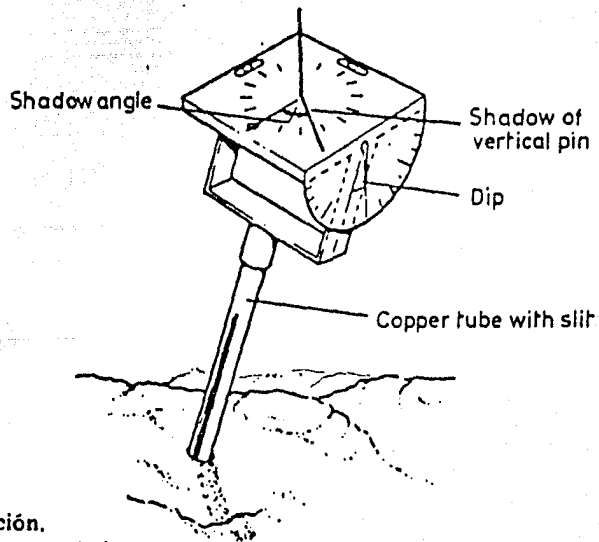
Extracción de cilindros perpendiculares a la cara orientada de una muestra de mano.



(a)



Corte de especímenes y transferencia de marcas de orientación.



(b)

FIGURA 2.1

Orientación de muestras de mano y núcleos perforados. Las muestras de mano deben ser orientadas marcando la intersección de la cara orientada con el plano horizontal (declinación) y su respectivo echado, o marcando la posición de las puntas de un tripié como el mostrado en la figura (a); para poder reproducir su orientación en el laboratorio. Los núcleos perforados se orientan con un dispositivo como el mostrado en la figura (b), y la orientación consiste en marcar la dirección de perforación (clinación) y la inclinación de ésta con respecto a la horizontal.

En ambos casos se deben transmitir las marcas de orientación y de referencia a los especímenes (Figura 2.1); el tamaño de éstos depende de los instrumentos de medición y

del tratamiento al que serán sometidos.

Para medir la m.r. se dispone en la actualidad de una gran variedad de magnetómetros, los cuales pueden clasificarse a grandes rasgos como:

- Magnetómetros Astáticos (de control torsional o magnético)
- Magnetómetros de Puerta de Flujo.
- Magnetómetros Rotativos o de Giro.
- Magnetómetros Vibratorios.
- Magnetómetros de Bajas Temperaturas o Criogénicos.

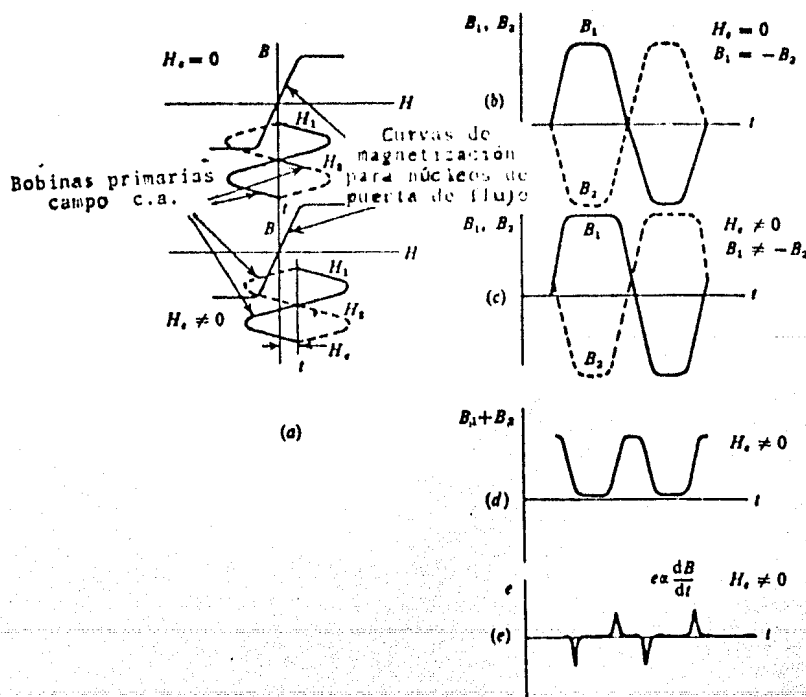
La precisión de las mediciones, depende de la intensidad del m.r. de las muestras. Por lo tanto, para rocas de alta magnetización se pueden emplear magnetómetros vibratorios o magnetómetros de puerta de flujo, y en otras de m.r. bajo se usan los magnetómetros astáticos, rotativos y los criogénicos; siendo estos últimos los de menor tiempo de operación y mayor sensibilidad.

MAGNETOMETRO DE PUERTA DE FLUJO.

Este tipo de magnetómetro fue el utilizado para medir las muestras del presente trabajo. El detector de Puerta de Flujo consiste esencialmente de un núcleo de material magnético con alta permeabilidad en campos magnéticos débiles. En la versión más común de estos sensores, dos núcleos están enrollados con bobinas primarias y secundarias, siendo ambos sensores tan idénticos como sea posible y montados paralela-

mente de tal manera que los embobinados estén en oposición. Las dos bobinas primarias están conctadas en serie y energizadas con corriente de baja frecuencia (50 - 1000 Hz) producida por una fuente controlada de corriente. La corriente máxima debe ser suficiente para saturar magnéticamente los núcleos en polaridades opuestas, dos veces por ciclo. Las bobinas secundarias, las cuales están consituidas por varias vueltas de cable fino, están conectadas a la entrada de un amplificador diferencial.

El efecto de saturación en los elementos de Puerta de Flujo están ilustrados en la figura 2.2.



Principio básico del magnetómetro de puerta de flujo. (Whitham, 1960)
 (a) Magnetización de los núcleos; (b) gráfica del flujo en los núcleos para $H_e=0$; (c) gráfica del flujo en los núcleos para $H_e \neq 0$; (d) suma de flujos en los dos núcleos para $H_e \neq 0$; (e) voltaje de salida para $H_e \neq 0$.

FIGURA 2.2

En ausencia de un campo magnético externo, la satura-

ción de los núcleos es simétrica y de polaridades opuestas cerca de los máximos de cada medio ciclo, teniendo como consecuencia que las salidas de las dos bobinas secundarias se cancelen. La presencia de una componente de campo externa paralela a los núcleos ocasiona que la saturación ocurra en uno antes, por cada medio ciclo, que en el otro; lo que produce un desequilibrio debido a que los flujos de los núcleos se cancelan. Debido a que el voltaje diferencial de salida de las bobinas secundarias es proporcional a $d\Phi/dt$, una serie de pulsos de voltaje alimentan al amplificador como se muestra en la figura (2.2,d). La altura del pulso es proporcional a la amplitud del gradiente del c.m.t..

El problema original con este tipo de magnetómetros, que es la baja sensibilidad del núcleo, ha sido resuelto con el desarrollo y uso de materiales que tienen suficiente permeabilidad inicial por lo que se saturan con campos de unos cuantos oersteds, y se logra que el ciclo de histéresis sea lo más delgado posible. Pero nos queda un nivel relativamente alto de ruido causado por los efectos de histéresis en el núcleo. Como se mencionó anteriormente, los elementos de puerta de flujo deben ser idénticos, además de largos y delgados (los núcleos) y se han ido desarrollando modificaciones a éstos, para lograr aumentar la proporción de señal a ruido, siendo las más importantes las siguientes:

- Desequilibrar deliberadamente los dos elementos, de tal manera que existan picos de voltaje con o sin la presencia de un campo ambiental; y que la presencia

de un campo magnético incrementando el voltaje de una polaridad más que el de la otra amplificando de esta manera la diferencia.

- La mayor parte del campo ambiental es cancelada, y las variaciones remanentes son detectadas con una bobina secundaria adicional.
- Se puede usar una retroalimentación negativa en la salida de C.D. del amplificador para reducir el efecto del c.m.t..
- Si modulamos la salida de las bobinas secundarias con un capacitor, la segunda armónica será fuertemente incrementada y en ciertos modelos, un detector de fase puede ser utilizado en vez de amplificador diferencial cuando se tiene este tipo de dispositivos.

Existen varias fuentes fundamentales de error en instrumentos de Fuerza de Flujo, las cuales incluyen el desequilibrio inherente a los dos núcleos, ruido térmico o de impacto en los núcleos, deriva en los circuitos de amplificación, y la sensibilidad térmica de $1 \mu\text{C}$. . o menos. Pero estas desventajas son mínimas en la comparación con las ventajas como son: la lectura directa, no requiere orientación azimutal, ligereza, tamaño pequeño, etc.

PRUEBAS DE CONSISTENCIA PARA LA ESTABILIDAD DEL MAGNETISMO REMANENTE.

Para los estudios paleomagnéticos, es necesario corre-

lacionar la información obtenida con la escala de tiempo, ya que el magnetismo remanente útil es aquél que guarda un registro fiel del c.m.t. presente durante la génesis de la roca.

Para probar que el registro magnético de las muestras es válido, se han elaborado un gran número de pruebas que se pueden agrupar en dos grandes grupos:

- 1) Pruebas de Campo.- de las cuales se tienen, las pruebas de plegamiento (Graham, 1949), la de contacto quemado, la de estratos plegados después de la litificación, la de consistencia de direcciones, la de reversiones, la de secuencia de polaridades. (normales, mixtas y reversas) y los estudios de rocas fracturadas y de procesos sedimentarios.
- 2) Pruebas de Laboratorio.- estas pruebas, además de analizar la estabilidad del m.r., sirven para determinar el m.r.p. al eliminar las componentes secundarias (m.r.s.). Dentro de estas pruebas tenemos la de desmagnetización, ya sea por Campos Magnéticos Alternos Decrecientes (As y Zijderveld, 1958; Creer, 1959), por Altas Temperaturas (Irving et al, 1961; Wilson, 1962), o por Tratamiento Químico (Carmichael, 1961; Collinson, 1963). Y recientemente se emplea también la prueba de Bajas Temperaturas (Ozima et al, 1964).

Se tienen también las pruebas que conciernen a las propiedades magnéticas de las rocas, como son las de las Fuer-

zas Coercitivas, las Temperaturas de Curie, el Tiempo de Relajación, el Coeficiente de Koenigsberger, la Susceptibilidad y Anisotropía Magnéticas (Irving, 1964; Mc Elhinny, 1973; Urrutia, 1978).

Por último tenemos las pruebas estadísticas, las cuales se tratarán ampliamente más adelante.

La prueba de desmagnetización por campos alternos decrecientes fue la utilizada en la mayor parte de las muestras de este estudio; y como complemento, en una muestra de cada sito fue utilizada la prueba de desmagnetización por altas temperaturas .

Esta prueba está basada en la aplicación en etapas progresivas de un c.m. alterno decreciente sobre un espécimen en rotación, y elimina los momentos magnéticos del m.r.n. de acuerdo a su dureza magnética en forma proporcional a la intensidad máxima del c.m. aplicado. Esta prueba debe efectuarse en ausencia de c.m. directos, ya que de lo contrario se originaría una m.r.a. en dicho espécimen.

La dureza magnética de una roca depende de las fuerzas coercitivas e sus dominios, variando estas fuerzas desde decenas hasta miles de oersteds; y dependen del tamaño, forma y alineamiento de los granos, de la clase de material y sus impurezas cristalinas (Farry, 1967).

La m.r.n. de una roca puede considerarse en el caso más general como la resultante de varias m.r. (m.r.p. y m.r.s.) de diferentes magnitudes y direcciones. Durante el proceso de análisis de estabilidad del m.r.n. de una roca, tanto la

dirección como la intensidad pueden cambiar despues de cada etapa de desmagnetización (lavado); el análisis del proceso se efectuó por medio de la gráfica de direcciones y de desmagnetización (J_i/J_o , donde J_o es la intensidad antes de la desmagnetización y J_i son las obtenidas en las diferentes etapas).

La m.r. más resistente al proceso es la "dura o estable", y las que desaparecen son las "blandas o inestables"; en la mayoría de los casos tenemos que la m.r. dura es también la primaria, pero puede suceder que obtengamos m.r.p. blandas y m.r.s. duras.

La m.r. de la magnetita, de los minerales de la serie titano-magnetitas, de las titano-magnetitas generalizadas y de la pirrotita, desaparece bajo la acción de c.m. alternos decrecientes entre 0 y 1000 oersteds; pero los minerales de la serie ilmenita-hematita requieren de campos más intensos ya que tienen fuerzas coercitivas más grandes y por lo tanto m.r. más duras. Existen varios métodos que nos proporcionan información cuantitativa y cualitativa de los minerales magnéticos presentes en una roca (Nagata, 1961; Stacey Bonerjee, 1974).

ANALISIS ESTADISTICO PARA DISTRIBUCION ESFERICA.

En estudios paleomagnéticos, los datos son obtenidos en forma de un número de direcciones de magnetización de muestras orientadas de rocas. Para hacer un análisis estadís-

tico de dichos datos, es necesario, utilizar un método de análisis estadístico para un conjunto de vectores, a cuyas direcciones se les da un peso unitario representándolos como vectores de longitud unitaria, para no favorecer a las muestras con gran intensidad de magnetización.

Fisher (1953) sugirió que a estas direcciones, si las representamos como puntos en la superficie de una esfera unitaria, estarán distribuidas alrededor de la esfera con una densidad de probabilidad "P" cuya expresión es:

$$P = \frac{x}{4 \pi \sinh x} (\exp(x \cos \psi))$$

Siendo:

ψ - el ángulo entre la dirección de la muestra y la dirección verdadera (cuando $\psi = 0$ y tenemos una densidad máxima).

x - el parámetro de precisión que determina la dispersión de puntos.

La distribución usada por Fisher representa la distribución de la frecuencia de medición de la verdadera dirección, que tienen un error que es el resultado del gran número de "errores elementales".

ESTIMACION DE LOS PARAMETROS ESTADISTICOS.

En estudios paleomagnéticos, la dirección de magnetización de una muestra de roca está determinada por la declinación "D" y la inclinación "I". Esta dirección puede ser

determinada por sus tres cosenos directores como sigue:

$$\text{Componente Norte } \rightarrow l = \cos D * \cos I$$

$$\text{Componente Este } \rightarrow m = \text{sen } D * \cos I$$

$$\text{Componente de Inclinación } \rightarrow n = \text{sen } I$$

La suma vectorial de esos vectores unitarios tendrá una magnitud "R" cuya expresión es la siguiente:

$$R^2 = (\sum li)^2 + (\sum mi)^2 + (\sum ni)^2$$

y la declinación "Dr" e inclinación "Ir" de la dirección media es:

$$Dr = \text{atan} (\sum mi / \sum li)$$

y

$$Ir = \text{arsen} (\sum ni / R)$$

La mejor estimación "k" del parámetro de precisión "x" según Fisher (1953) para $k > 3$ es:

$$k = N - 1 / N - R$$

La probabilidad de que una dirección, con un ángulo " ψ " de la dirección media verdadera, sea observada; está dada por las siguientes expresiones para diferentes probabilidades "P".

para $P = .5$ ----> $\psi_{50} = 67.5 / \sqrt{k}$ ==> Error probable.

para $P = .37$ ----> $\psi_{63} = 81 / \sqrt{k}$ ==> Desviación estandar.

para $P = .05$ ----> $\psi_{95} = 140 / \sqrt{k}$ ==> 95% de error para distribución

normal.

La precisión de la dirección media puede ser calculada para cualquier de probabilidad $(1 - P)$. La dirección media verdadera yace dentro de un cono circular alrededor del vector resultante "R" con un semi-ángulo " α ", cuya expresión dada por Fisher (1953) para $k > 3$ es:

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

En estudios paleomagnéticos, se toma generalmente la probabilidad $P = .05$, lo cual significa que existe una posibilidad en 20 de que la dirección media se salga del cono de confianza al cual se le simboliza como α_{95} .

El Apéndice 1 muestra el listado Fortran del programa DIRECMED, el cual calcula la dirección media, la magnitud del vector resultante, la cte. de Fisher, el cono del 95% de confianza, el error probable, la desviación estándar, el 95% de error para distribución normal, el error circular estándar, y la desviación estándar angular; a partir de valores de declinación e inclinación magnéticas medidas, y de las ecuaciones anteriores.

PRUEBAS ESTADISTICAS.

- Pruebas en Direcciones Medias.- Para poder determinar si una dirección paleomagnética específica difiere de manera significativa de alguna dirección conocida, podemos utilizar la α_{95} directamente, ya que si el ángulo formado por ellas es mayor que α_{95} , tendremos el 95% de certeza de que dichas direcciones son significativamente diferentes.

Podemos decir que si los conos de confianza de dos direcciones medias no se intersectan, entonces dichas direcciones son significativamente diferentes, pero lo contrario no es necesariamente cierto.

Watson (1956) propuso la siguiente prueba de significancia para "p" sitios o poblaciones:

$$F_{2(p-1), 2(\sum N_i - p)} = \frac{2(\sum N_i - p)}{2(p-1)} \frac{\sum R_i - R}{\sum N_i - \sum R_i}$$

Siendo:

$F_{\alpha(2(p-1)/2(\sum N_i - p))}$...- la distribución "F" de probabilidad con $2(p-1)$ y $2(\sum N_i - p)$ grados de libertad (en tablas).

N_i .- es el número de vectores o muestras en el sitio "i".

R_i .- es el vector resultante del sitio "i".

R .- es la magnitud de la suma vectorial de cada muestra.

En el Apéndice 2 se muestra un programa Fortran llamado PRUEVAEST que hace un análisis estadístico de datos paleomagnéticos obtenidos a partir de mediciones hechas en laboratorio; el cual calcula una estimación de similitud de di-

recciones de magnetización de 2 o más sitios diferentes a partir de la declinación e inclinación de las muestras obtenidas y medidas en cada sitio. Esta estimación se hace a partir de las ecuaciones anteriores.

- Estimación de la Dirección Media de Magnetización de una Formación Geológica.- El problema final en el análisis de datos paleomagnéticos es la estimación de la dirección media de una formación geológica.

Supongamos que se han obtenido " W_i " muestras del sitio " i ", de entre " B " sitios, los cuales han sido uniformemente espaciados a lo largo y ancho de la formación (área y espesor); supongamos también que las observaciones "en" el sitio " i " tienen una distribución de Fisher con una precisión " w_i ", y que la dirección media varía de sitio a sitio con una precisión " β " con respecto a la dirección media general. Esta dirección media general, o sea, la dirección media de la formación puede ser estimada ya sea:

- 1) Como la dirección media del vector resultante de las direcciones medias de los " B " sitios.
- 2) Por la dirección del vector resultante de todas las " N " observaciones.

En rocas ígneas básicas, se podría esperar que el parámetro de precisión " w " será constante "en" cada sitio, ya que el material recolectado será esencialmente el mismo en cada uno de ellos.

El tratamiento es aproximado y válido para pequeñas dispersiones como por ejemplo, para los casos de flujos de

lavas basálticas y para diques y mantos de doleritas.

Primero se obtienen los vectores resultantes de cada uno de los "B" sitios, (R_1, R_2, \dots, R_B) y el valor de la suma de todas las muestras "Wi".

Después se hace el análisis de dispersión utilizando las siguientes expresiones:

$$N = \sum W_i$$

$$\bar{W} = 1 / (B - 1) * \{N - (\sum W_i^2 / N)\}$$

$$MBS = (\sum R_i - R) / 2 * (B - 1)$$

$$MWS = \sum (W_i - R_i) / 2 * (W_i - 1)$$

$$w = 1 / (2 * MWS)$$

$$\beta = \bar{W} / (2 * MBS - 1 / w)$$

siendo:

- B ---> el número de sitios muestreados.
- N ---> el número total de muestras.
- W_i ---> el número de muestras del sitio "i".
- W ---> el promedio pesado de muestras y sitios.
- MBS ---> el error cuadrático medio "entre" sitios
(between sites).
- MWS ---> el error cuadrático medio "en" sitios
(within sites).
- w ---> la precisión de la media "en" sitios.
- β ---> la precisión de la media "entre" sitios.

La significancia de la variación "entre" sitios, se determina por la siguiente prueba estadística de distribu-

ción "F".

$$F_{2(B-1), 2\Sigma(\omega_i-1)} = MBS / MWS$$

La dirección de la resultante de todas las "N" observaciones se utiliza como un estimador de la dirección de magnetización de la formación, tendrá una distribución aproximada de Fisher con una precisión "k" expresada como sigue:

$$k_m = N * w * \beta / (w + \beta)$$

$$k_s = N * B * w * \beta / (N * w + B * \beta)$$

siendo:

k_m ---> la precisión evaluada únicamente a partir del número de muestras.

k_s ---> la precisión evaluada a partir del número de muestras y del número de sitios.

Para obtener el semi-ángulo " α_{95} " del cono de 95% de confianza utilizaremos las siguientes expresiones:

$$\alpha_{95m} = \arccos \{1 + (\ln 0.05 / k_m)\}$$

$$\alpha_{95s} = \arccos \{1 + (\ln 0.05 / k_s)\}$$

siendo:

$\alpha_{95,m}$ ---> el cono de 95% de confianza obtenido a partir de "km".

$\alpha_{95,s}$ ---> el cono de 95% de confianza obtenido a partir de "ks".

Podemos observar que puntos bien agrupados se caracterizan por un alto valor de k.

En el Apéndice 3 se muestra un listado de un programa Fortran llamado TWOTIER, el cual hace un análisis estadístico de datos paleomagnéticos calculando la dirección media de magnetización de una formación geológica a partir de la declinación e inclinación medidas en cada muestra de cada uno de los sitios muestreados y a partir de las ecuaciones mostradas en esta sección.

CALCULO DE COORDENADAS POLARES.

El método descrito a continuación nos permite determinar la posición del polo geomagnético virtual (PGV) y/o el paleopolo, a partir de la dirección media del c.m.t. en la localidad al tiempo de formación de la roca (D,I) y las coordenadas geográficas actuales del sitio de muestreo (φ_0, λ_0). Estos métodos están basados en la hipótesis del dipolo geocéntrico axial, y son: el método analítico y el gráfico. A continuación se hará una descripción del primero, ya que es el utilizado en esta tesis.

Método Analítico (Nagata, 1961). En la siguiente figura

(2.3) se muestran la distribución de los vectores del c.m.t. asumiendo una Tierra esférica y la hipótesis del dipolo geocéntrico axial y las relaciones entre los parámetros de estos vectores.

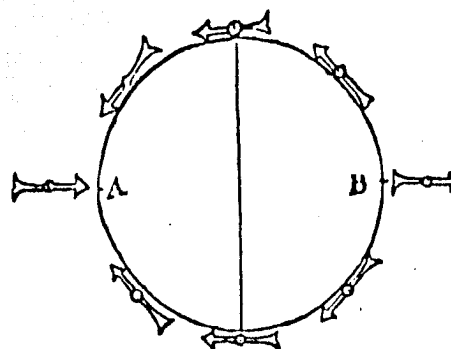
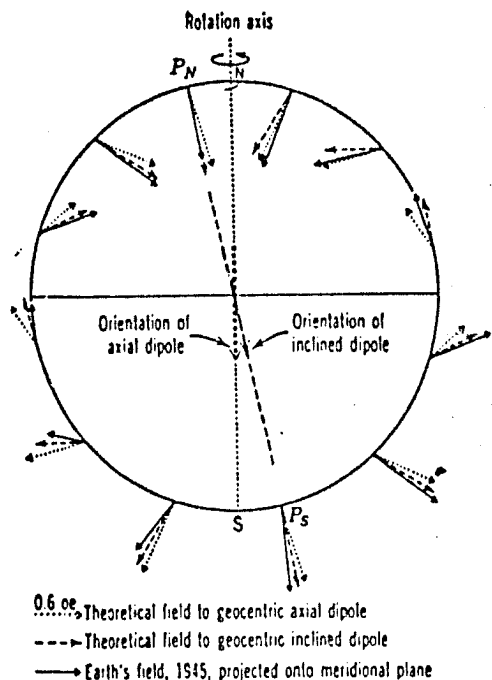


FIGURE 4-3 Sketch of a terrella from Gilbert's "De Magnete" (1600) (from Dover Publications Inc., New York, 1958).

FIGURA 2.3

Estas relaciones en forma analítica son:

$$H = M * \cos \lambda / a^3 \quad \dots (1)$$

$$Z = 2 * M * \sen \lambda / a^3 \quad \dots (2)$$

$$F = H^2 + Z^2 \quad \dots (3)$$

$$I = \text{atan} (Z / H) = \text{atan} (2 * \text{ctg} P) \quad \dots (4)$$

donde:

I = inclinación magnética.

H = componente tangencial.

Z = componente radial.

F = componente total.

M = momento magnético dipolar.

a = radio terrestre.

λ = latitud del lugar.

P = colatitud del lugar = 90 grados - λ .

De la expresión (4) podemos despejar la paleolatitud magnética del sitio muestreado cuya expresión es:

$$P = \text{atan} (2 / \tan I) \dots (5)$$

Las coordenadas del polo (φ' , λ') están dadas por las relaciones de un triángulo sobre una esfera por:

$$\varphi' = \text{arsen} (\text{sen } \varphi_0 * \cos P + \cos \varphi_0 * \text{sen } P * \cos D) \dots (6)$$

$$\lambda' = \text{arsen} (\text{sen } P * \text{sen } D / \cos \varphi') + \lambda_0 \dots (7)$$

Como la dirección media (D,I) no es un par de valores exactos, entonces las coordenadas polares están sujetas a error. El grado de error puede ser obtenido a partir del círculo de confianza de la dirección media, el cual al 95% del nivel de confianza tiene un ángulo de ...

En relación a la paleo colatitud el error a lo largo del círculo mayor que pasa por el polo y el sitio de muestreo (paleomeridiano magnético) es:

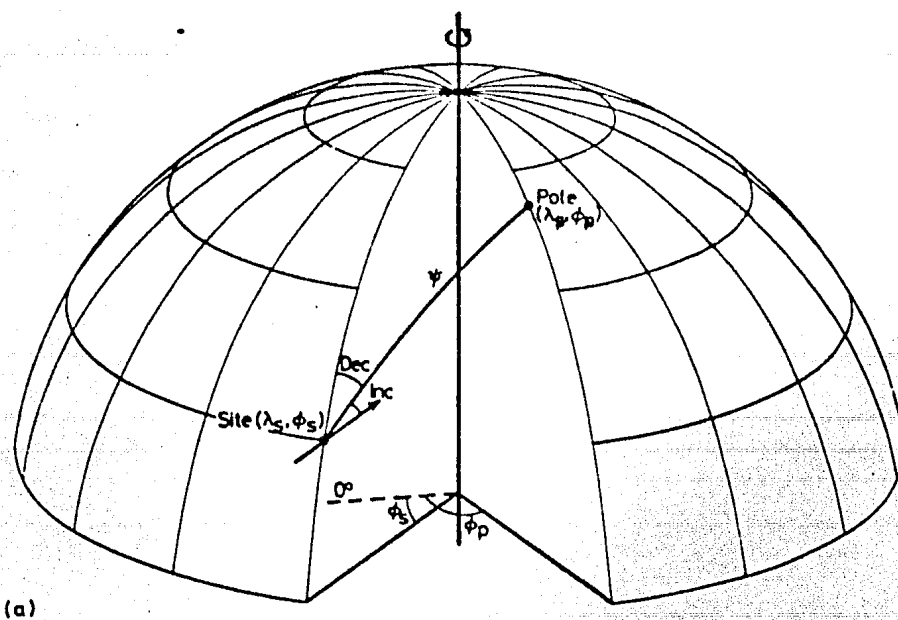
$$\delta p = 1/2 \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p) \dots (8)$$

Y el error en dirección perpendicular a δp que representa los errores en la declinación es:

$$\delta m = \alpha_{95} \sin P / \cos I \dots (9)$$

Estos $(\delta p, \delta m)$ representan los semi-ejes del óvalo de confianza de la posición polar.

En el Apéndice 4 muestra un listado de un programa Fortran llamado FOSPOLAR el cual determina la posición polar a partir de la declinación e inclinación magnéticas de cada muestra en un sitio dado o viceversa, tomando en cuenta las ecuaciones de esta sección; además calcula la dirección media del sitio con sus respectivos parámetros estadísticos.



Cálculos de polos paleomagnéticos y palcolatitudes. (a) La declinación del remanente define la dirección del polo paleomagnético en el sitio; y la inclinación, asumiendo que el campo es producido por un dipolo geocéntrico, puede ser usada para determinar la distancia del sitio al polo paleomagnético.

CAPITULO III

MAGNETOESTRATIGRAFIA, CORRELACION

Y DATACION

En la mayor parte de la superficie terrestre, los afloramientos de rocas no son continuos a lo largo de grandes distancias. Debido a esto, no siempre son evidentes las relaciones que existen entre las rocas expuestas en diferentes áreas. Para fines diversos tales como mapeo geológico y estudio de la historia geológica de una región, es necesario determinar la continuidad y relación estratigráfica que existe entre las rocas de un afloramiento y otro.

Decimos que secuencias de rocas se correlacionan si son equivalentes entre sí. Estas equivalencias pueden ser lito-estratigráficas, bio-estratigráficas y cron-estratigráficas.

UNIDADES LITO-ESTRATIGRAFICAS.

Las unidades lito-estratigráficas son cuerpos estratigráficos con litología distintiva y límites reconocibles.

Existen varios métodos de establecer la correlación de unidades lito-estratigráficas:

- Correlación por Continuidad Lateral.- El método más simple para hacer una correlación de unidades lito-estratigráficas es establecer su continuidad física, en donde exis-

ta una buena exposición de estratos, como por ejemplo, en áreas donde hay una cubierta vegetal escasa los afloramientos pueden seguirse en el terreno por medio de fotografías aéreas. Cuando existen pocos afloramientos, sus contactos pueden ser proyectados lateralmente por distancias relativamente cortas, siempre y cuando se trate de regiones con poca complicación estructural.

- **Correlación por Litología.**- Este tipo de correlación solo es válido en estudios locales, observando la repetición del tipo de rocas en el registro geológico. Las similitudes litológicas se usan generalmente en unión a otros tipos de evidencias como el contenido de fósiles y las características de los estratos adyacentes. Cuando tenemos la ausencia de otros parámetros, las correlaciones se deben hacer, entre secuencias litológicas de estratos similares; también se pueden correlacionar por medio de su contenido mineralógico, residuos insolubles o por el análisis del tamaño de minerales o granos.

- **Correlación por Métodos Geofísicos.**- Antes del uso generalizado de equipos geofísicos modernos, las correlaciones del subsuelo eran hechas por medio de la comparación de las rocas obtenidas de la perforación de pozos. Estas muestras eran estudiadas en el campo para conocer su litología, estructuras y fósiles; y en el laboratorio se determinaba su porosidad, permeabilidad y contenido gaseoso.

Actualmente existen técnicas de registros de pozos más sofisticadas que nos permiten hacer correlaciones del sub-

suelo de manera más precisa. Por ejemplo, ya existen sondas que miden diferentes parámetros de las rocas del subsuelo, como son su conductividad eléctrica, conductividad sónica, densidad, radioactividad, etc.; de tal manera que los registros de los pozos actuales proporcionan información bastante completa de las propiedades de los estratos, ayudando a localizar acumulaciones de petróleo, gas, agua, etc.

Tenemos también la prospección sísmica que nos permite correlacionar las unidades litológicas en áreas en las cuales no se tienen pozos perforados. La medición de las reflexiones sísmicas son muy útiles para delinear estructuras tales como: fallas, fracturas, domos salinos e intrusiones salinas.

Los otros métodos geofísicos como la prospección eléctrica, prospección gravimétrica y magnetométrica, proporcionan también información del subsuelo, en base de sus propiedades físicas como son: densidad, conductividad eléctrica, magnetismo, etc.

UNIDADES BIO-ESTRATIGRAFICAS.

La "zona" es la unidad básica de la bio-estratigrafía. Una zona es un lecho o un grupo de lechos caracterizados por la presencia de un fósil índice o un "conjunto" de fósiles. La zona obtiene el nombre del fósil característico que contiene. Zonas que cruzan límites de unidades litológicas nos indican que esos estratos fueron depositados en la misma

época. Esto es especialmente cierto si las zonas no están repetidas. Si los lechos fueron depositados contemporáneamente, se dice que las faunas están sincronizadas. El término "homotaxial" se utiliza para estratos que tienen los mismos "conjuntos" de fósiles pero no son de la misma época.

UNIDADES CRONO-ESTRATIGRAFICAS

Una unidad crono-estratigráfica es aquélla depositada a lo largo de un determinado intervalo de tiempo e incluye una gran variedad de litologías.

Las correlaciones crono-estratigráficas están basadas principalmente en evidencias paleontológicas, aunque recientemente las mediciones radiométricas y paleomagnéticas han tenido una gran aceptación. El establecimiento de unidades crono-estratigráficas ha permitido correlaciones intercontinentales y se ha podido obtener el significado de comparar las historias geológicas de todos los continentes.

Los métodos de correlación crono-estratigráfica son:

- Correlación por Fósiles.- Para secuencias Cámbricas o más jóvenes, la mayoría de las correlaciones de unidades crono-estratigráficas se hacen a través del estudio de su contenido de fósiles. Debido a que existe sólo una sola sucesión de "conjuntos" de fósiles, es posible la correlación identificando los fósiles en una unidad litológica y determinando sus intervalos de tiempo. Los fósiles son identificados por comparación con colecciones conocidas y

con fotografías de literatura geológica, también por consultas a paleontólogos especializados en ciertos grupos de fósiles.

Existen también índices o guías de fósiles que son muy útiles para hacer correlaciones. Una buena guía de fósiles debería tener un intervalo de tiempo corto, una distribución geográfica amplia, ser abundante y ser fácilmente identificable.

- Correlación por Edades Radiométricas.- La datación radiométrica ha tomado gran importancia en la correlación de unidades crono-estratigráficas, especialmente en terrenos metamórficos e ígneos. La precisión con que pueden ser correlacionadas las unidades depende del método o métodos de datación empleado(s) y de los materiales datados. Por ejemplo, una datación de una mica de una roca metasedimentaria por el método de K-Ar proporciona la edad mínima de la deposición del sedimento original; en cambio, la datación del basamento rocoso en el cual el sedimento fue depositado por el método U-Pb o Rb-Sr nos da la edad máxima del depósito del sedimento.

- Correlación por Paleomagnetismo.- Dado el carácter global del c.m.t., la remanencia magnética primaria de las rocas puede utilizarse como elemento de datación y de correlación geológica. Esta aplicación está basada en la dirección, intensidad y en la polaridad de dicha remanencia.

Los estudios de correlación y datación de secuencias volcánicas del Holoceno presentan problemas especiales ya

con fotografías de literatura geológica, también por consultas a paleontólogos especializados en ciertos grupos de fósiles.

Existen también índices o guías de fósiles que son muy útiles para hacer correlaciones. Una buena guía de fósiles debería tener un intervalo de tiempo corto, una distribución geográfica amplia, ser abundante y ser fácilmente identificable.

- Correlación por Edades Radiométricas.- La datación radiométrica ha tomado gran importancia en la correlación de unidades crono-estratigráficas, especialmente en terrenos metamórficos e ígneos. La precisión con que pueden ser correlacionadas las unidades depende del método o métodos de datación empleado(s) y de los materiales datados. Por ejemplo, una datación de una mica de una roca metasedimentaria por el método de K-Ar proporciona la edad mínima de la deposición del sedimento original; en cambio, la datación del basamento rocoso en el cual el sedimento fue depositado por el método U-Pb o Rb-Sr nos da la edad máxima del depósito del sedimento.

- Correlación por Paleomagnetismo.- Dado el carácter global del c.m.t., la remanencia magnética primaria de las rocas puede utilizarse como elemento de datación y de correlación geológica. Esta aplicación está basada en la dirección, intensidad y en la polaridad de dicha remanencia.

Los estudios de correlación y datación de secuencias volcánicas del Holoceno presentan problemas especiales ya

que muchos de los métodos útiles en otros casos, como en estudios de secuencias sedimentarias, son aquí de uso restringido. Por ejemplo, el empleo de fósiles está limitado a correlaciones indirectas basadas en unidades asociadas de sedimentos y piroclásticos, ya que los fósiles son generalmente raros en flujos de lavas. Las relaciones de espesor, gradación de tamaño de grano, etc. en rocas sedimentarias no son aplicables ya que la frecuencia de extrusión, el volumen, etc. de las lavas es variable y difícil de estimar. Simples relaciones topográficas tampoco son muy confiables. La correlación usando características litológicas no es generalmente aplicable ya que distintas secuencias volcánicas pueden ser semejantes en litología, mientras que flujos de una misma secuencia pueden presentar diferencias en litología. Generalmente, en estudios estratigráficos de rocas volcánicas es necesario una combinación de varios métodos, entre los cuales los métodos radiométricos (C-14 y K-Ar) y los estudios morfológicos proporcionan mejores resultados. Sin embargo aun estos dos métodos pueden presentar problemas. La datación con K-Ar en rocas jóvenes (< 0.5 m.a.) es difícil por el bajo contenido de Ar radiogénico, mientras que la datación con C-14 es aplicable sólo hasta unos 40 a 60 mil años; por lo que se tiene un intervalo con pocas dataciones.

Los métodos magnéticos, que se describen a continuación, son los que emplean las variaciones del campo geomagnético registradas en rocas y materiales arqueológicos.

Para el caso de rocas volcánicas recientes se tienen en particular varias ventajas, ya que estas rocas son de alta intensidad de magnetización y gran estabilidad magnética, por lo que son más sencillas las mediciones y el registro magnético es simple (generalmente para edades mayores, el registro es más complejo). Los métodos magnéticos tienen también sus limitaciones, sin embargo el empleo combinado de estos con otros estudios como los radiométricos y geomorfológicos, proporcionan buenos resultados.

La primera aplicación se basa en la comparación de la posición del polo paleomagnético calculado para una formación cuya edad se desea determinar respecto a las posiciones de los polos paleomagnéticos calculados para otras formaciones de edades geológicas bien definidas, provenientes del mismo bloque continental. La segunda aplicación se basa en la comparación de las polaridades de la remanencia magnética primaria de la formación cuya edad se desea valorar con la cronología de las reversiones de polaridad del c.m.t. definida para el intervalo dentro del cual se supone que se halla la edad de la formación estudiada. Luego, cuando sobre la base de su remanencia primaria se asignan las rocas a una determinada sección de la curva de desplazamiento polar correspondiente y/o a alguna de las épocas, zonas o eventos de igual polaridad magnética, se está estableciendo automáticamente una correlación con aquellas rocas utilizadas para definir esos elementos de referencia (Valencio, 1972).

La evaluación de la edad de una formación mediante la

dirección de su remanencia magnética primaria se basa en la posición de su polo paleomagnético. Si la edad geológica de la formación está definida, el polo paleomagnético calculado servirá como patrón de referencia para el bloque continental en cuestión. Si por el contrario, la edad de las rocas empleadas no está bien definida, la posición relativa del polo paleomagnético respecto a la de otros de edad conocida del mismo bloque continental permite sugerir una edad magnética para dichas rocas, la cual constituirá un elemento de juicio más para valorar la edad geológica de las mismas.

Si la edad de las rocas está bien definida, las polaridades observadas servirán para definir o mejorar el conocimiento de la cronología de las reversiones del c.m.t. Esta cronología se puede luego utilizar como patrón para definir la edad magnética de otras rocas sobre la base de la polaridad de sus remanencias primarias. El poder de resolución de esta aplicación es mayor cuando se presentan alternancias entre intervalos o épocas de igual polaridad del c.m.t. de larga duración con eventos mucho más breves de polaridad opuesta, de modo que algunos de ellos se pueden usar como niveles de referencia.

CAPITULO IV

MEDICIONES Y RESULTADOS.

LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

El área estudiada se encuentra al SE de la ciudad de Toluca y está comprendida entre los 19 00' N y 19 13' N, y los 99 24' W y 99 38' W (ver figura 4.1)

Dentro de esta área, se estudiaron diferentes unidades cuyas edades y localizaciones fueron publicadas por Bloomfield (1973 y 1975) y se pueden agrupar en: sitios de la Formación Chichinautzin, sitios de la Formación Ajusco y sitios del Grupo Tenango.

La siguiente tabla (4.1) nos muestra los sitios, el número de muestras correspondientes, la formación o grupo a la que pertenecen y su edad.

FORMACION	SITIO	MUESTRAS	EDAD
Ajusco	1) Volcán Ajusco (Km 10 carretera)	1 - 5	?
Chichinautzin	2) Xalatlaco (Volcán Cuahutl "N")	6	
"	3) Xalatlaco (Volcán Cuahutl "S")	7 - 13	< 19,530
"	4) Xalatlaco (Volcán Cuahutl "SE")	14 - 16	+/-160
"	5) Xalatlaco (Volcanes Cuates)	17 - 23	> 38,590 +/-3210
"	6) Xalatlaco (Volcán Sta. Fe)	24 - 26	30,500
"	7) Xalatlaco (Volcán Sta. Fe "NE")	27 - 31	+/-1160
"	8) Sta Cruz Tezontepec (Volcán Tezontle)	46 - 52	21,860 +/-380
Grupo Tenango	9) Tenango del Valle "SW"	32 - 33	8,510
"	10) Teotenango "E"	34 - 46	+/-160

TABLA 4.1

GEOLOGIA DEL AREA.

El área estudiada está formada por una secuencia de lavas y piroclásticos cuaternarios, producidos por volcanes monogenéticos situados en la parte central de la Faja Neovolcánica Transmexicana (FNT).

La Formación Chichinautzin forma parte de la FNT que se extiende a grandes rasgos de Este a Oeste por unos 1000 km desde el Golfo de México hasta el Pacífico, con edades que varían desde el Oligoceno al Holoceno (Mooser, 1969). Esta zona está formada por los productos de varios grandes estratovolcanes andesíticos, campos de volcanes monogenéticos basalto-andesíticos, calderas, campos silíceos y domos riolíticos y riodacíticos.

La Formación Chichinautzin es un conjunto de volcanes monogenéticos y sus productos volcánicos asociados representan una de las unidades volcánicas recientes de la FNT, ya que pertenece al Cuaternario.

El nombre de esta unidad lito-estratigráfica fue dada por Fries (1960) y viene del Cerro Chichinautzin situado en el límite entre el Estado de Morelos y el D.F. Fries (1960) nombró a la unidad mencionada "grupo" porque antiguamente este término fue utilizado con sentido de "Formación" en estudios de reconocimiento. De acuerdo con el Artículo 9 del Código de Nomenclatura Estratigráfica, la Chichinautzin es una Formación, ya que nadie definió formaciones que pudieran constituir ésta como Grupo (Martín del Pozo, 1980).

Esta secuencia de lavas y depósitos piroclásticos está

MEDICIONES Y RESULTADOS.

compuesta por andesitas y dacitas de oxihornblenda y augita, andesitas basálticas y basaltos de olivino y augita. Los productos volcánicos se encuentran formando conos escoráceos de lava y domos; entendiéndose por domo, derrames gruesos sin cono en los que debido a la viscosidad de la lava se tapó el conducto (Ollier, 1972). Los piroclásticos tienen características intermedias entre el tipo del estromboliano y surtseyano y las lavas son predominantemente de bloques, aunque se encuentran pequeños afloramientos de Aa y Fahoehoe.

Los conos cineríticos Cuahuatl al sur de Xalatlaco y Tezontle al norte de Santa Cruz Tezontepec, están contruidos por escoria que varía del color gris obscuro al amarillo, al rojo ladrillo (tezontle) y por fragmentos de ceniza de tamaños de 2 a 7 mm en bandas de 3 a 15 mm de espesor, y es común encontrar fallas reversas a pequeña escala.

Los volcanes tienden a formar pequeños grupos alineados este-oeste paralelos a la dirección dominante de fracturas del área (Bloomfield, 1973) y se cree que su emplazamiento fue controlado estructuralmente, como por ejemplo la línea de 9 km que va desde los volcanes Cuates al NW de Xalatlaco hasta el volcán Tecontó y la línea que forma desde el Cuahuatl hasta el Negro. Pero no todos los conos en cualquier línea son de la misma edad, y la línea de los volcanes Cuates hasta el Tecontó debe haber estado activa por lo menos unos 20,000 años.

Las lavas del volcán Santa Fe al sur de Xalatlaco, flu-

MEDICIONES Y RESULTADOS.

veron por una pendiente de 6 grados sobre lahares del Terciario, los flujos más jóvenes del Holoceno tuvieron la mayor longitud y volumen.

Al sur del Grupo Tenango hay una gran área de volcanes intemperizados cuya edad probable sea del Terciario medio, y a unos 15 km al oeste se encuentra el mayor estratovolcán del Pleistoceno tardío, el Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro 1974, 1975). Tanto los volcanes del Terciario como esta meseta están cubiertos por lahares y mantos de pomez derivados del Nevado de Toluca, reflejándose esto en la topografía ondulada y suavemente redondeada.

Los flujos de lava del Grupo Tenango, ocupan un área de 16.5 km y se elevan de la planicie circundante a una altura máxima de 250 m. En el extremo Este de la mesa, en una zona relativamente plana, están varias pirámides de la ciudad fortificada Teotenango construida por la tribu Matlazinca alrededor del año 1000 A.C.. (Pina Chan, 1972).

Las edades de las tres secuencias principales de tephra de la Formación Chichinautzin, fueron determinadas datando por C-14 los paleosuelos que subyacen a las cenizas volcánicas, lo cual nos da únicamente la edad del carbón del suelo, o sea, la máxima edad en que puede haber ocurrido la erupción de la Tephra que se encuentra sobre éste (Bloomfield, 1975).

La edad del grupo Tenango fue determinada a partir de muestras de carbón y suelos ricos en carbón encontrados en lenticulas de 10 cm de espesor en la arenisca arcillosa que

MEDICIONES Y RESULTADOS.

se encuentra debajo de las lavas de Tenango. Las evidencias de campo indican que el material carbonáceo representa la vegetación quemada por el avance del flujo de lava, por lo tanto se concluye que el Grupo Tenango tiene una edad de 8500 años (Bloomfield, 1973) y puede ser asignado a la Formación Cichinautzin del Cuaternario (Fries, 1960).

Las muestras fueron analizadas por el Laboratorio de Radiocarbón de la Universidad de Texas en Austin, USA.

Sitio I.

Este sitio se localiza a los $19^{\circ} 10' "N"$ y $260^{\circ} 45' "W"$ a la orilla de la carretera que va desde el Colegio de México al Ajusco en el extremo sur de la Cd. de México. Se colectaron con una perforadora portátil 5 muestras orientadas (1 - 5) (ver tabla 4.1).

Se midió la m.r.n. de todos los especímenes, y se les calculó la posición polar y los parámetros estadísticos del sitio, mostrándose los resultados en la tabla (4.2.a) y su respectiva gráfica en la figura (4.2.a).

Se escogieron las muestras 4 y 5 como muestras "pilotto". La muestra 4 se desmagnetizó por C.A. (figura 4.2.c) y la 5 por A.T. (figura 4.2.d); el resto de las muestras se desmagnetizaron por C.A. tomando como referencia los resultados obtenidos de la muestra 4.

Después del lavado magnético se volvieron a medir y a calcular los parámetros antes mencionados, mostrándose los resultados en la tabla (4.2.b) y su respectiva gráfica en la figura (4.2.b).

Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios (CMDM) entre 300 y 450 Oe y temperaturas de bloqueo con rango discreto, entre 400 y 500 grados Centígrados. (ver figura 4.2.e).

La edad de las rocas de este sitio no está aun determinada, lo cual queda para estudios posteriores.

Las direcciones de m.r.n. tienen declinaciones de aproximadamente -152 grados e inclinaciones de alrededor de

-20 grados, por lo que presentan polaridad reversa. Asumiendo que la m.r.n. es predominantemente de origen térmico, lo que está de acuerdo a los datos de demagnetización, entonces la polaridad reversa indica una edad para ésta unidad de más de 0.7 m.a. (anterior a la época de polaridad normal de Brunhes.) (ver figura 1.3)

Las posibles causas de dispersión en éste sitio pueden deberse al intemperismo de la roca, o a posibles movimientos y/o recalentamientos después del enfriamiento de la roca, ya que el volcán Ajusco tuvo varios eventos eruptivos, lo cual pudo originar dicho movimiento y/o recalentamiento. Sin embargo, la causa más posible es la influencia de magnetización viscosa formada en la época reciente de polaridad normal (Brunhes - últimos 0.7 m.a.).

Sitios II, III y IV.

Estos sitios se localizan a los $19^{\circ} 10' "N$ y $260^{\circ} 36' "W$, en los extremos N, S y SE del volcán Cuahutl (ver figura 4.1.b). Se colectaron con una perforadora portátil 11 muestras orientadas (6, 7 - 13, 14 - 16) (ver tabla 4.1).

Se midió la m.r.n. de los especímenes que tenían suficiente intensidad; ya que algunos debido a su baja intensidad, y a la baja sensibilidad del magnetómetro, fue imposible medirlas. A los especímenes medidos se les calculó la posición polar y los parámetros estadísticos del sitio, mostrándose los resultados en la tabla (4.3.a) y su respectiva

gráfica en la figura (4.3.a).

Se escogieron los especímenes 11B, 12, 15A y 15B como muestras "piloto". Los especímenes 12 y 15A se desmagnetizaron por C.A. (figuras 4.3.c y 4.3.f respectivamente) y los especímenes 11B y 15B se desmagnetizaron por A.T. (figuras 4.3.d y 4.3.g respectivamente); el resto de los especímenes se desmagnetizaron por C.A. tomando como referencia los resultados obtenidos de los especímenes 12 y 15A.

Después del lavado magnético se volvieron a medir y a calcular los parámetros antes mencionados, mostrándose los resultados en la tabla (4.3.b) y su respectiva gráfica en la figura (4.3.b).

Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios (CMDM) entre 180 y 250 Oe y temperaturas de bloqueo distribuidas entre 100 y 470 grados Centígrados con temperaturas de bloqueo máximas menores a los 500 grados Centígrados. (ver figura 4.3.e).

La edad de las rocas de estos sitios fue obtenida por el método de C-14 y está estimada como $< 19,530 \pm 160$ años (tabla 4.1) (Bloomfield, 1975) .

Las direcciones de m.r.n. tienen declinaciones de aproximadamente 150 grados e inclinaciones de alrededor de 29 grados, por lo que la polaridad es intermedia. Los resultados de la desmagnetización no indican la presencia de varias componentes de magnetización, por lo que ésta polaridad intermedia podría deberse a un campo transicional. Esta conclusión sin embargo requiere de más estudio para aceptarse;

ello debido principalmente a la dispersión observada en las direcciones causadas probablemente por un campo transicional con componentes no dipolares apreciables, por intemperismo de las rocas y/o por magnetización viscosa.

Sitio V.

Este sitio se localiza a los $19^{\circ} 26' "N$ y $260^{\circ} 49' "W$ al sur de los volcanes Cuates (ver figura 4.1.b). Se colectaron con una perforadora portátil 7 muestras orientadas (17 - 23) (ver tabla 4.1)

Se midió la m.r.n. de todos los especímenes, y se les calculó la posición polar y los parámetros estadísticos del sitio, mostrándose los resultados en la tabla (4.4.a) y su respectiva gráfica en la figura (4.4.a).

Se escogieron los especímenes 22A y 22B como muestras "piloto". El espécimen 22A se desmagnetizó por C.A. (figura 4.4.c) y el 22B por A.T. (figura 4.4.d); el resto de los especímenes se desmagnetizaron por C.A. tomando como referencia los resultados obtenidos del espécimen 22A.

Después del lavado magnético se volvieron a medir y a calcular los parámetros antes mencionados, mostrándose los resultados en la tabla (4.4.b) y su respectiva gráfica en la figura (4.4.b).

Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios (CMDM) entre 300 y 400 Oe y temperaturas de bloqueo distribuidas entre 150 y 470 grados Centígrados. (ver figura

4.4.e).

La edad de las rocas de este sitio fue obtenida por el método de C-14 y está estimada como $> 38,590 \pm 3210$ años (tabla 4.1) (Bloomfield, 1975).

Las direcciones de m.r.n. tienen declinaciones de aproximadamente 350 grados e inclinaciones de alrededor de 65 grados, por lo que la polaridad es normal.

Las posibles causas de dispersión en éste sitio pueden ser debidas al intemperismo sufrido por las rocas, magnetización viscosa y/o a desplazamientos después del enfriamiento.

SITIO VI.

Este sitio se localiza a los $19^{\circ} 10' "N"$ y $260^{\circ} 34' "W"$, al N del volcán Sta Fe (ver figura 4.1.b).

Se extrajeron las muestras (24 - 26) de paleosuelos y ceniza, para ser analizados y datados por C-14 y otros estudios paleomagnéticos.

Sitio VII.

Este sitio se localiza a los $19^{\circ} 10' 15'' "N"$ y $260^{\circ} 34' "W"$, en una brecha al NE del volcán Sta Fe (ver figura 4.1.b). Se colectaron con una perforadora portátil 5 muestras orientadas (27 - 31) (ver tabla 4.1)

Se midió la m.r.n. de todos los especímenes, y se les

MEDICIONES Y RESULTADOS.

calculó la posición polar y los parámetros estadísticos del sitio. Se encontró que las orientaciones se agrupaban en dos tendencias, por lo que se dividieron en dos grupos (Sta Fe 1 y Sta Fe 2) siendo analizados por separado; mostrándose los resultados en las tablas (4.5.a y 4.5.c) y sus respectivas gráficas en las figuras (4.5.a y 4.5.c).

Se escogieron los especímenes 27A y 27B como muestras "piloto". El espécimen 27A se desmagnetizó por C.A. (figura 4.5.e) y el 27B por A.T. (figura 4.5.f); el resto de los especímenes se desmagnetizaron por C.A. tomando como referencia los resultados obtenidos del espécimen 27A.

Después del lavado magnético se volvieron a medir y a calcular los parámetros antes mencionados, mostrándose los resultados en las tablas (4.5.b y 4.5.d) y sus respectivas gráficas en las figuras (4.5.b y 4.5.d).

Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios (CMDM) de 100 Oe y temperaturas de bloqueo con rango discreto entre 100 y 260 grados Centígrados, presentándose después temperaturas de bloqueo distribuidas entre 260 y 470 grados Centígrados. (ver figura 4.5.g).

La edad de las rocas de este sitio fue obtenida por el método de C-14 y está estimada como de 30,500 +/- 380 años (tabla 4.1) (Bloomfield, 1975).

Las direcciones de m.r.n. tienen declinaciones de aproximadamente 208 grados e inclinaciones de alrededor de 20 grados, por lo que la polaridad es intermedia.

Las posibles fuentes de dispersión en éste sitio se-

guramente se deben a la presencia de un campo transicional con componentes no dipolares apreciables y/o a la magnetización viscosa.

Sitio VIII.

Este sitio se localiza a los $19^{\circ} 27' 30''$ "N" y $260^{\circ} 02'$ "W", en el extremo SE del volcán Tezontle (ver figura 4.1.c). Se colectaron con una perforadora portátil 7 muestras orientadas (46 - 52) (ver tabla 4.1)

Se midió la m.r.n. de los especímenes que tenían suficiente intensidad; ya que algunos debido a su baja intensidad, y a la baja sensibilidad del magnetómetro, fue imposible medirlas. A los especímenes medidos se les calculó la posición polar y los parámetros estadísticos del sitio, mostrándose los resultados en la tabla (4.6.a) y su respectiva gráfica en la figura (4.6.a).

Se escogió al espécimen 50 como muestra "piloto", el cual se desmagnetizó por C.A. (figura 4.6.c); el resto de los especímenes se desmagnetizaron por C.A. tomando como referencia los resultados obtenidos del espécimen 50.

Después del lavado magnético se volvieron a medir y a calcular los parámetros antes mencionados, mostrándose los resultados en la tabla (4.6.b) y su respectiva gráfica en la figura (4.6.b).

Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios (CMDM) entre 250 y 650 Oe (ver figura 4.6.d).

MEDICIONES Y RESULTADOS.

La edad de las rocas de este sitio fue obtenida por el método de C-14 y está estimada como de 21,860 +/- 380 años (tabla 4.1) (Bloomfield, 1975).

Las direcciones de m.r.n. tienen declinaciones de aproximadamente 75 grados e inclinaciones de alrededor de 66 grados, por lo que la polaridad es transicional.

El análisis estadístico nos muestra que las direcciones de este sitio tienen parámetros estadísticos aceptables (k alta). No obstante es recomendable estudiar más muestras de ésta unidad para lograr un análisis más definitivo.

Sitio IX.

Este sitio se localiza a los 19° 05' "N" y 260° 24' "W" al SW del poblado de Tenango del Valle.

Se extrajeron las muestras (32 - 33) de paleosuelo y carbón para su análisis y estudio por C-14.

Sitio X.

Este sitio se localiza a los 19° 05' "N" y 260° 24' "W", a los lados del camino que sube al sitio arqueológico de Teotenango (ver figura 4.1.c). Se colectaron con una perforadora portátil 14 muestras orientadas (34 - 47) (ver tabla 4.1)

Se midió la m.r.n. de todos los especímenes, y se les calculó la posición polar y los parámetros estadísticos del

MEDICIONES Y RESULTADOS.

sitio. Se encontró que las orientaciones se agrupaban en tres tendencias, por lo que se dividieron en tres grupos (Teotenango 1, Teotenango 2, y Teotenango 3) siendo analizados por separado; mostrándose los resultados en la tablas (4.7.a, 4.7.c y 4.7.e) y sus respectivas gráficas en las figuras (4.7.a, 4.7.c y 4.7.e).

Se escogieron los especímenes 34A, 34B, 36A, 36B, 38A, 38B, 40, 45A y 45B como muestras "piloto". De los cuales los especímenes 34A (figura 4.7.g), 36A (figura 4.7.j), 38A (figura 4.7.m), 40 (figura 4.7.p), 45A (figura 4.7.q) se desmagnetizaron por C.A. y los especímenes 34B (figura 4.7.h), 36B (figura 4.7.k), 38B (figura 4.7.n) y 45B (figura 4.7.r) se desmagnetizaron por A.T.; el resto de los especímenes se desmagnetizaron por C.A.

Después del lavado magnético se volvieron a medir y a calcular los parámetros antes mencionados, mostrándose los resultados en las tablas (4.7.b, 4.7.d y 4.7.f) y sus respectivas gráficas en las figuras (4.7.b, 4.7.d y 4.7.f).

Las magnetizaciones presentan para la muestra 34, que los campos magnéticos destructivos no le afectan, y las temperaturas de bloqueo están distribuidas entre los 100 y 380 grados Centígrados. (ver figura 4.7.i).

Las magnetizaciones presentan para la muestra 36, que los campos magnéticos destructivos casi no le afectan, y las temperaturas de bloqueo están distribuidas entre los 100 y 470 grados Centígrados, con temperaturas de bloqueo máximas menores a los 500 grados centígrados (ver figura 4.7.l).

MEDICIONES Y RESULTADOS.

Las magnetizaciones presentan para la muestra 38, campos destructivos medios (CMDM) de 500 Oe y temperaturas de bloqueo con rango discreto, entre 380 y 470 grados Centígrados. (ver figura 4.7.o).

Las magnetizaciones presentan para la muestra 45, campos destructivos medios (CMDM) entre 500 y 650 Oe y temperaturas de bloqueo con rango discreto, entre 260 y 470 grados Centígrados, con temperaturas de bloqueo máximas menores a los 500 grados centígrados (ver figura 4.7.s).

La edad de las rocas de este sitio fue obtenida por el método de C-14 y está estimada como de 8,510 +/- 160 años (tabla 4.1) (Bloomfield, 1973).

Las direcciones de m.r.n. del grupo Teotenango 1, tienen declinaciones de aproximadamente 60 grados e inclinaciones de alrededor de -17 grados, por lo que presenta polaridad intermedia.

Las direcciones de m.r.n. del grupo Teotenango 2, tienen declinaciones de aproximadamente 102 grados e inclinaciones de alrededor de -20 grados, por lo que presenta polaridad intermedia.

Las direcciones de m.r.n. del grupo Teotenango 3, tienen declinaciones de aproximadamente 73 grados e inclinaciones de alrededor de -33 grados, por lo que presenta polaridad intermedia.

En este sitio se utilizaron más muestras "piloto" que en los anteriores debido a que el Grupo Tenango está constituido por "lavas de bloque", siendo muy difícil reconocer en

MEDICIONES Y RESULTADOS.

el campo si los bloques muestreados están en su posición original, o han sido desplazados; siendo ésta la fuente más probable de dispersión de las direcciones estudiadas. Se observa también de las figuras (4.7.i) y (4.7.l) que los minerales constituyentes pertenecen a la serie ilmenita - hematita y podrían constituir productos de oxidación de titanomagnetitas. (ver figura 4.8)

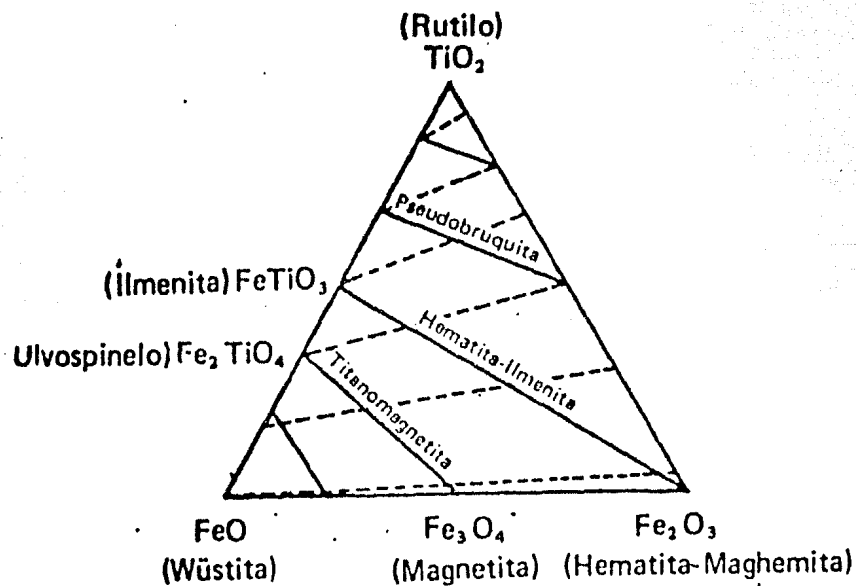


Fig. 1. Sistema ternario de composición química $\text{FeO}-\text{TiO}_2-\text{Fe}_2\text{O}_3$; las líneas punteadas muestran las direcciones a lo largo de las cuales se manifiestan los procesos de oxidación.

FIGURA 4.8

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : AJUSCO MRN
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.8

D(1)=-160.9	I(1)=-16.6	LATPOL(1)=-68.6	LONPOL(1)=198.2
D(2)=-141.1	I(2)=-21.3	LATPOL(2)=-51.6	LONPOL(2)=177.2
D(3)=-167.2	I(3)=-32.2	LATPOL(3)=-77.7	LONPOL(3)=176.5
D(4)=-133.7	I(4)=3.5	LATPOL(4)=-39.9	LONPOL(4)=190.2
D(5)=-158.4	I(5)=-28.2	LATPOL(5)=-68.9	LONPOL(5)=178.8

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -61.19
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 185.17
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 19.48
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 10.18

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.7750
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -151.7
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -19.5
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 17.8
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 18.7

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 16.01
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 19.21
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 33.20
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 8.59
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 17.25

TABLA 4.2.a

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : AJUSCO DES
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.8

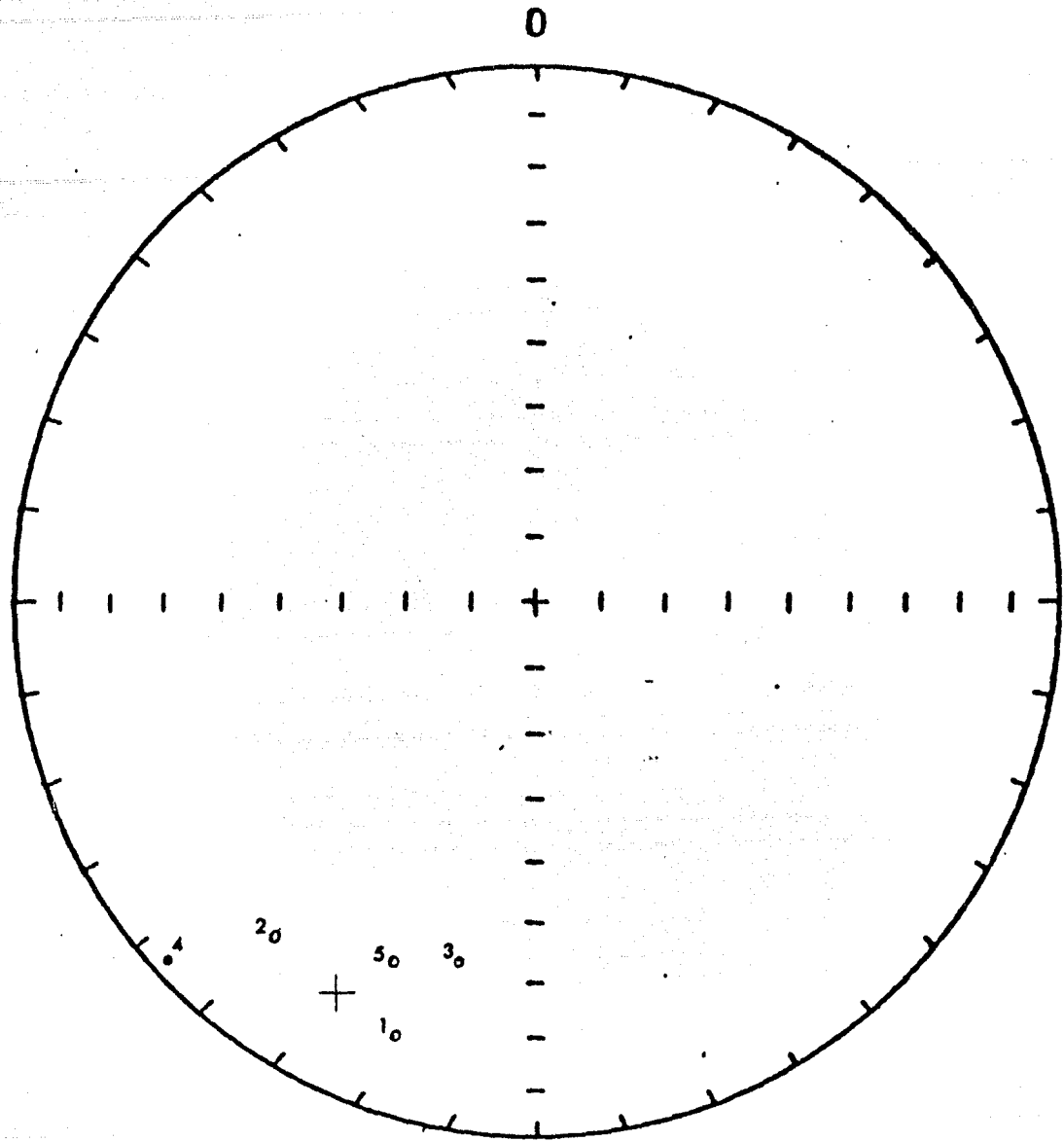
D(1)=-148.3	I(1)=-25.6	LATPOL(1)=-59.1	LONPOL(1)=176.5
D(2)=-127.9	I(2)=-26.9	LATPOL(2)=-40.0	LONPOL(2)=168.0
D(3)=-164.7	I(3)=-29.2	LATPOL(3)=-75.0	LONPOL(3)=182.0
D(4)=-149.8	I(4)=12.2	LATPOL(4)=-50.9	LONPOL(4)=208.2
D(5)=-166.4	I(5)=-29.4	LATPOL(5)=-76.6	LONPOL(5)=183.6

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -61.07
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 183.69
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 23.36
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 12.27

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.6869
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -151.3
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -20.6
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 12.8
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 22.3

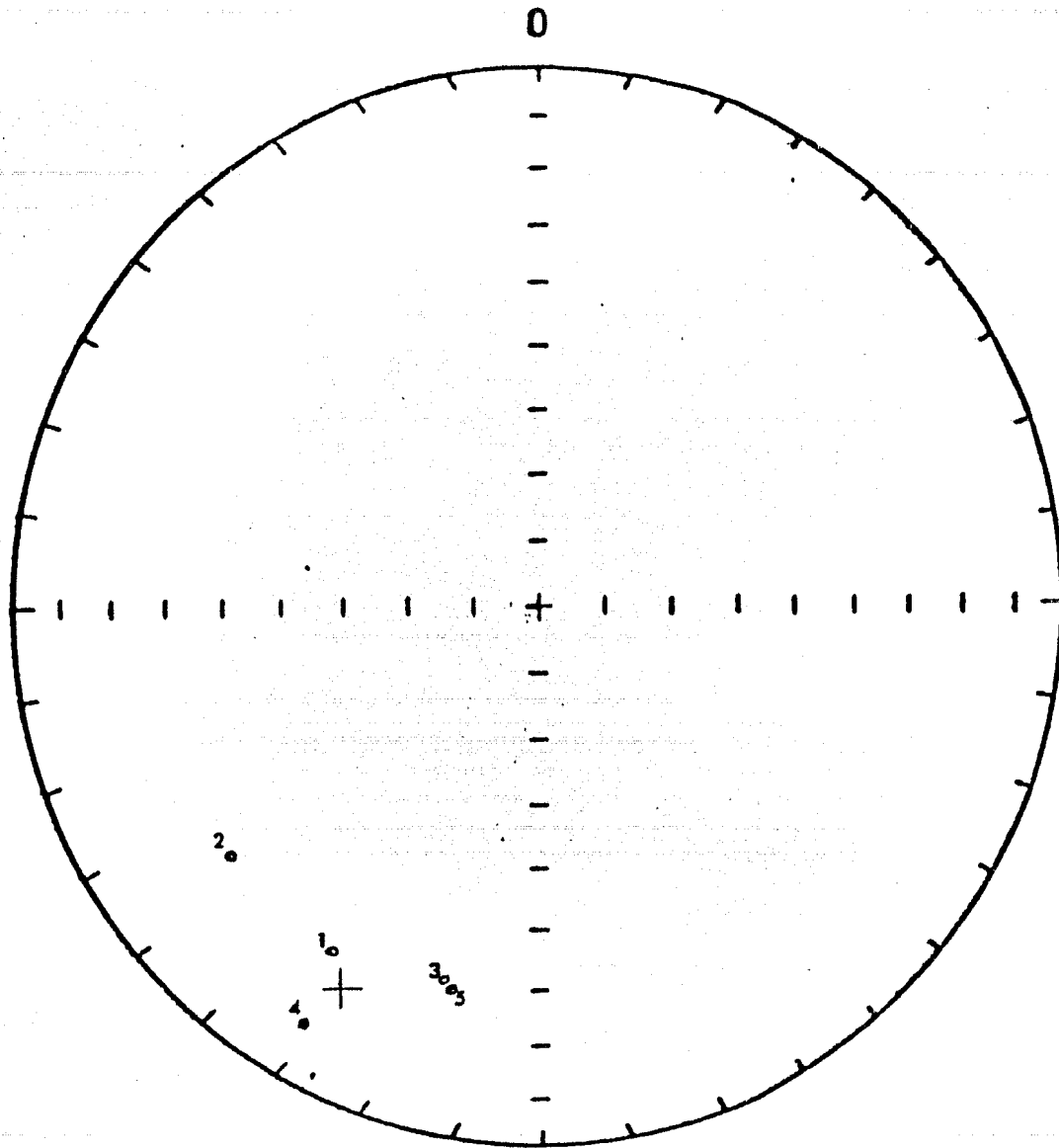
EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 18.88
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 22.66
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 39.17
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 10.13
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 20.38

TABLA 4.2.b



VOLCAN AJUSCO MRN.

FIGURA 4.2.a



VOLCAN AJUSCO DES.

FIGURA 4.24 b

LAMBERT EQUAL-AREA

UP W

-133.6690	3.4910	M-4/M.R.N.
-131.9863	2.3893	M-4/50oe
-130.2445	2.9236	M-4/100oe
-131.6480	4.3641	M-4/200oe
-137.4499	8.3815	M-4/300oe
-138.7423	9.9802	M-4/450oe
-139.8408	8.6293	M-4/600oe
-149.7902	12.2256	M-4/800oe

+ HORIZONTAL

X VERTICAL

MUESTRA # 4 "CA"

SITIO : AJUSCO

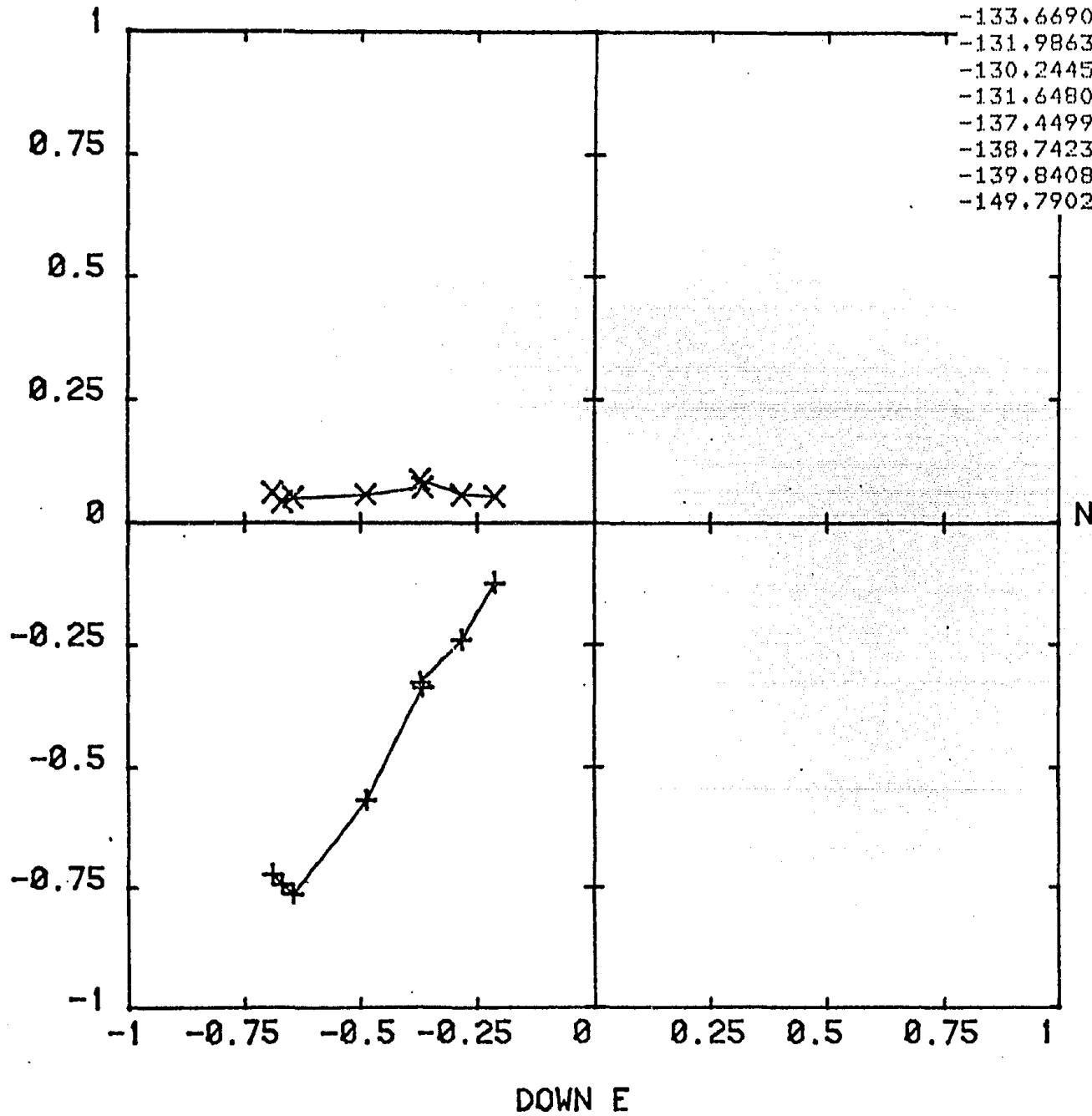
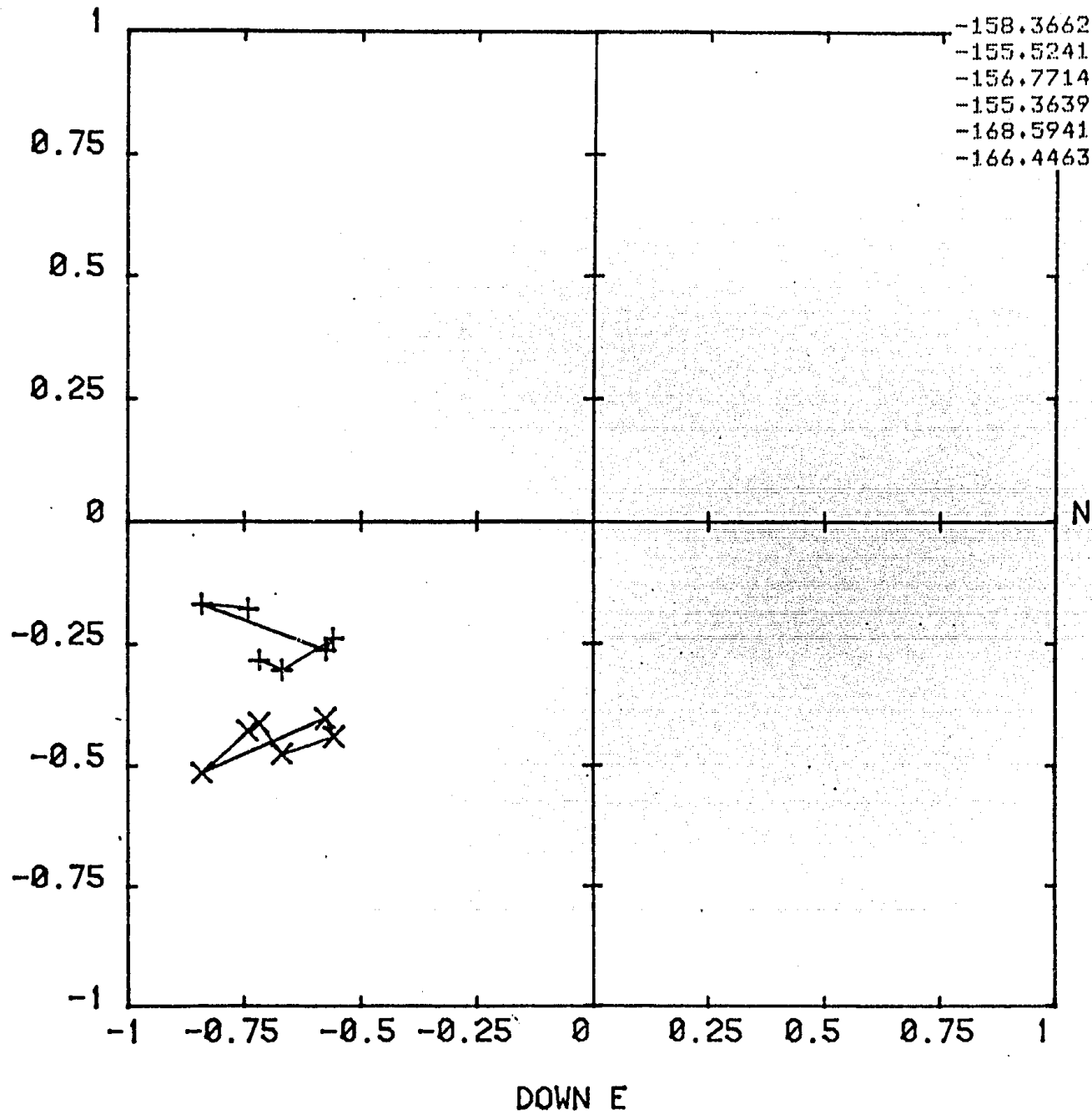


FIGURA 4.2.C

UP W



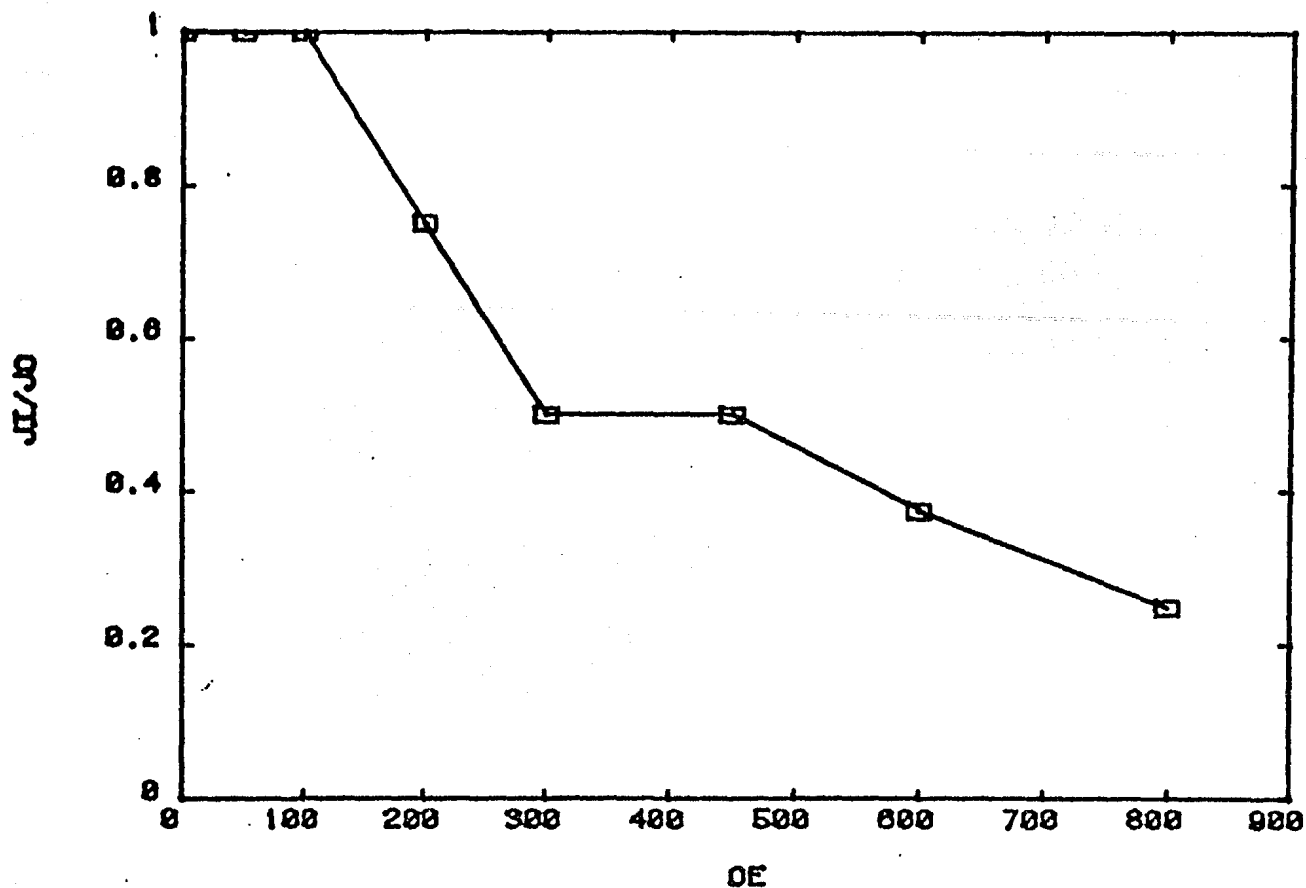
+ HORIZONTAL

x VERTICAL

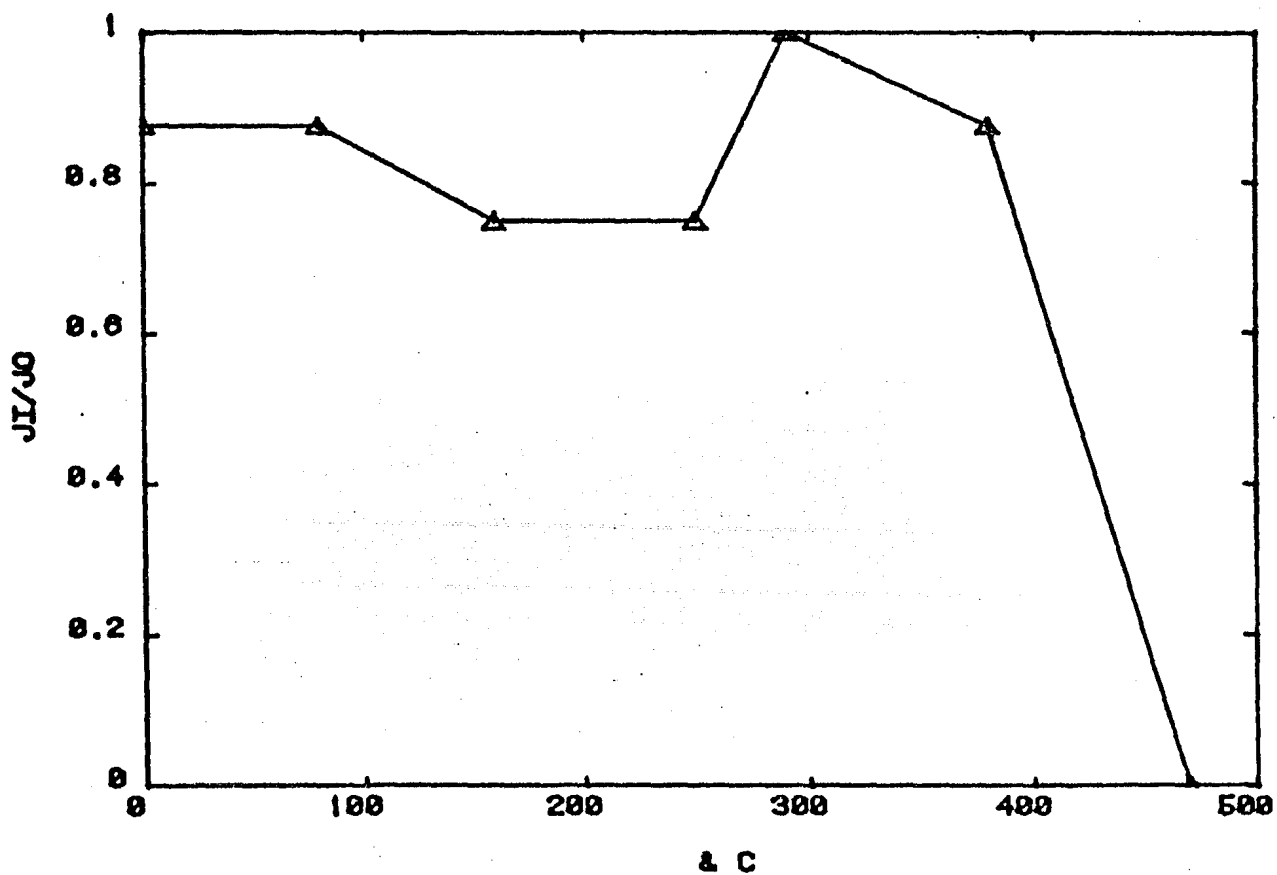
MUESTRA # 5 "DT"

SITIO : AJUSCO

FIGURA 4.2.d



MUESTRA # 4
 SITIO : AJUSCO
 DESM. CAMPOS ALTERNOS.



MUESTRA # 5
 SITIO : AJUSCO
 DESM. TERMICA.

FIGURA 4.2.e

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : CUAHUTL MRN
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

D(1)= 122.5	I(1)= 18.7	LATPOL(1)= -26.5	LONPOL(1)= 328.8
D(2)= 137.9	I(2)= 47.4	LATPOL(2)= -27.3	LONPOL(2)= 302.1
D(3)= 133.0	I(3)= 46.8	LATPOL(3)= -24.5	LONPOL(3)= 305.8
D(4)= 155.6	I(4)= -17.3	LATPOL(4)= -64.2	LONPOL(4)= 330.4
D(5)= 167.2	I(5)= 22.3	LATPOL(5)= -56.7	LONPOL(5)= 283.9
D(6)= 152.2	I(6)= 39.7	LATPOL(6)= -40.3	LONPOL(6)= 294.9
D(7)= 146.1	I(7)= 26.0	LATPOL(7)= -43.1	LONPOL(7)= 308.6

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -42.15
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 308.26
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 22.04
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 12.02

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 6.3919
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 145.5
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 27.4
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 9.9
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 20.2

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 21.49
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 25.79
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 44.57
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 9.75
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 24.06

TABLA 4.3.a

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : CUAHUTL DES
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

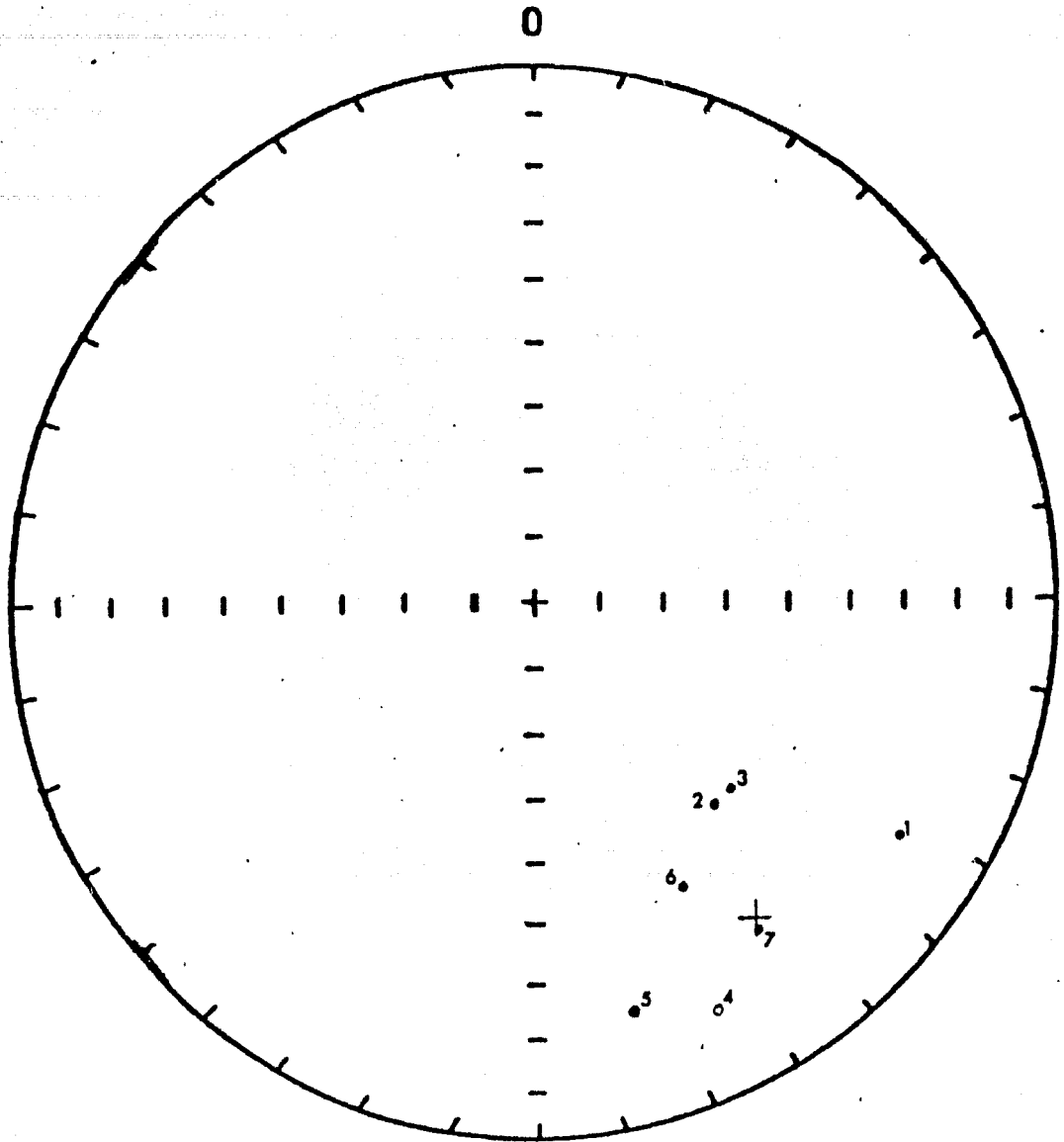
D(1)=-139.3	I(1)= 37.9	LATPOL(1)= -33.2	LONPOL(1)= 213.9
D(2)= 124.0	I(2)= 5.2	LATPOL(2)= -30.8	LONPOL(2)= 335.3
D(3)= 135.8	I(3)= -5.2	LATPOL(3)= -43.7	LONPOL(3)= 335.2
D(4)= 171.9	I(4)= 55.4	LATPOL(4)= -34.4	LONPOL(4)= 268.5
D(5)= 169.7	I(5)= 40.8	LATPOL(5)= -46.3	LONPOL(5)= 274.3
D(6)= 143.1	I(6)= 22.1	LATPOL(6)= -42.4	LONPOL(6)= 313.4

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -47.41
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 296.51
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 37.85
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 20.97

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.9578
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 155.6
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 29.8
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 4.8
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 34.2

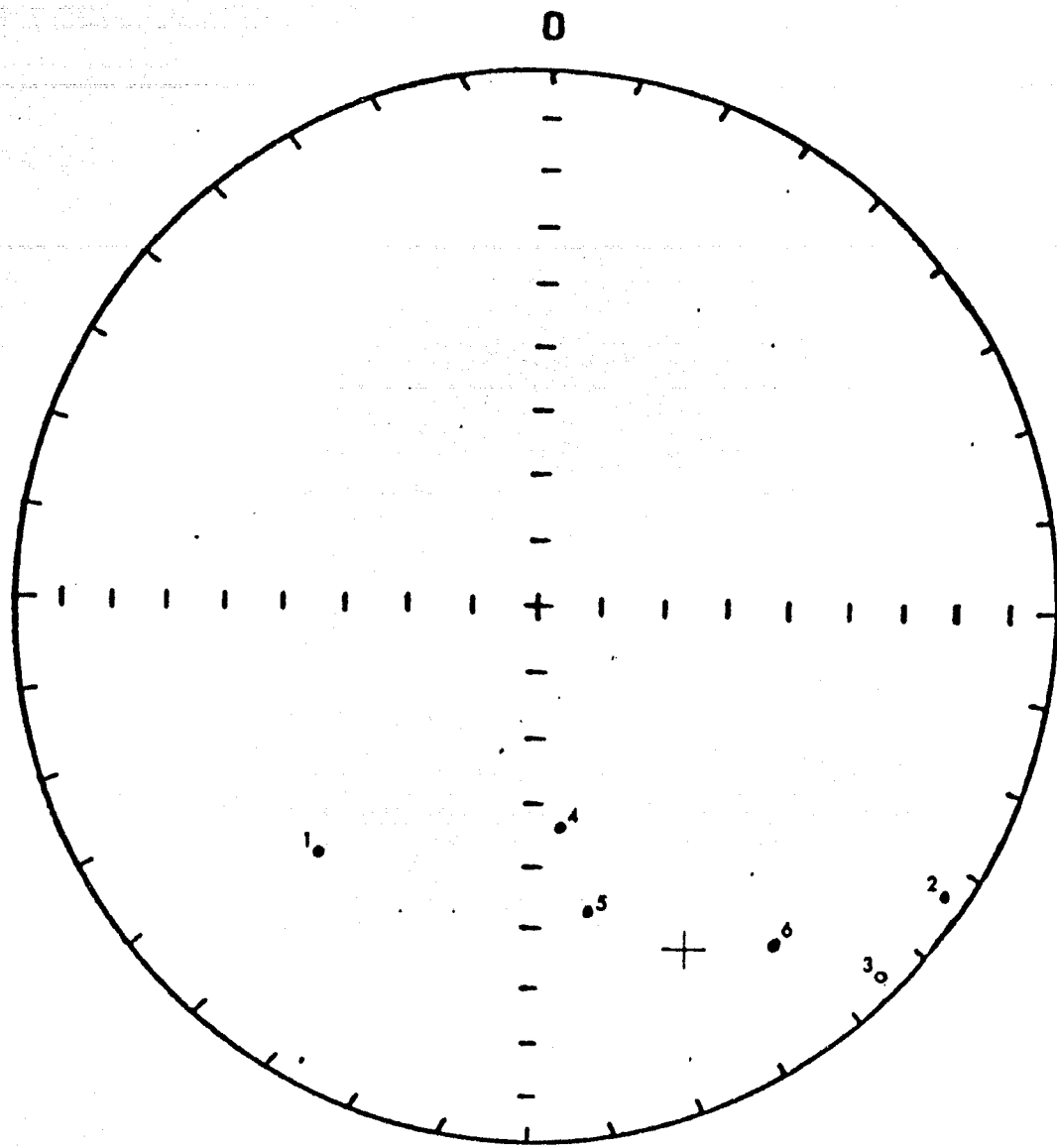
EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 30.82
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 36.98
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 63.92
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 15.10
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 34.28

TABLA 4.3.b



VOLCAN CUAHUTL MRN.

FIGURA 4.3.a

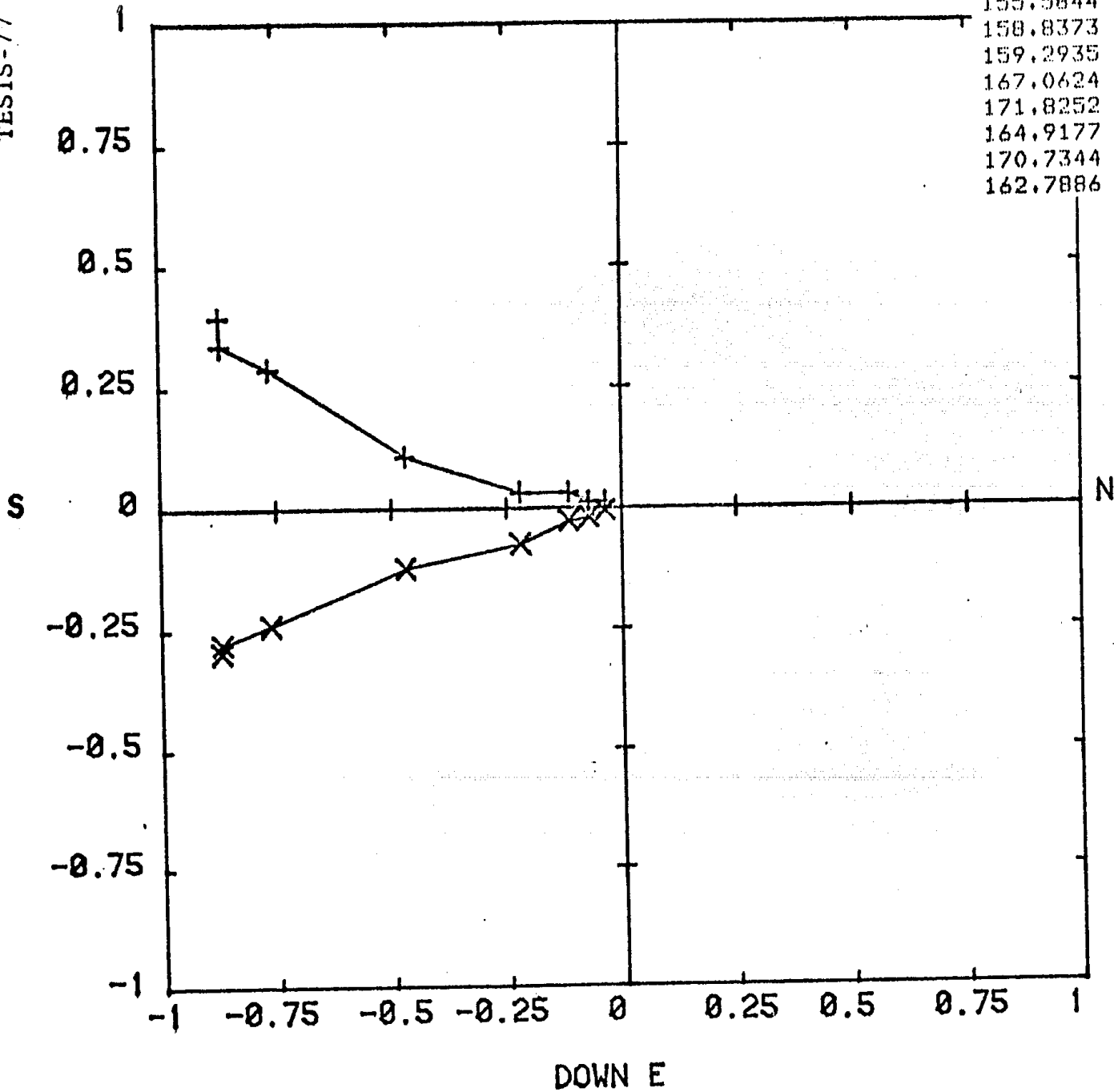


VOLOAN CUAHUTL DES.

FIGURA 4.3.b

LAMBERT EQUAL-AREA

UP W



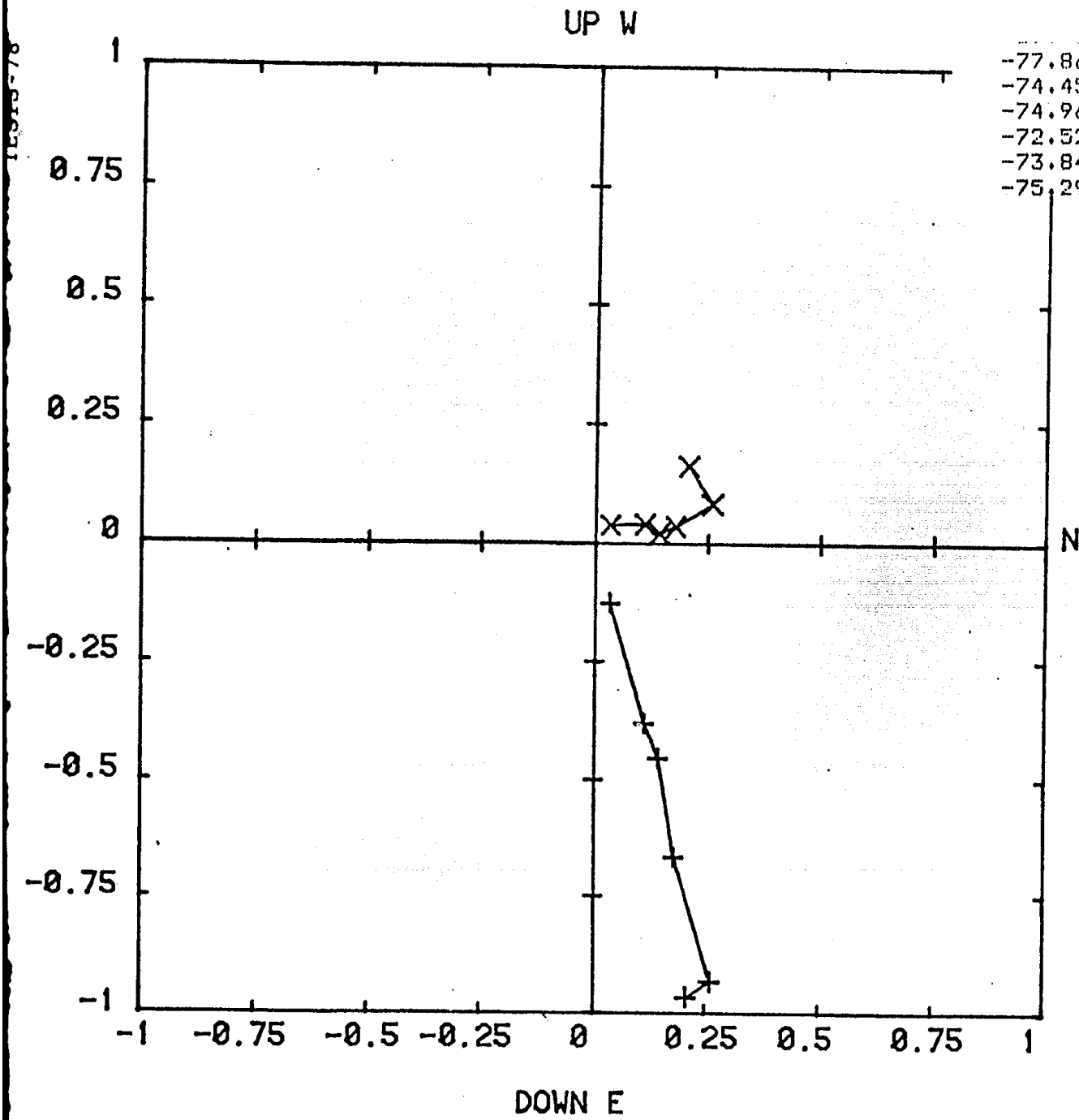
155.5844
 158.8373
 159.2935
 167.0624
 171.8252
 164.9177
 170.7344
 162.7886

-17.3453
 -16.8006
 -16.5601
 -14.6034
 -18.8689
 -13.4979
 -17.1589
 -12.3789

M-12/M.R.N.
 M-12/50oe
 M-12/100oe
 M-12/200oe
 M-12/350oe
 M-12/450oe
 M-12/550oe
 M-12/650oe

+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

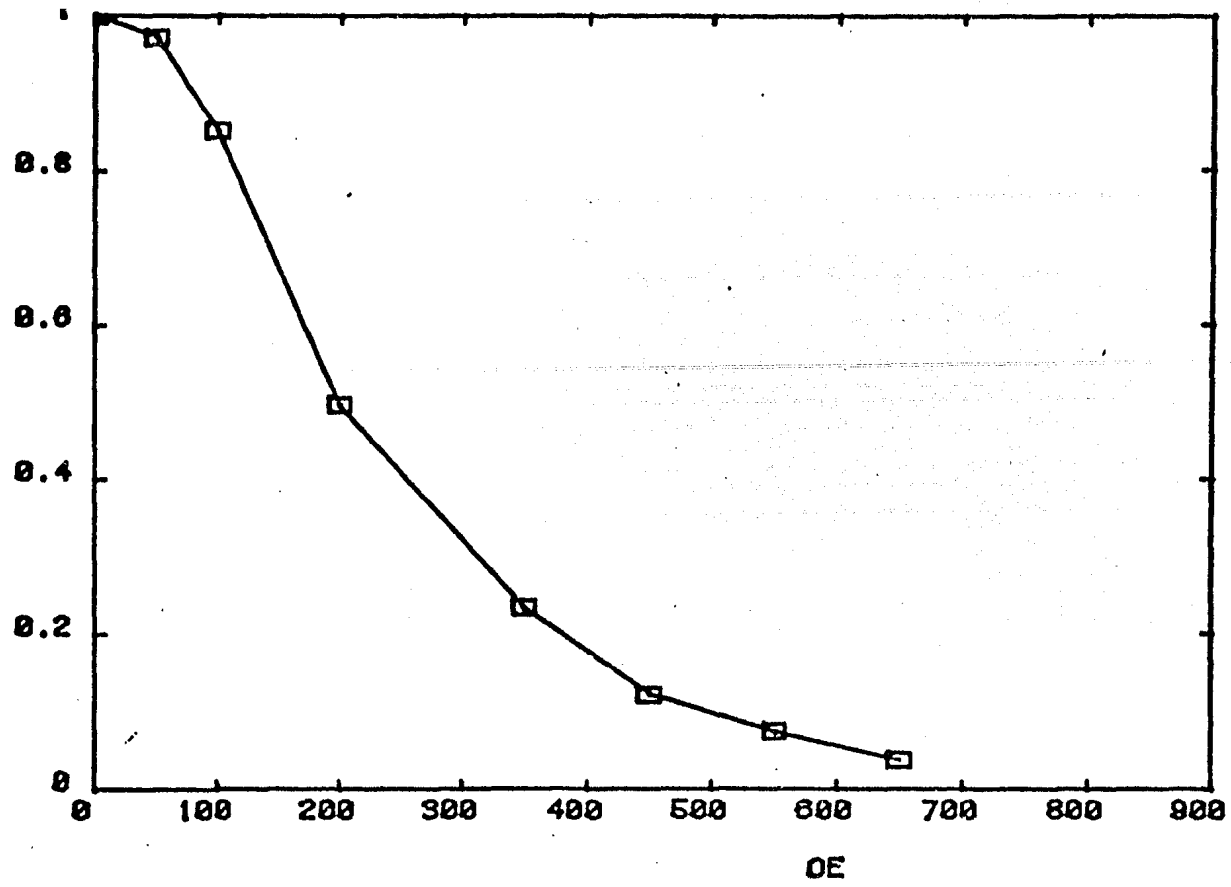
MUESTRA # 12 "CA"
 VOLCAN CUAHUTL "S"



-77.8679	9.3267	M-11B/M.R.N.
-74.4514	4.8513	M-11B/80&C
-74.9678	2.9055	M-11B/160&C
-72.5235	2.5207	M-11B/250&C
-73.8465	5.7718	M-11B/290&C
-75.2924	16.0725	M-11B/380&C

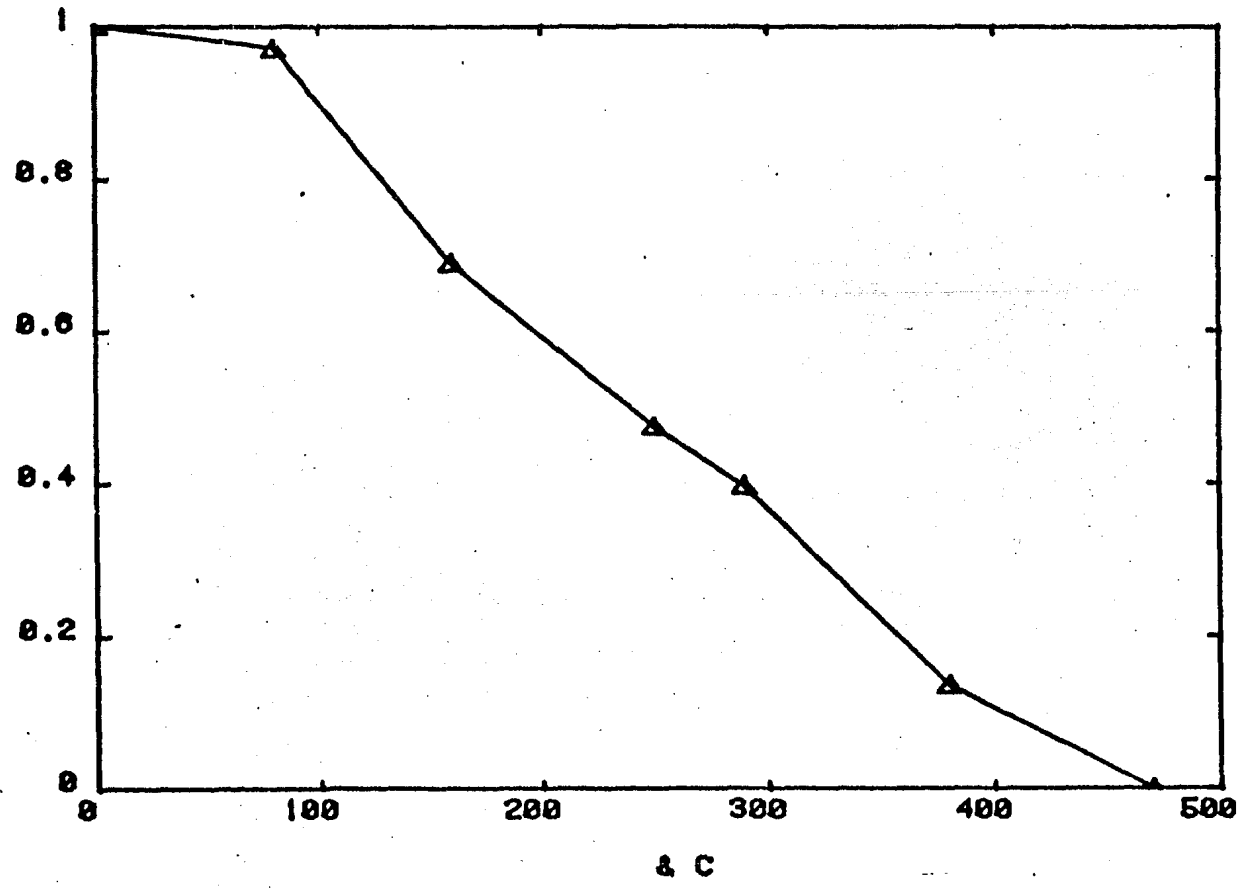
FIGURA 4.3.d

J1/J0



MUESTRA # 12
SITIO : CUAHUTL
DESM. CAMPOS ALTERNOS.

J1/J0



MUESTRA # 611B
SITIO : CUAHUTL
DESM. TERMICA.

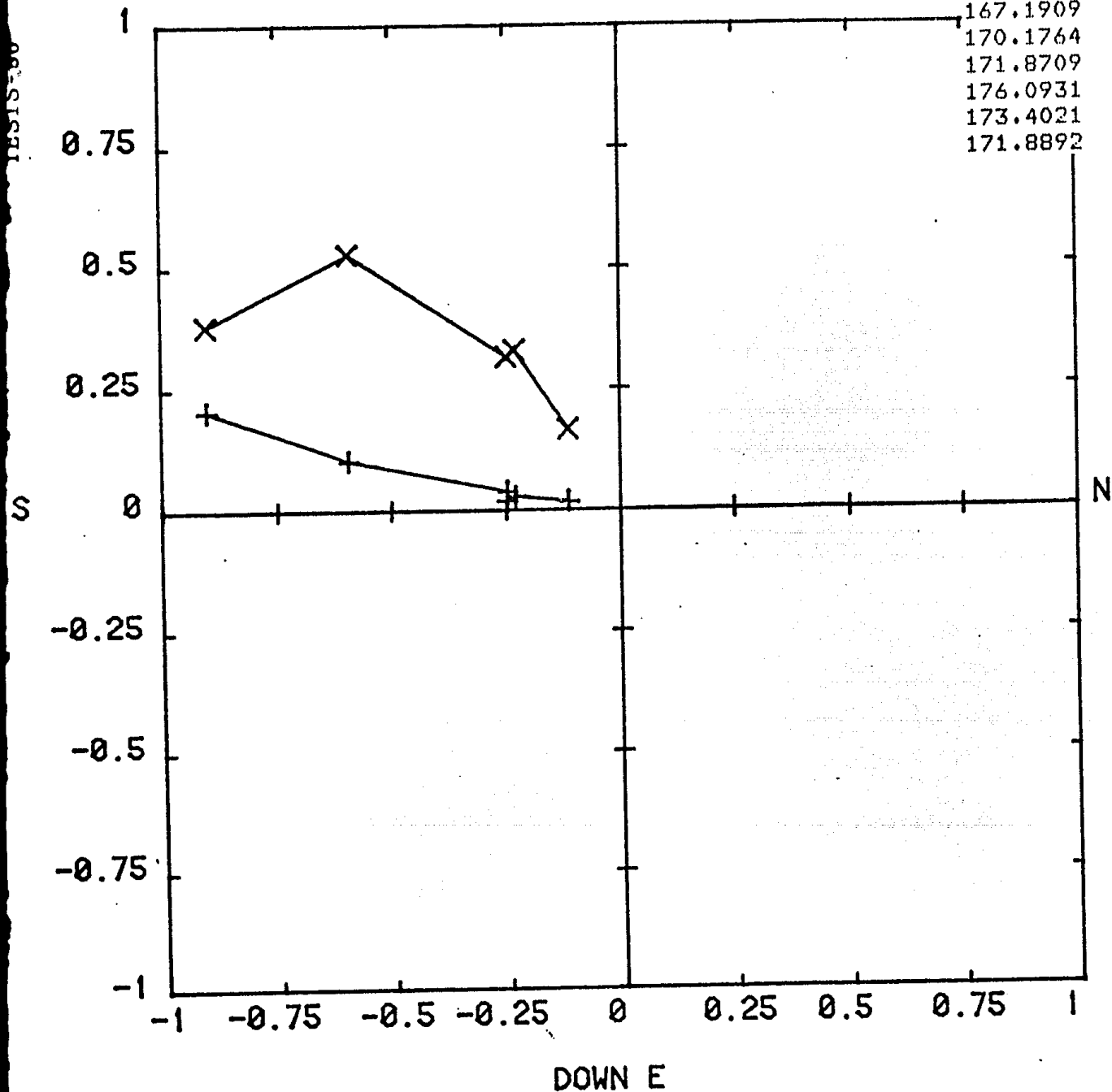
FIGURA 4.3.e

UP W

167.1909
 170.1764
 171.8709
 176.0931
 173.4021
 171.8892

22.3077
 41.2776
 51.4950
 51.8307
 54.8884
 55.3907

M-15A/M.R.N.
 M-15A/50oe
 M-15A/100oe
 M-15A/150oe
 M-15A/250oe
 M-15A/350oe



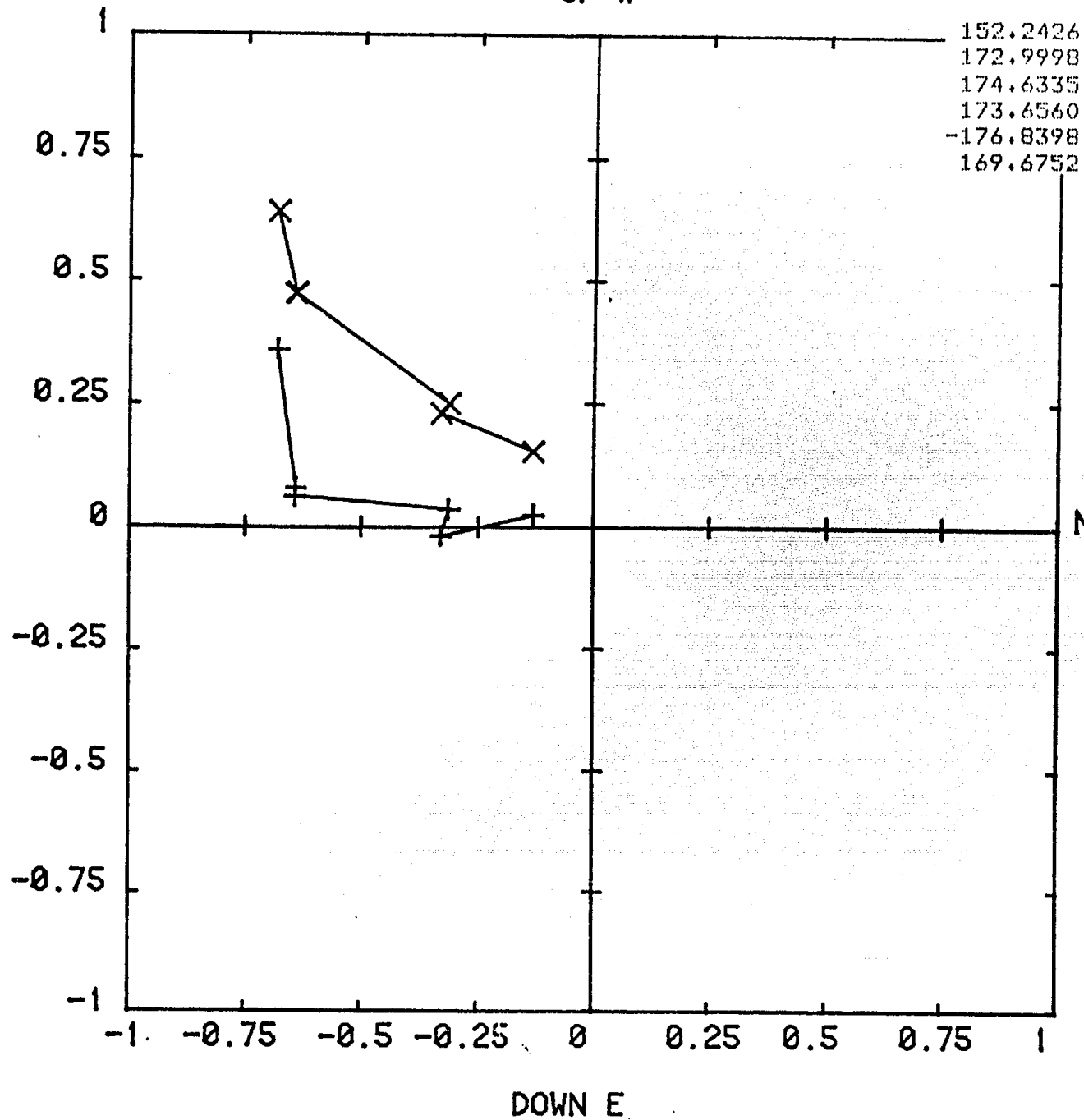
+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

MUESTRA # 15A "CA"
 VOLCAN CUAHUTL "SE"

FIGURA 4.3.f

UP W

TESIS-81

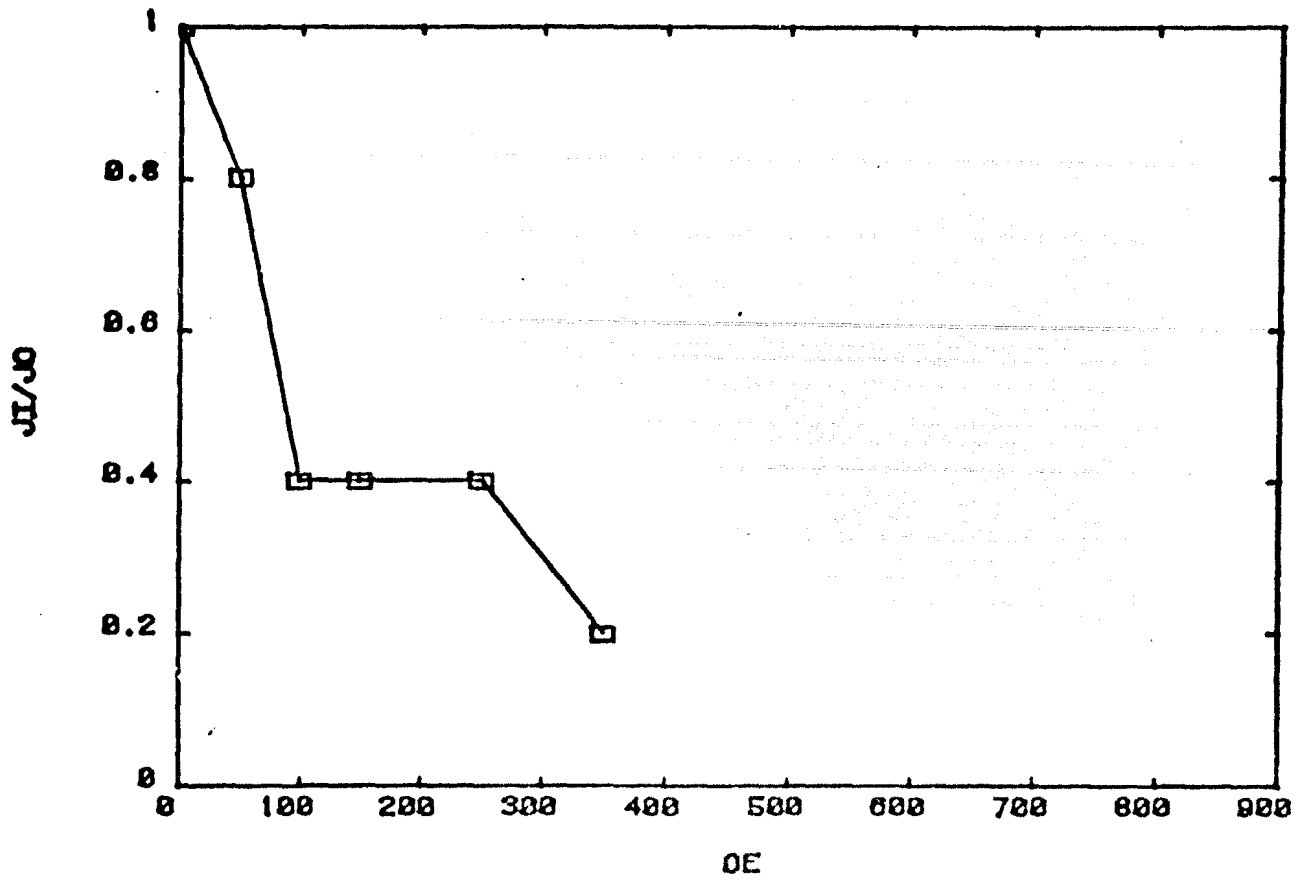


152.2426	39.6546	M-15B/M.R.N.
172.9998	36.1391	M-15B/80&C
174.6335	36.1074	M-15B/160&C
173.6560	38.2384	M-15B/250&C
-176.8398	34.6803	M-15B/290&C
169.6752	40.8030	M-15B/380&C

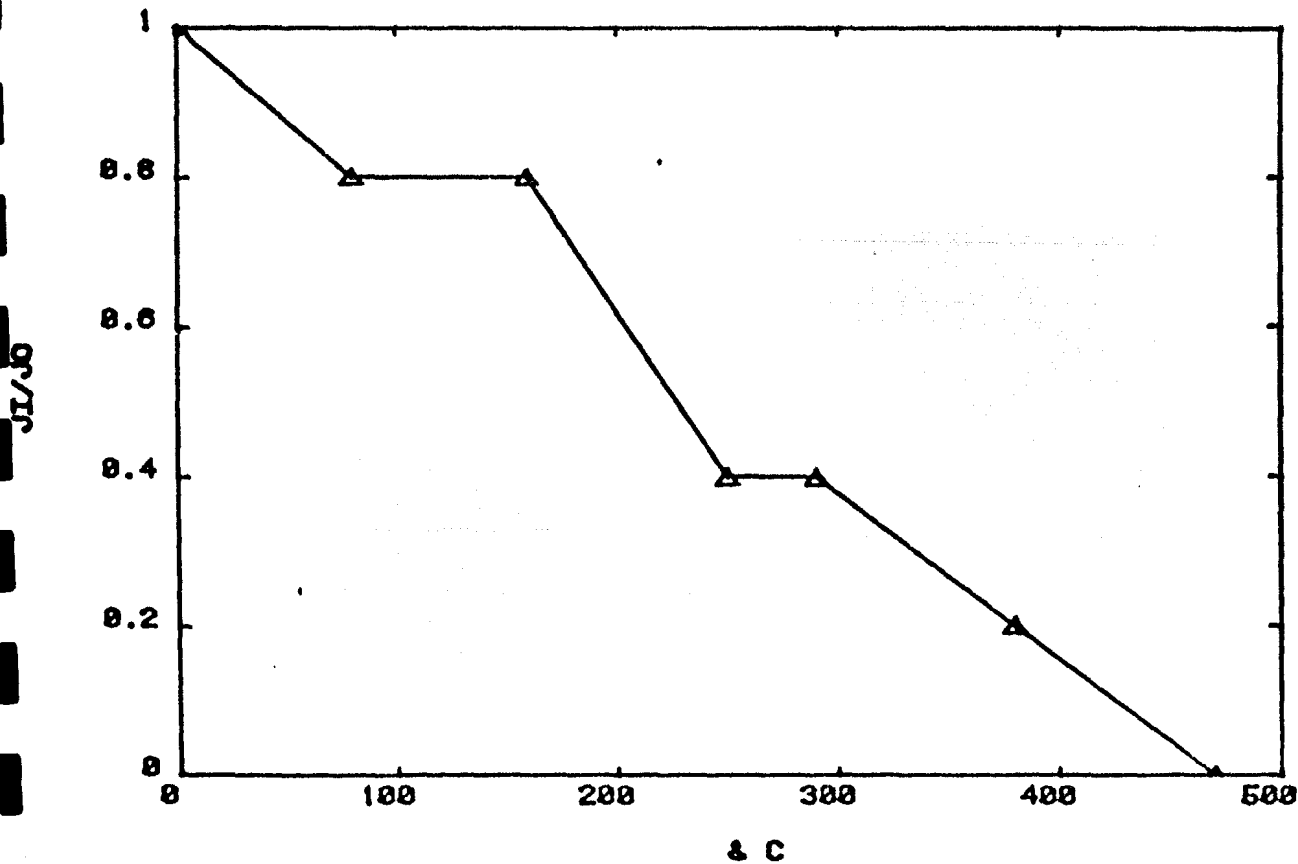
+ HORIZONTAL
X VERTICAL

MUESTRA # 15B "DT"
VOLCAN CUAHUTL "SE"

FIGURA 4.3.8



MUESTRA # 15A
 SITIO : CUAHUTL "SE"
 DESM. CAMPOS ALTENOS.



MUESTRA # 15B
 SITIO : CUAHUTL "SE"
 DESM. TERMICA.

FIGURA 4.3.h

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : CUATES MRN
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

D(1)= -6.0	I(1)= 72.7	LATPOL(1)= 50.9	LONPOL(1)= 255.6
D(2)= 13.7	I(2)= 70.1	LATPOL(2)= 53.6	LONPOL(2)= 274.1
D(3)= -20.6	I(3)= 49.0	LATPOL(3)= 68.5	LONPOL(3)= 204.4

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 61.80
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 248.47
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 37.38
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 30.03

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 2.9314
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -8.3
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 64.7
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 29.1
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 23.3

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 12.50
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 15.00
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 25.93
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 8.66
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 12.28

TABLA 4.4.a

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : CUATES DES
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

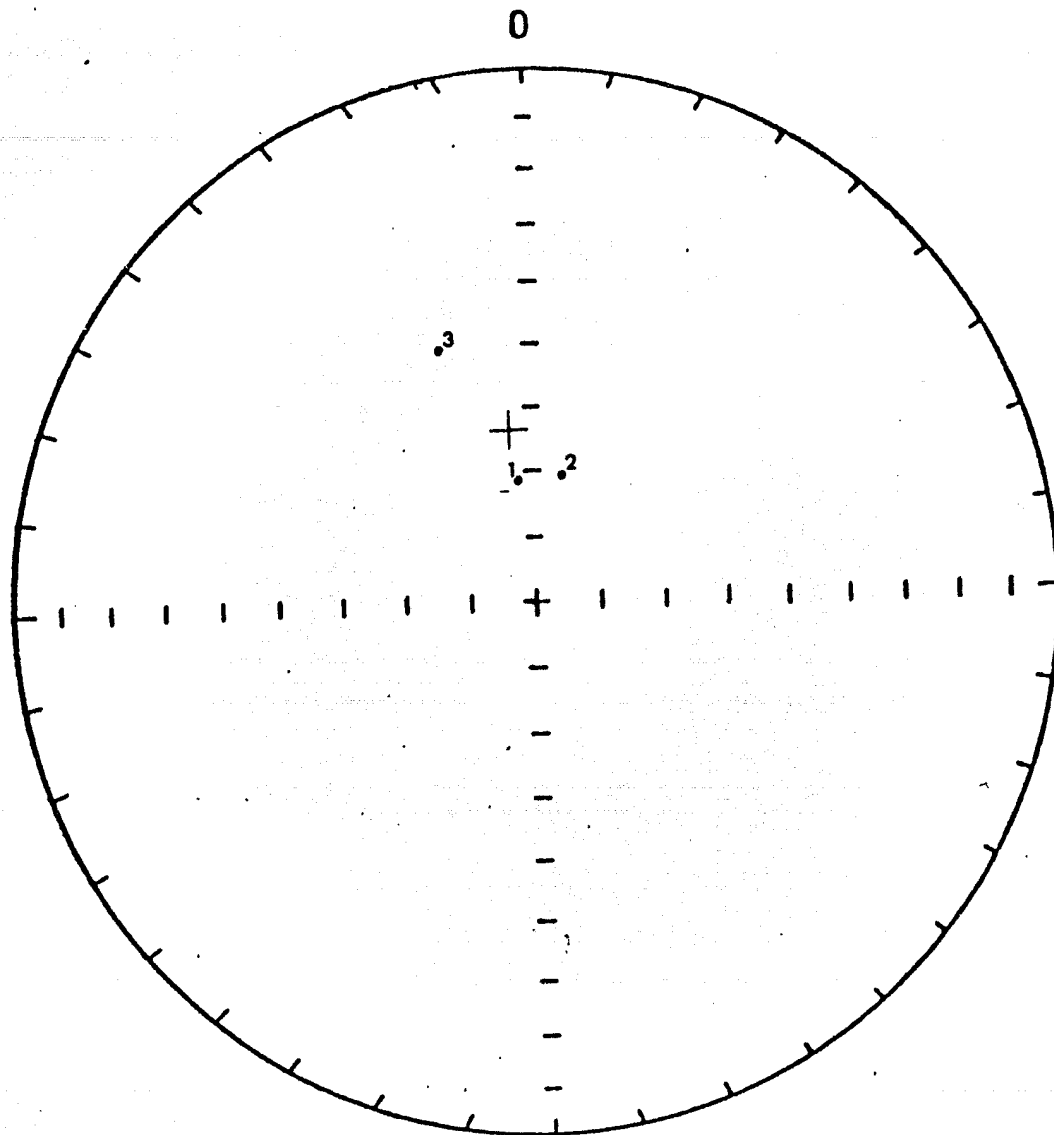
D(1)= -29.6	I(1)= 64.8	LATPOL(1)= 53.4	LONPOL(1)= 226.1
D(2)= -26.6	I(2)= 68.3	LATPOL(2)= 51.5	LONPOL(2)= 234.0
D(3)= 6.7	I(3)= 42.3	LATPOL(3)= 81.8	LONPOL(3)= 309.3

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 66.51
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 238.51
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 41.95
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 31.59

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 2.9032
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -11.4
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 59.7
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 20.7
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 27.8

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 14.85
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 17.82
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 30.81
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 10.29
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 14.60

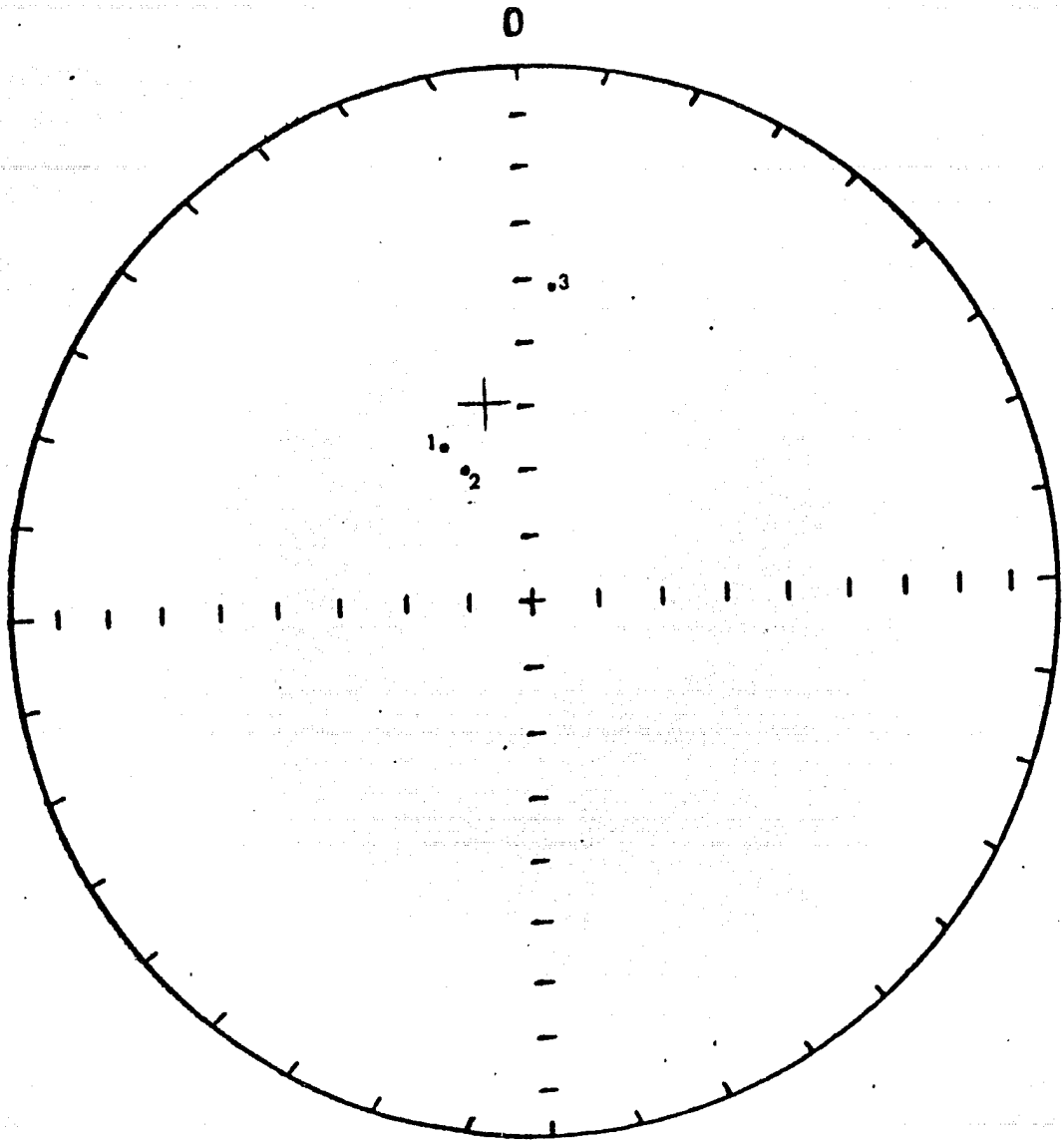
TABLA 4.4.b



VOLCANES CUATES MRN.

FIGURA 4.4.a

LAMBERT EQUAL-AREA



VOLCANES CUATES DES.

FIGURA 4.4.b

LAMBERT EQUAL-AREA

TESIS-86

UP W

-5.9659
 -9.8183
 -15.1717
 -21.4296
 -17.0257
 -25.4218
 -29.5523

72.6926
 66.7043
 66.6175
 65.0356
 63.5995
 62.2089
 64.8010

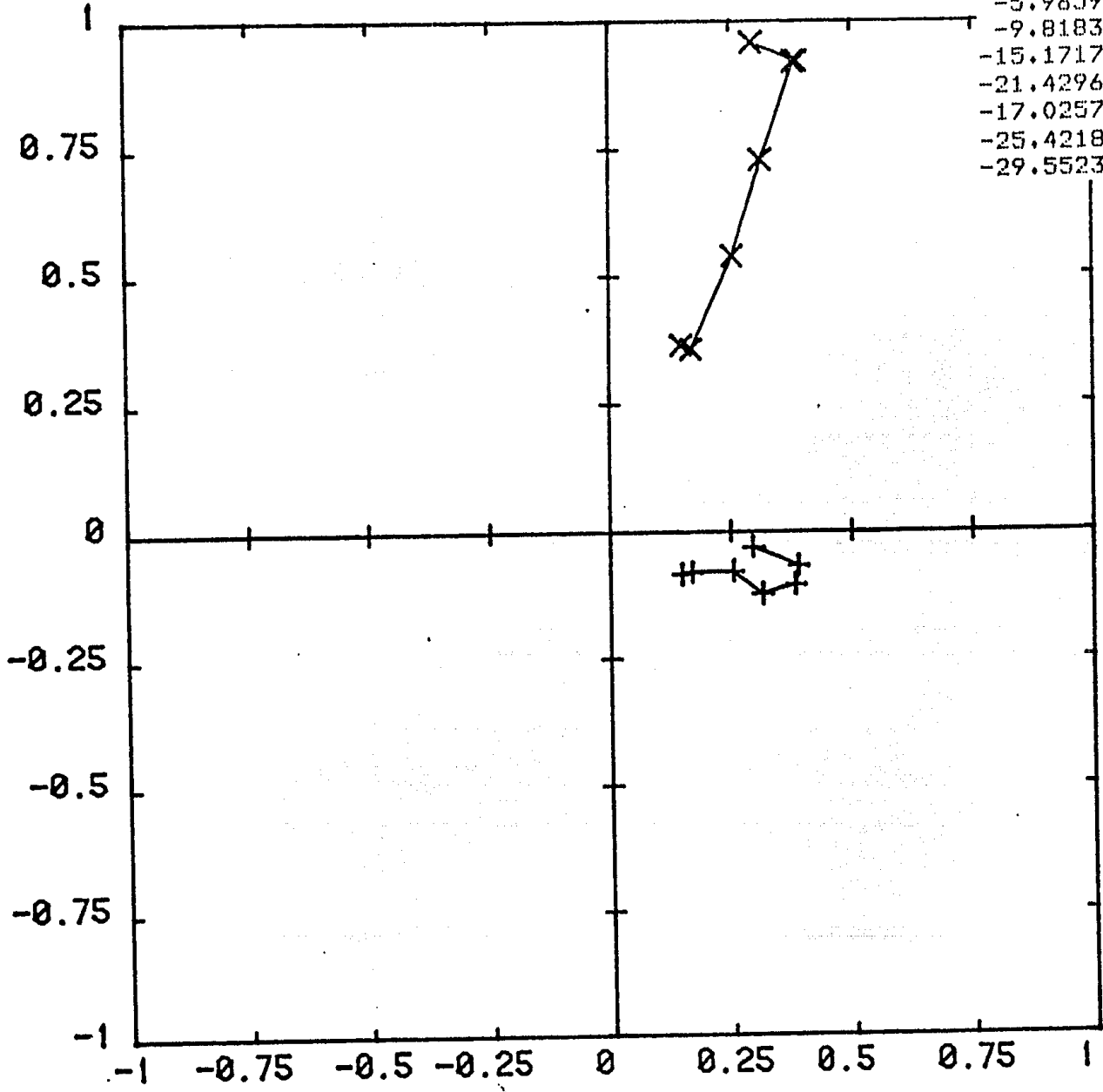
M-22A/M.R.N
 M-22A/50oe
 M-22A/100oe
 M-22A/200oe
 M-22A/300oe
 M-22A/400oe
 M-22A/500oe

+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

MUESTRA # 22A "CA"
 VOLCANES CUATES

S

N



DOWN E

FIGURA 4.4.C

TESIS-87

UP W

13.7250
-9.5818
-6.7816
0.4945
-20.2592
-26.5775

70.0678
60.6905
62.9244
67.0639
68.3178
68.3213

M-22B/M.R.N.
M-22B/80&C
M-22B/160&C
M-22B/250&C
M-22B/290&C
M-22B/380&C

+ HORIZONTAL

X VERTICAL

MUESTRA # 22B "DT"

VOLCANES CUATES

S

N

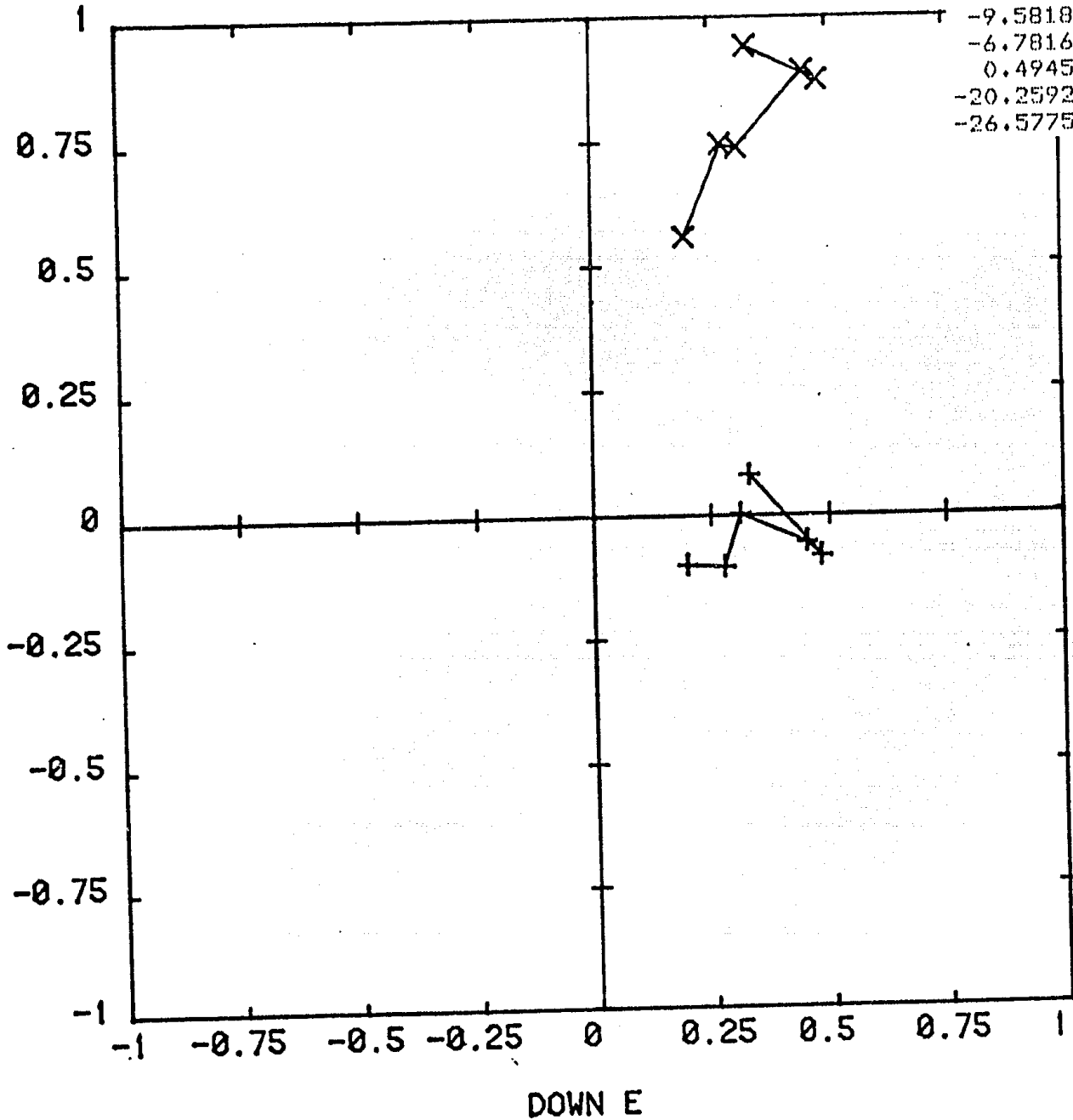
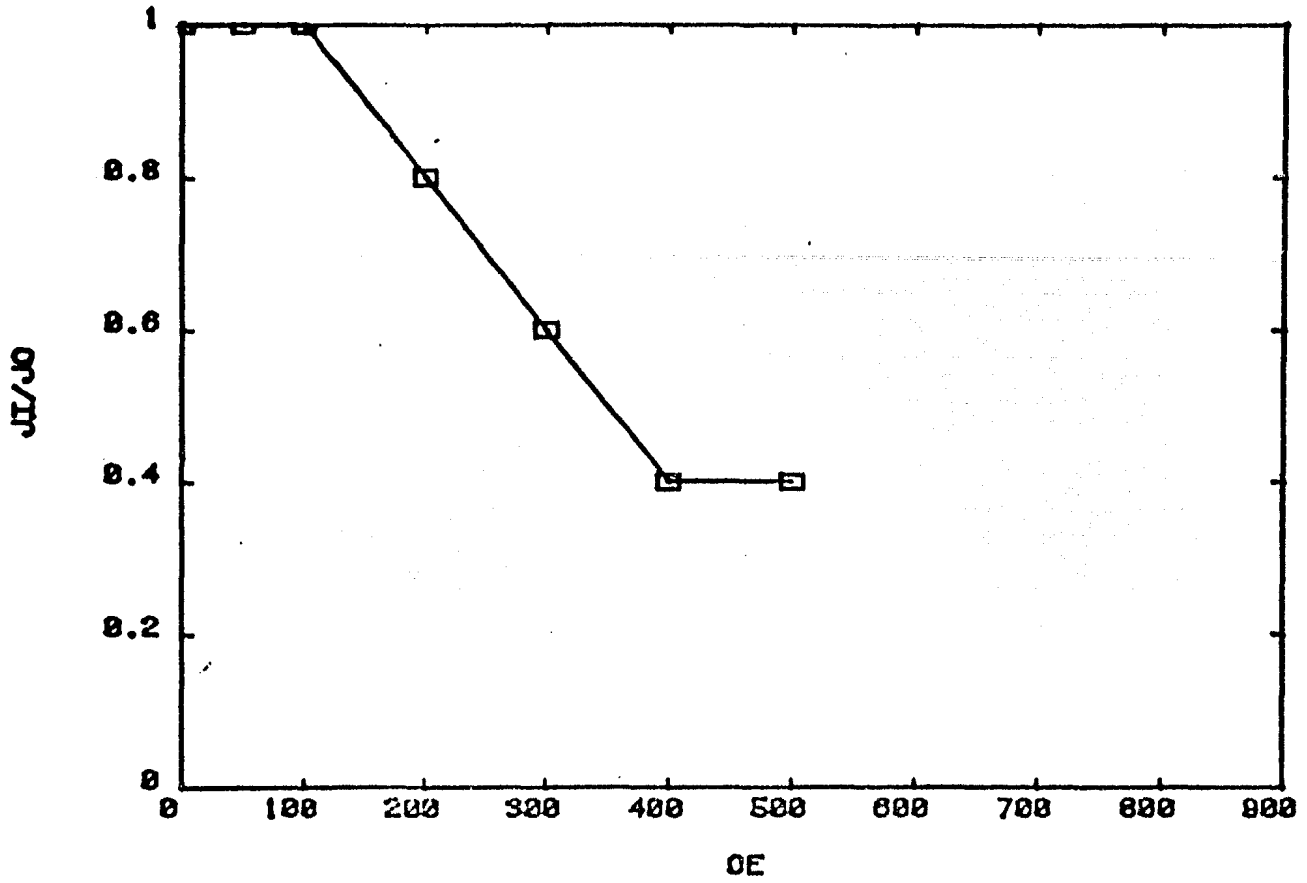
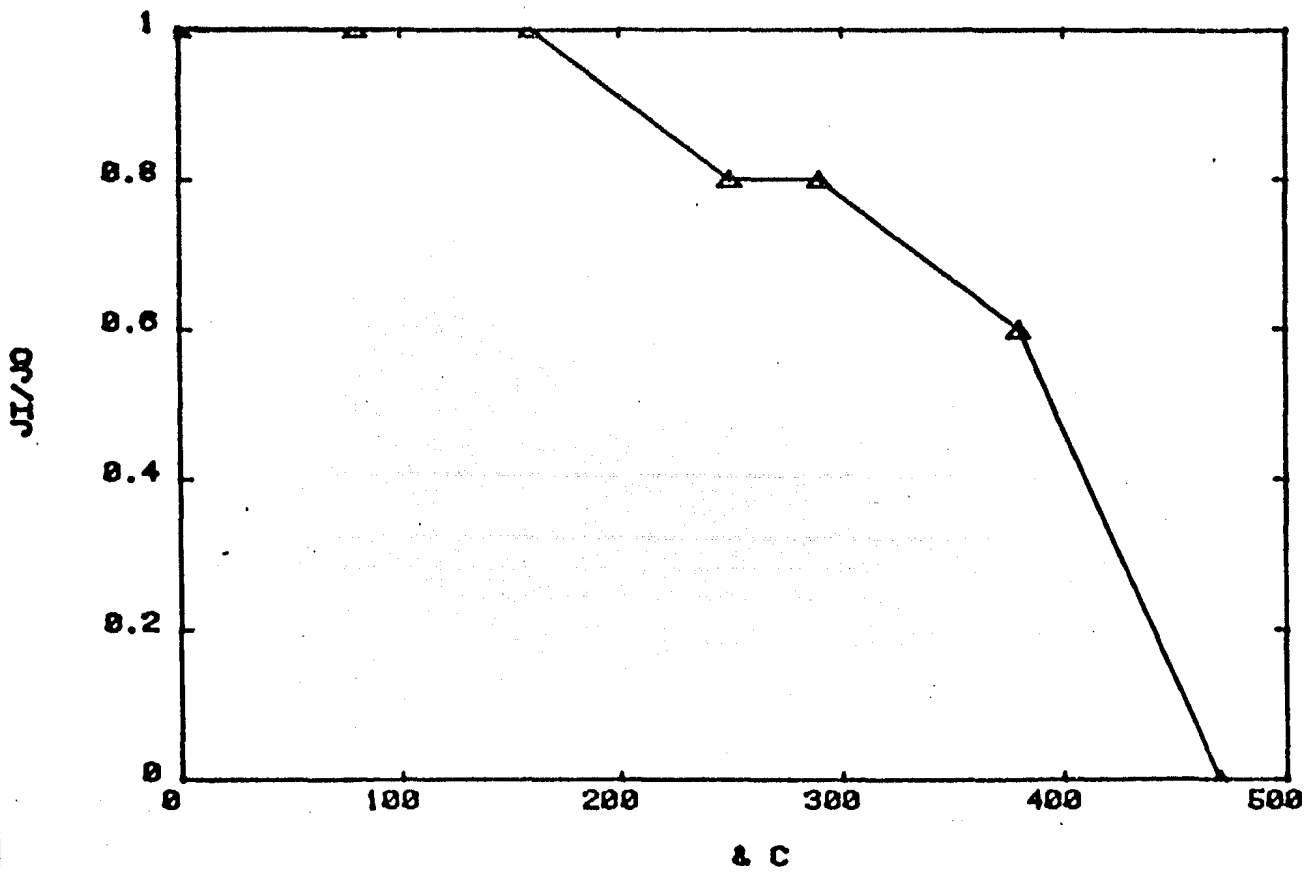


FIGURA 4.4.d



MUESTRA # 22A
 SITIO : CUATES
 DESM. CAMPOS ALTERNOS.



MUESTRA # 22B
 SITIO : CUATES
 DESM. TERMICA.

FIGURA 4.4.e

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : STA.FE1 MRN
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

D(1)=-146.0	I(1)= 11.4	LATPOL(1)=-48.3	LONPOL(1)= 203.9
D(2)=-148.1	I(2)= 16.0	LATPOL(2)=-48.4	LONPOL(2)= 208.6
D(3)=-157.9	I(3)= 24.7	LATPOL(3)=-51.2	LONPOL(3)= 224.8
D(4)=-156.5	I(4)= 25.4	LATPOL(4)=-50.1	LONPOL(4)= 223.4

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -49.81
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 214.74
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 10.53
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 5.50

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 3.9643
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -152.0
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 19.5
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 84.0
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 10.1

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 7.36
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 8.84
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 15.27
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 4.42
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 7.66

TABLA 4.5.a

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : STA.FE1 DESM
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

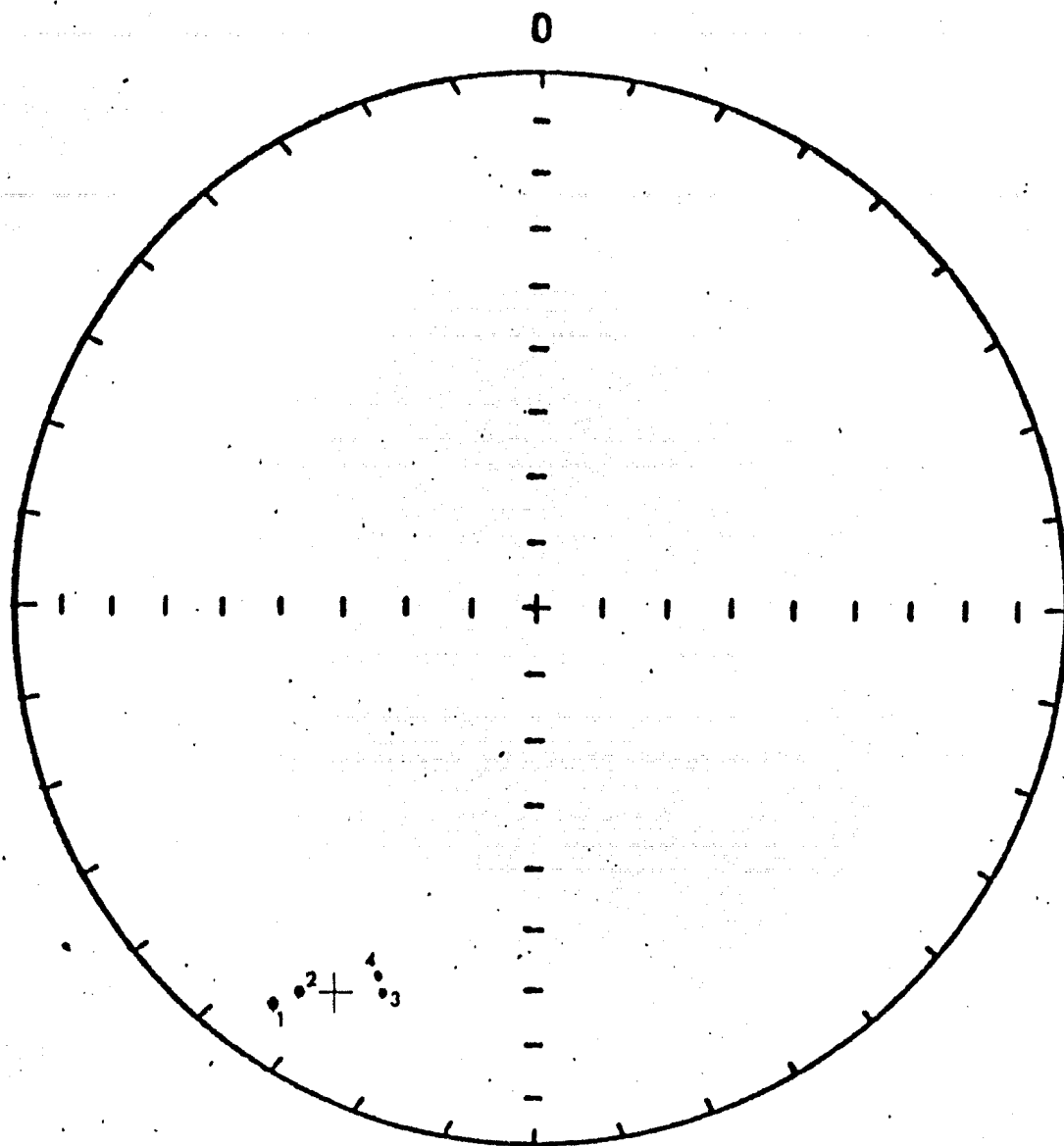
D(1)=-117.9	I(1)= 7.1	LATPOL(1)=-24.9	LONPOL(1)= 184.1
D(2)=-124.3	I(2)= 14.9	LATPOL(2)=-29.0	LONPOL(2)= 191.2
D(3)=-130.8	I(3)= 27.4	LATPOL(3)=-31.0	LONPOL(3)= 201.9
D(4)=-148.4	I(4)= 24.9	LATPOL(4)=-45.2	LONPOL(4)= 214.1

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -32.84
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 196.48
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 18.61
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 9.69

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 3.8906
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -129.9
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 18.9
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 27.4
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 17.9

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 12.89
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 15.47
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 26.73
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 7.73
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 13.43

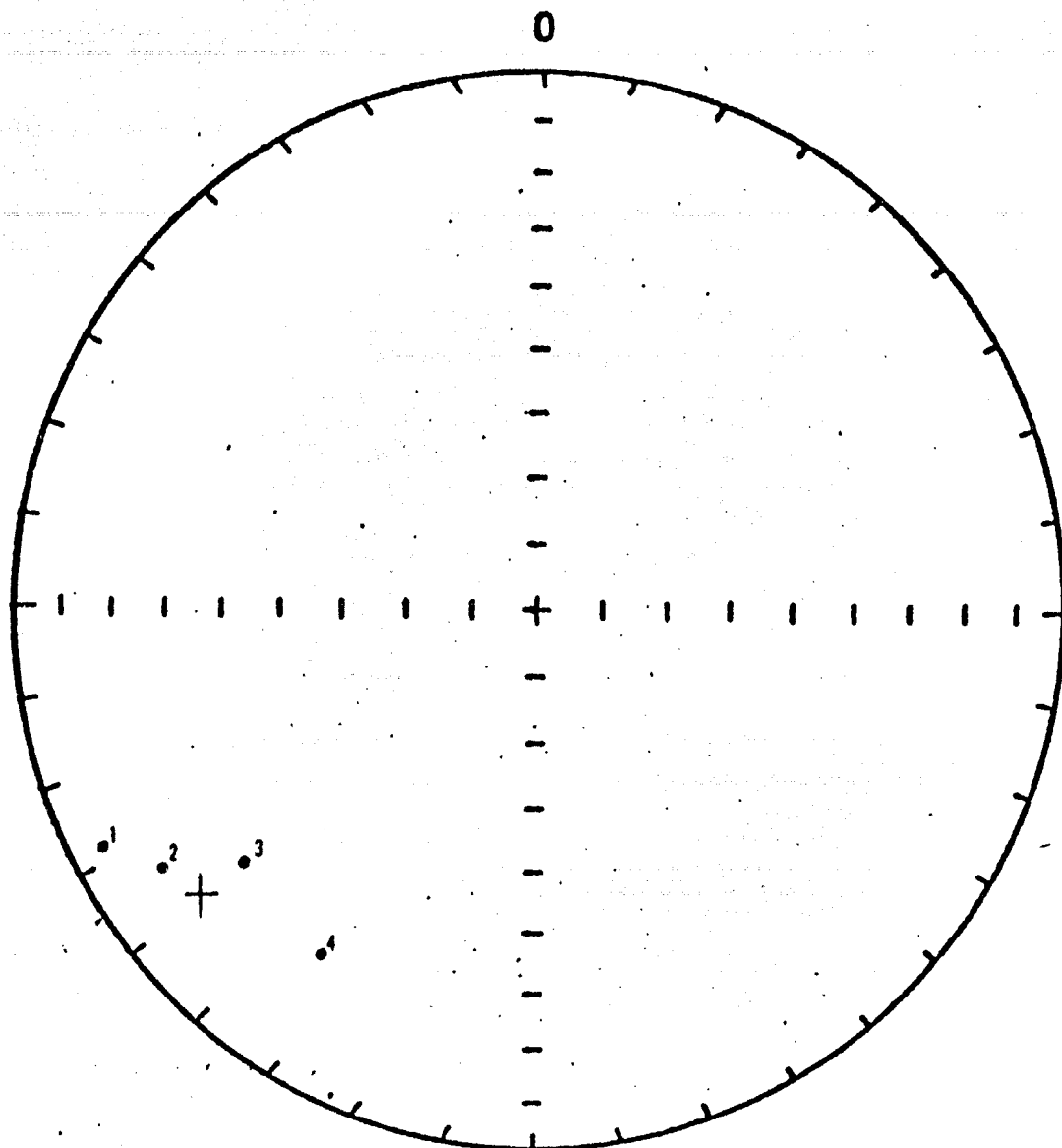
TABLA 4.5.b



VOLCAN STA FE1 MRN.

FIGURA 4.5.a

LAMBERT EQUAL-AREA



VOLCAN STA FE1 DES.

FIGURA 4.5.b

LAMBERT EQUAL-AREA

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : STA.FE2 MRN
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

D(1)= 123.9	I(1)= -3.6	LATPOL(1)= -32.5	LONPOL(1)= 340.1
D(2)= 126.6	I(2)= -6.3	LATPOL(2)= -35.5	LONPOL(2)= 340.4
D(3)= 127.5	I(3)= -26.5	LATPOL(3)= -39.6	LONPOL(3)= 353.1

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -35.92
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 344.09
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 19.78
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 10.06

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 2.9515
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 126.0
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -12.1
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 41.2
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 19.5

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 10.51
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 12.62
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 21.81
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 7.28
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 10.32

TABLA 4.5.c

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : STA.FE2 DES
 SU LATITUD ES : 19.2 Y SU LONGITUD ES : 260.6

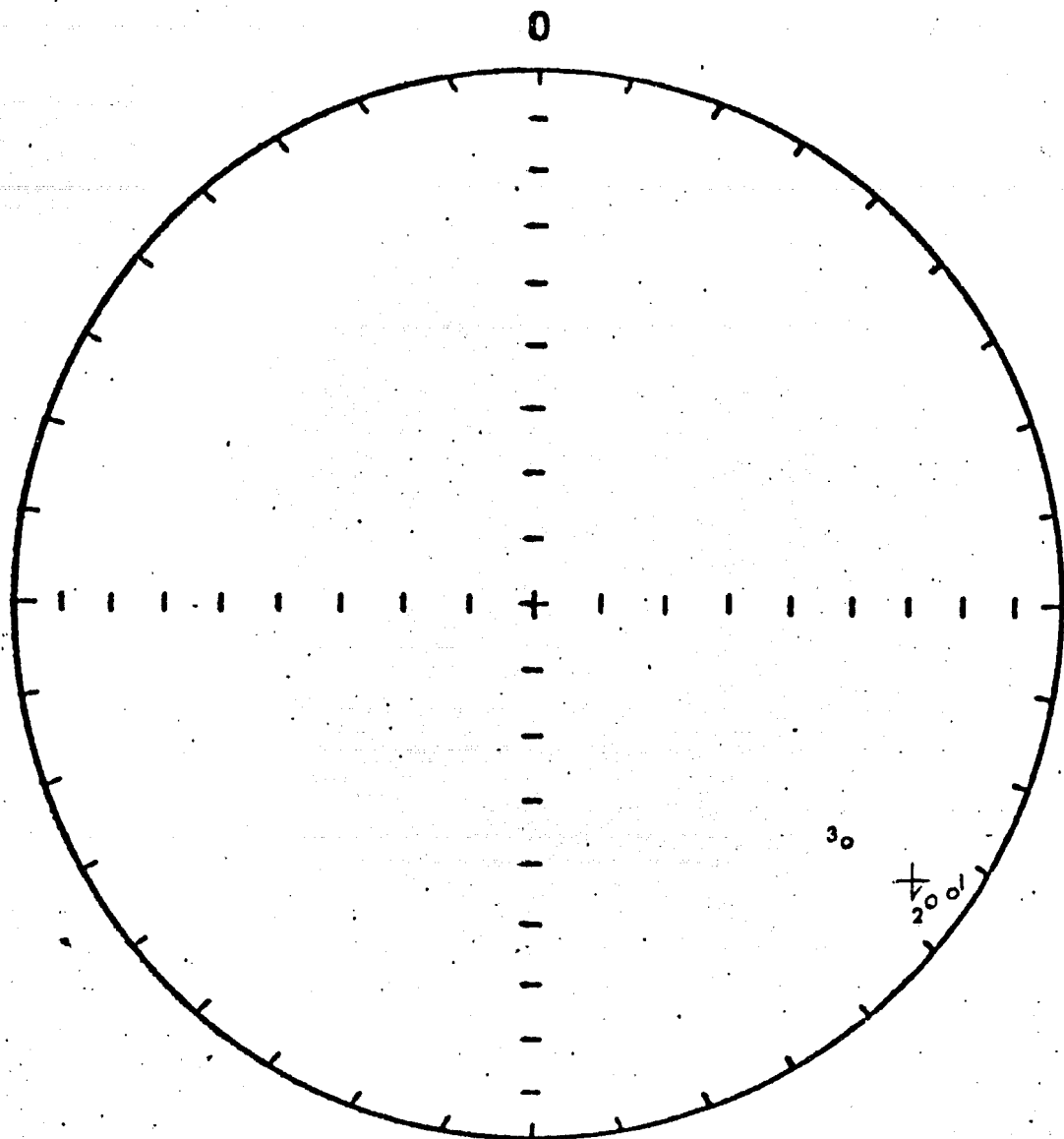
D(1)=-161.3	I(1)= -33.6	LATPOL(1)= -72.3	LONPOL(1)= 170.0
D(2)=-100.0	I(2)= -26.2	LATPOL(2)= -13.8	LONPOL(2)= 160.4
D(3)= 151.1	I(3)= -14.7	LATPOL(3)= -59.6	LONPOL(3)= 331.8

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -70.21
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 530.43
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 107.30
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 60.88

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 2.2885
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -159.1
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -33.1
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 2.8
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 94.6

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 40.26
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 48.31
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 83.50
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 27.89
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 40.29

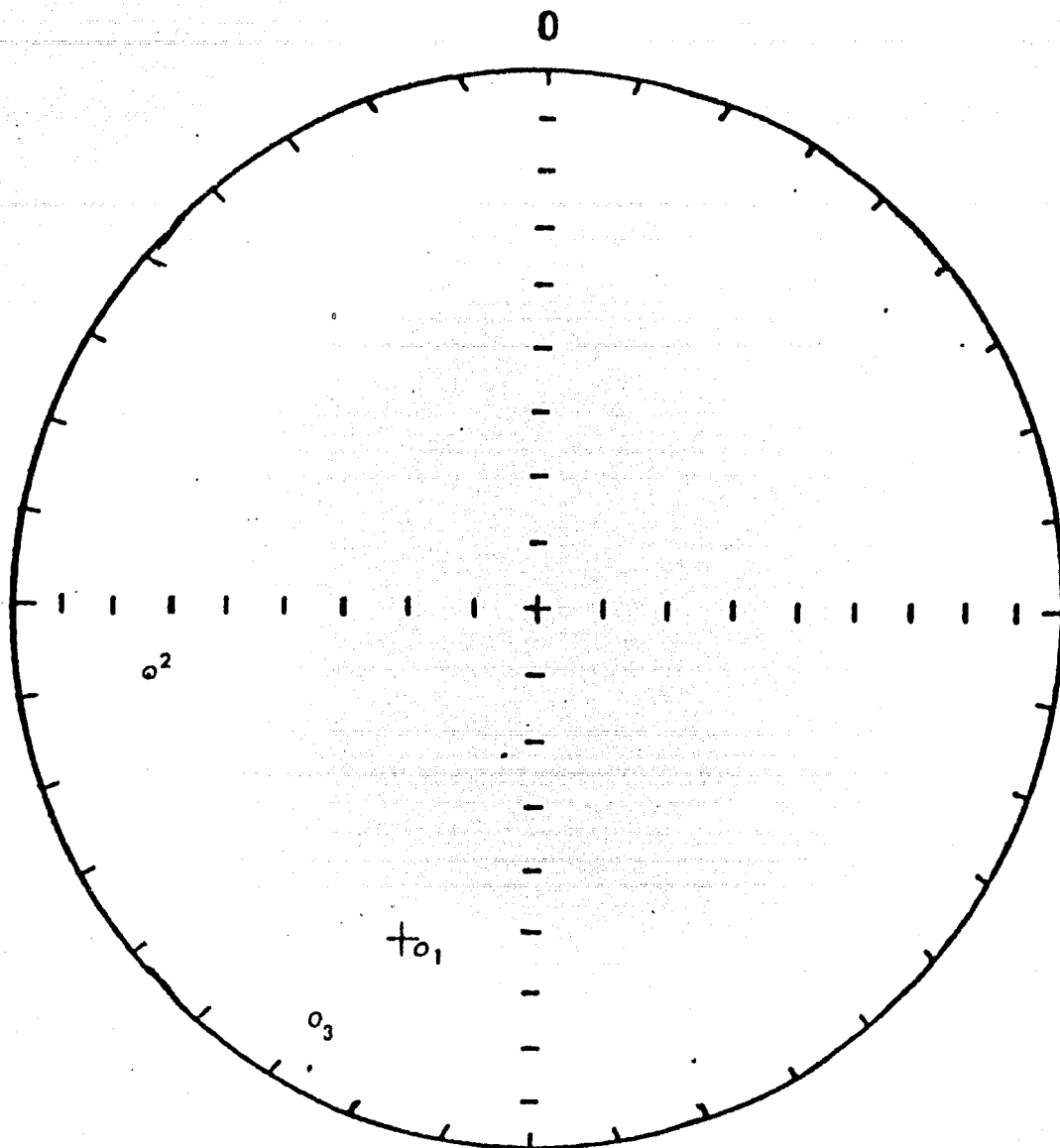
TABLA 4.5.d



VOLCAN STA FE2 MRN.

FIGURA 4.5c

LAMBERT EQUAL-AREA



VOLCAN STA FE2 DES.

FIGURA 4.5.d

LAMBERT EQUAL-AREA

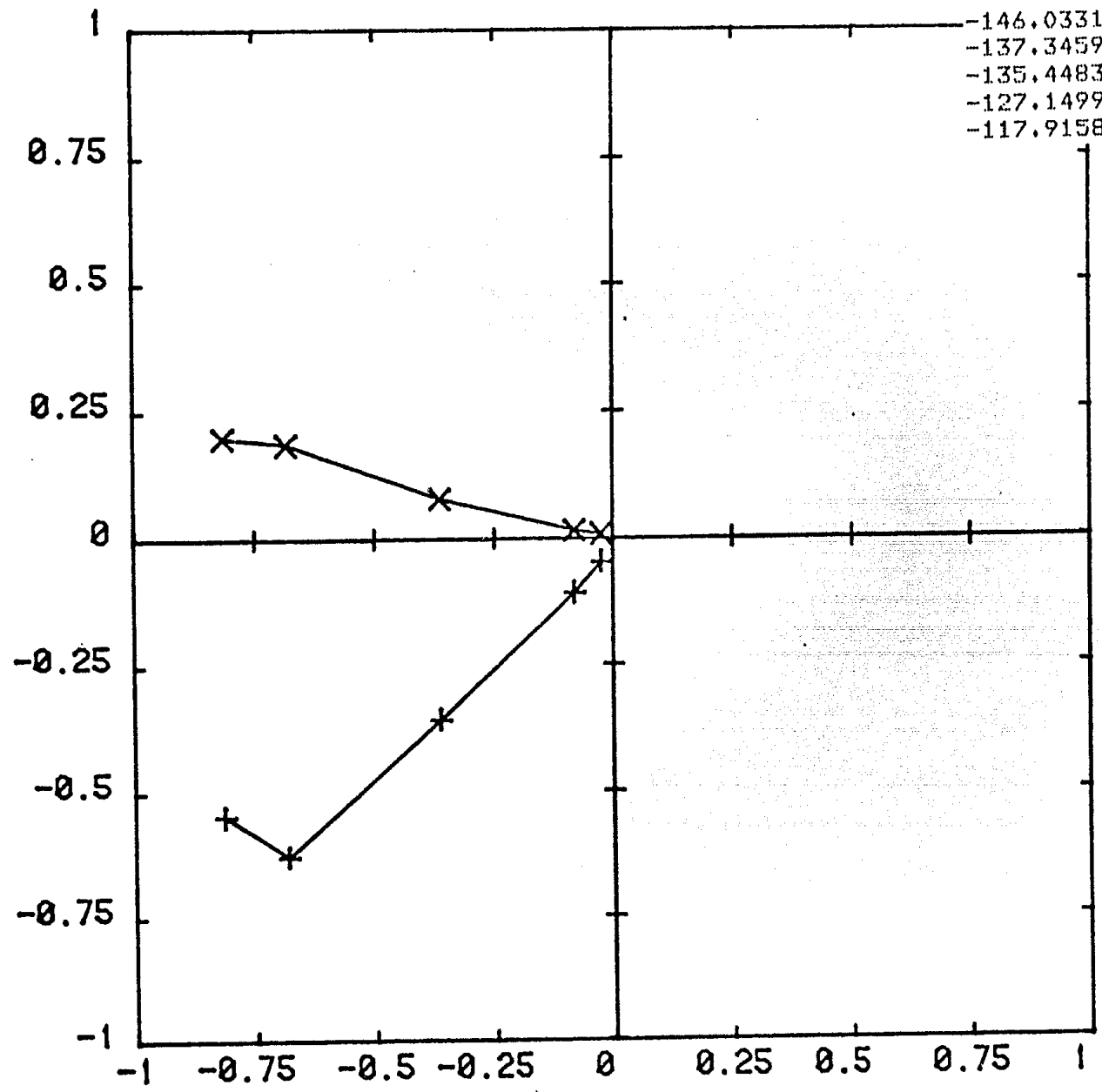
TESIS-95

UP W

-146.0331
 -137.3459
 -135.4483
 -127.1499
 -117.9158

11.3994 M-27A/M.R.N.
 11.2203 M-27A/50oe
 8.6728 M-27A/100oe
 5.8990 M-27A/200oe
 7.0841 M-27A/300oe

S



N

+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

MUESTRA # 27A "CA"
 VOLCAN STA. FE "NE"

FIGURA 4.5.e

TESIS-96

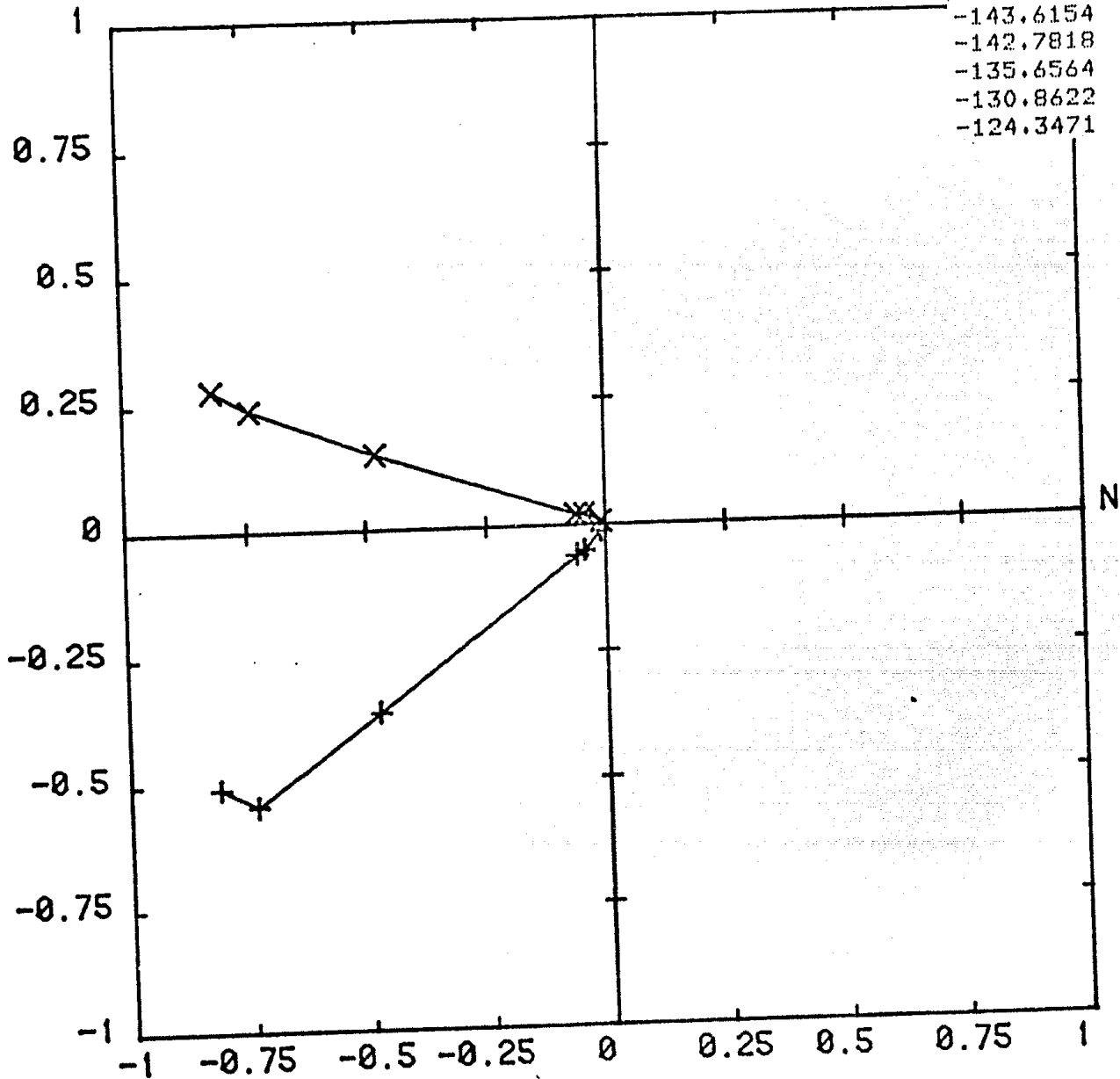
UP W

-148.1001
 -143.6154
 -142.7818
 -135.6564
 -130.8622
 -124.3471

15.9854
 14.3988
 13.6270
 11.7568
 15.2633
 14.8778

M-27B/M.R.N.
 M-27B/80&C
 M-27B/160&C
 M-27B/250&C
 M-27B/290&C
 M-27B/380&C

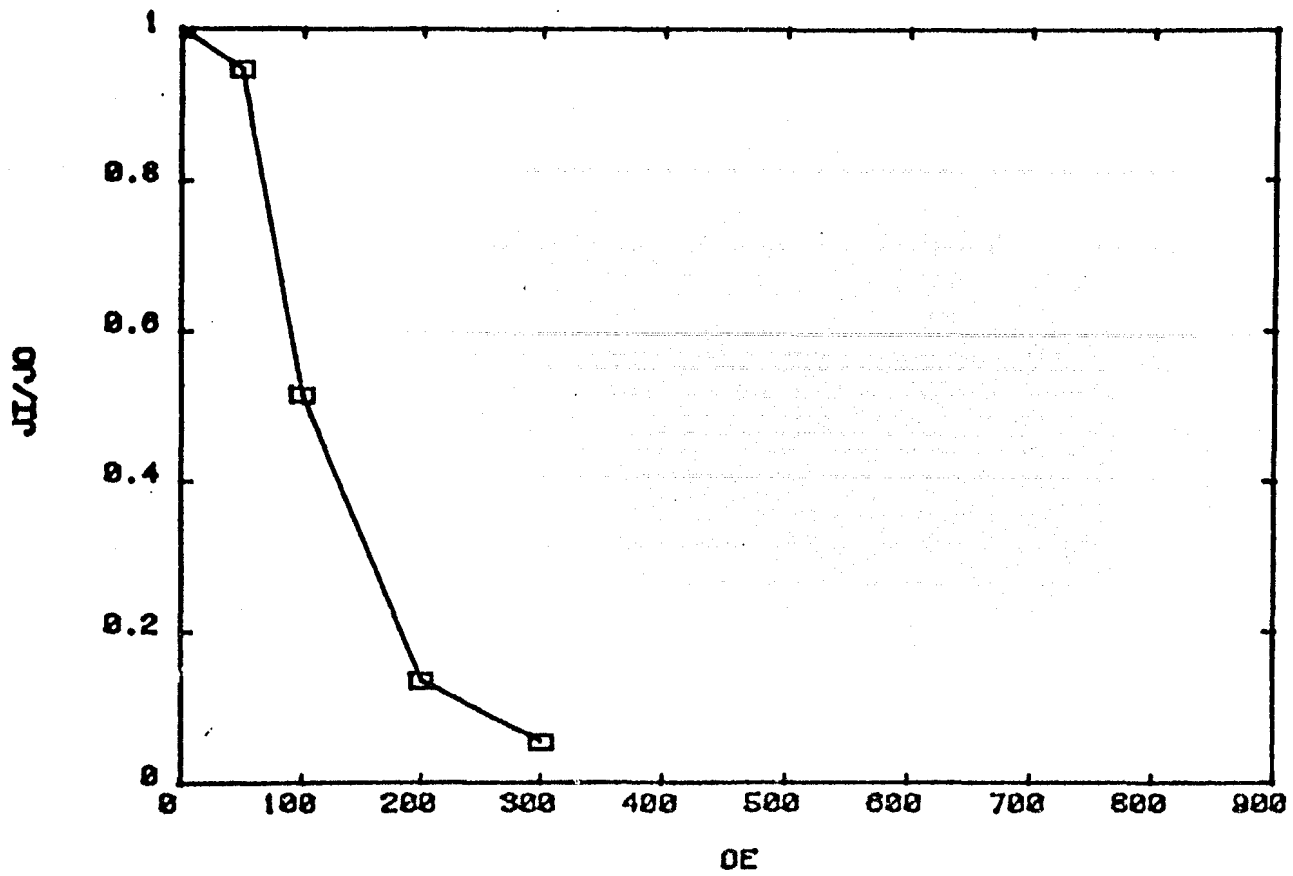
S



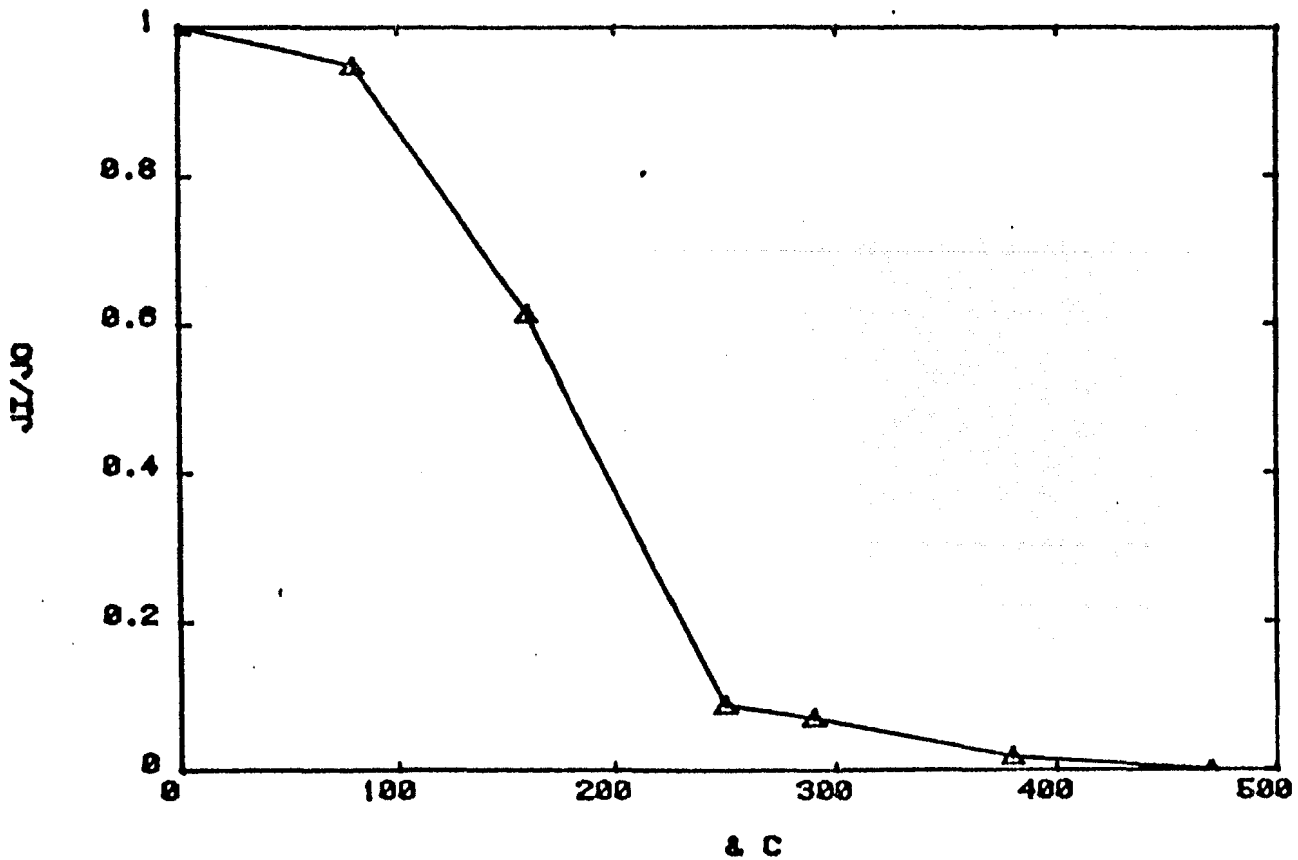
+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

MUESTRA # 27B "DT"
 VOLCAN STA. FE "NE"

FIGURA 4.5.f



MUESTRA # 27A
 SITIO : STA FE "NE"
 DESM. CAMPOS ALTERNOS.



MUESTRA # 27B
 SITIO : STA FE "NE"
 DESM. TERMICA.

FIGURA 4.5.g

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEZONTLE MRN
 SU LATITUD ES : 19.0 Y SU LONGITUD ES : 260.5

D(1)= 96.8	I(1)= 66.6	LATPOL(1)= 10.0	LONPOL(1)= 301.8
D(2)= 68.0	I(2)= 71.2	LATPOL(2)= 28.0	LONPOL(2)= 296.8
D(3)= 66.8	I(3)= 62.4	LATPOL(3)= 29.6	LONPOL(3)= 310.4
D(4)= 67.0	I(4)= 62.5	LATPOL(4)= 29.5	LONPOL(4)= 310.2

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 24.51
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 304.94
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 13.56
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 11.12

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 3.9759
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 74.2
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 66.2
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 124.2
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 8.3

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 6.06
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 7.27
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 12.56
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 3.63
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 6.30

TABLA 4.6.a

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEZONTLE DES
 SU LATITUD ES : 19.0 Y SU LONGITUD ES : 260.5

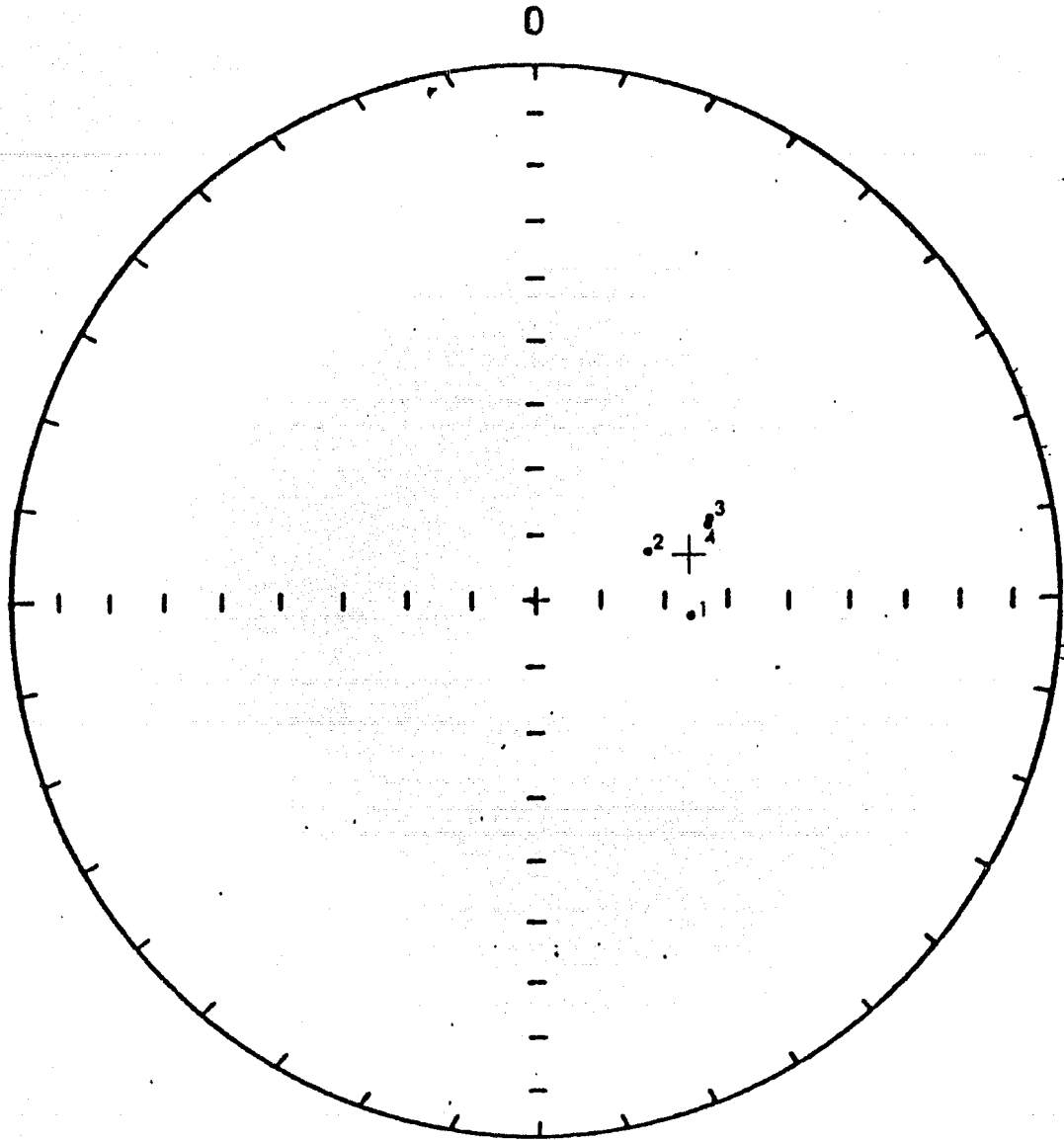
D(1)= 45.8	I(1)= 73.7	LATPOL(1)= 37.9	LONPOL(1)= 287.8
D(2)= 78.0	I(2)= 66.7	LATPOL(2)= 22.0	LONPOL(2)= 304.1
D(3)= 85.9	I(3)= 59.5	LATPOL(3)= 15.2	LONPOL(3)= 312.6

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 24.68
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 303.10
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 26.63
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 22.17

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 2.9669
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 74.0
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 67.4
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 60.5
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 16.0

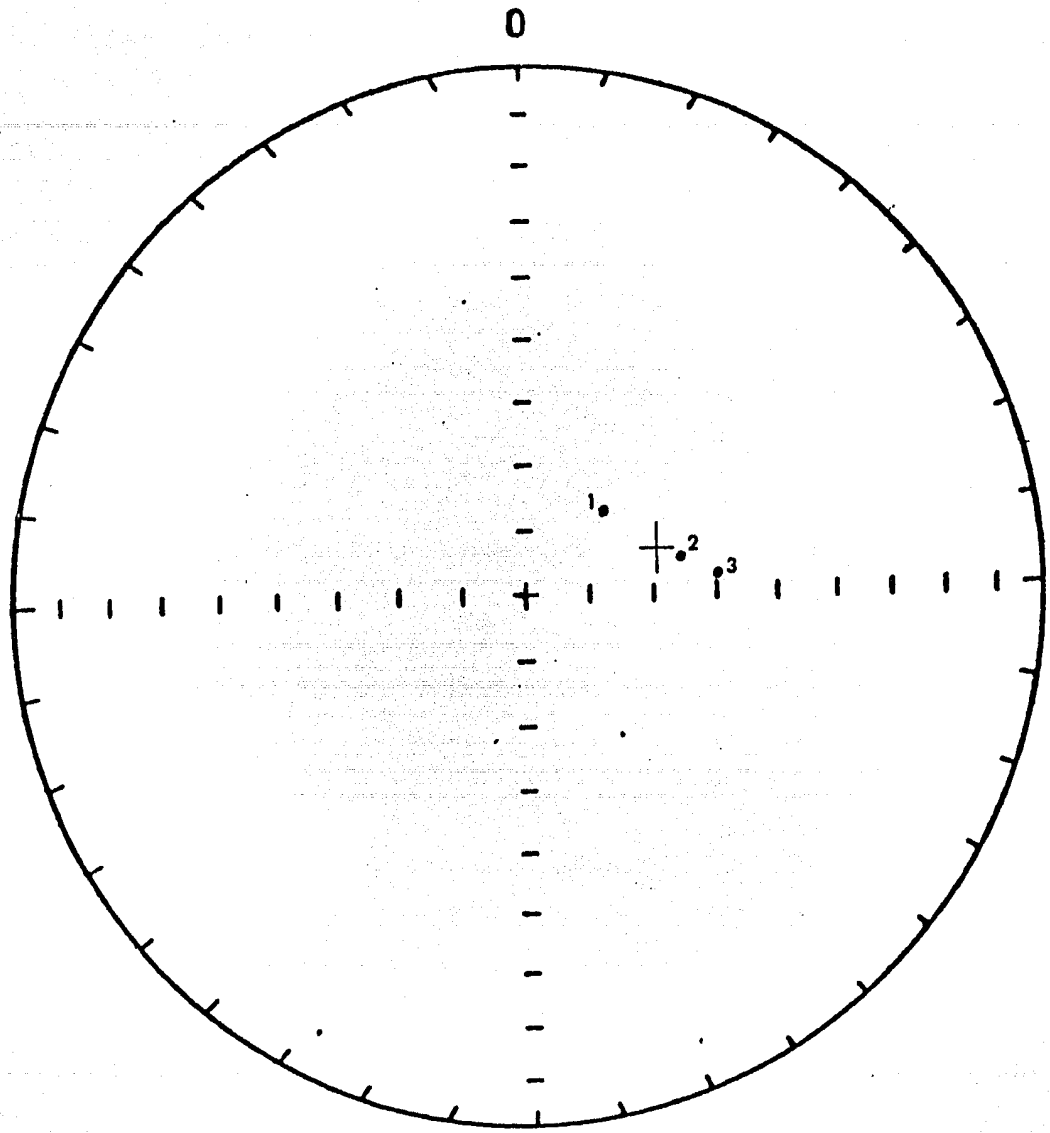
EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 8.68
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 10.41
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 18.00
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 6.01
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 8.51

TABLA 4.6.b



VOLCAN TEZONTLE MRN.

FIGURA 4.6.a



VOLCAN TEZONTLE DES.

FIGURA 4.6.b

LAMBERT EQUAL-AREA

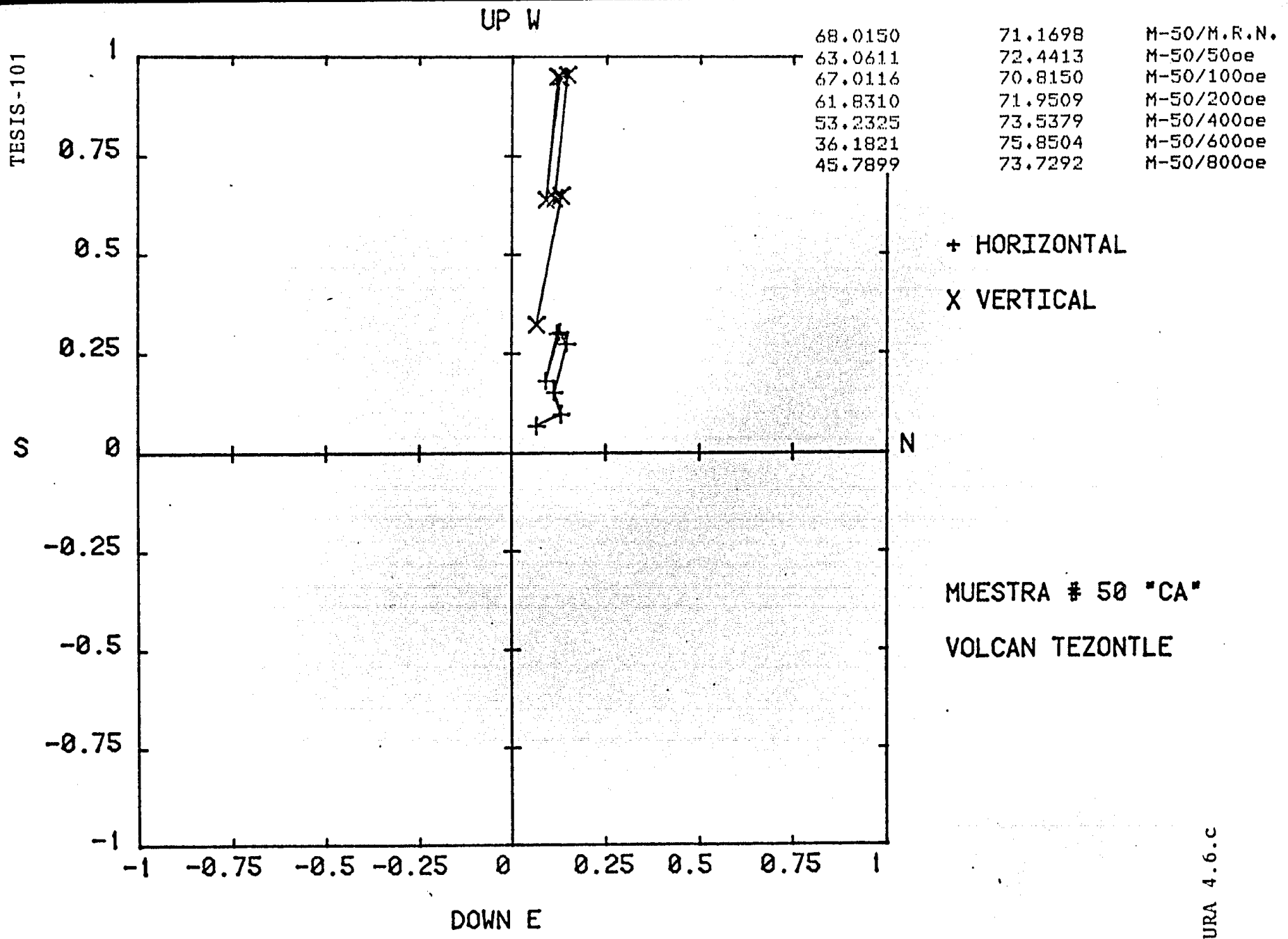
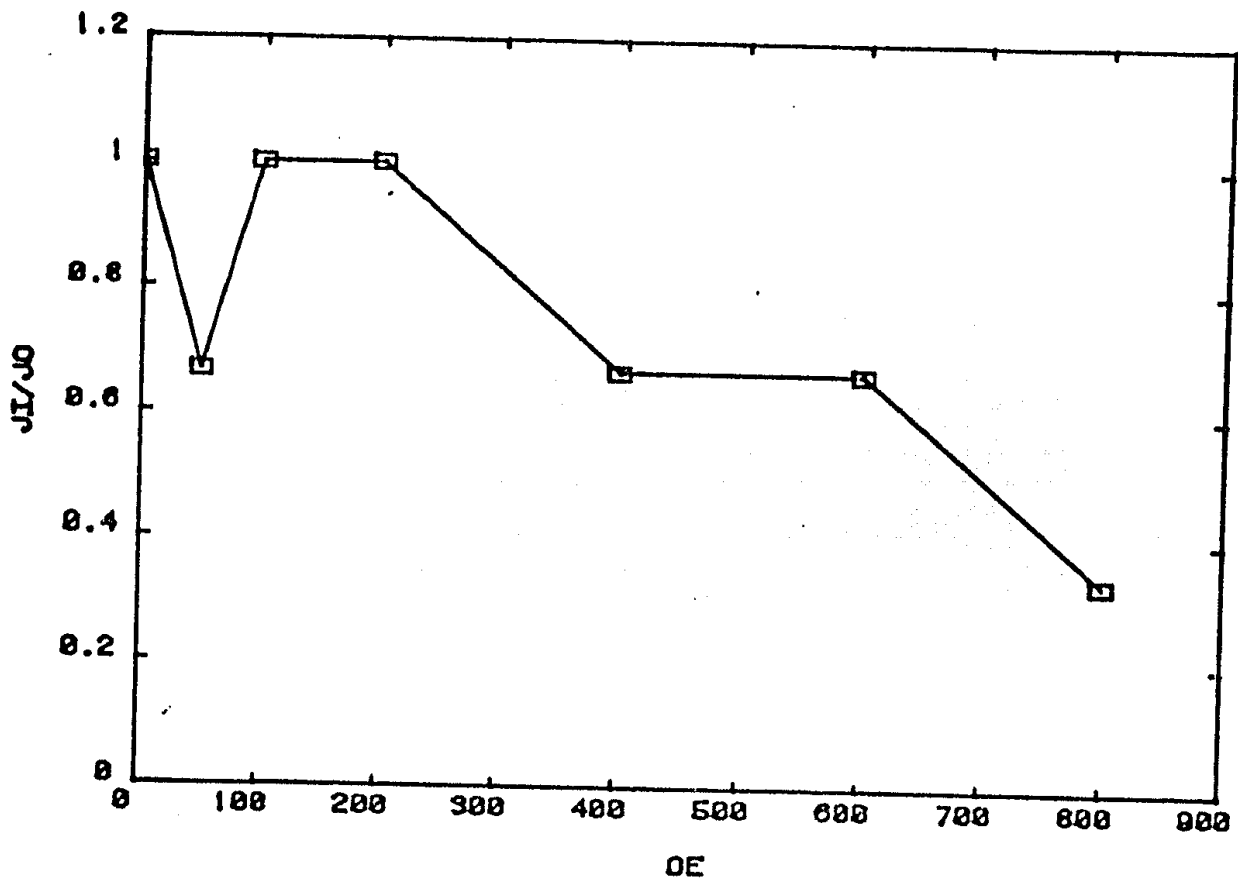


FIGURA 4.6.c



MUESTRA # 50
SITIO : TEZONTLE
DESM. CAMPOS ALTERNOS.

FIGURA 4.6.d

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEOTENANGO1 MRN
 SU LATITUD ES : 19.1 Y SU LONGITUD ES : 260.4

D(1)= 66.0	I(1)= -2.6	LATPOL(1)= 22.1	LONPOL(1)= 0.0
D(2)= 67.5	I(2)= -4.8	LATPOL(2)= 20.3	LONPOL(2)= 0.5
D(3)= 56.1	I(3)= -23.2	LATPOL(3)= 26.6	LONPOL(3)= 15.3
D(4)= 55.4	I(4)= -24.0	LATPOL(4)= 26.9	LONPOL(4)= 16.1
D(5)= 52.7	I(5)= -28.8	LATPOL(5)= 27.7	LONPOL(5)= 20.3

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 24.86
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 369.95
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 13.49
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 6.97

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.8866
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 59.9
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -16.8
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 35.3
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 13.1

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 11.37
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 13.64
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 23.58
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 6.10
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 12.23

TABLA 4.7.a

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEOTENANGO1 DES
 SU LATITUD ES : 19.1 Y SU LONGITUD ES : 260.4

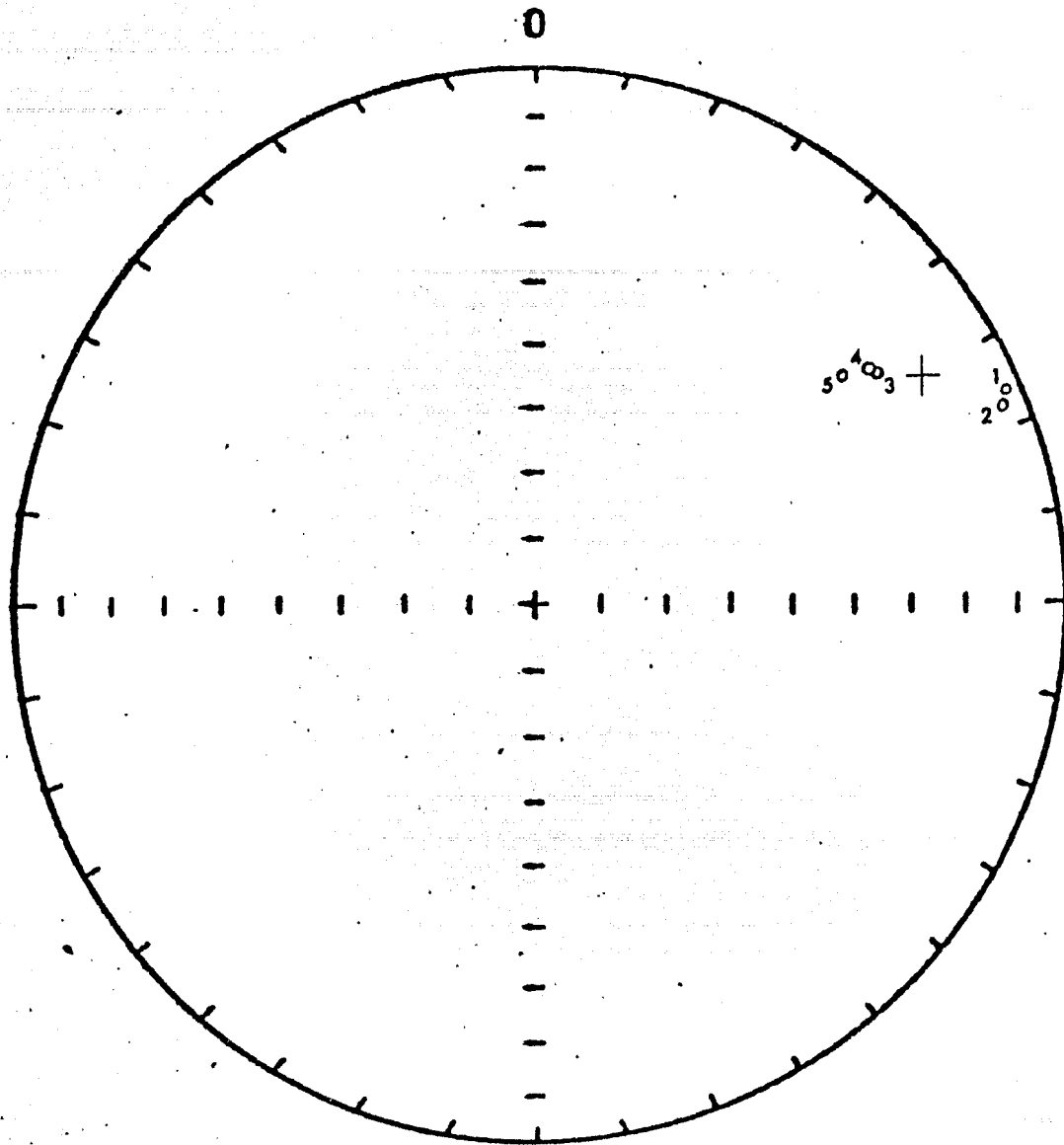
D(1)= 68.1	I(1)= -3.8	LATPOL(1)= 19.9	LONPOL(1)= 359.8
D(2)= 66.0	I(2)= -0.6	LATPOL(2)= 22.5	LONPOL(2)= 359.0
D(3)= 57.6	I(3)= -25.5	LATPOL(3)= 24.6	LONPOL(3)= 15.8
D(4)= 63.4	I(4)= -25.4	LATPOL(4)= 19.6	LONPOL(4)= 13.0
D(5)= 58.9	I(5)= -37.8	LATPOL(5)= 19.7	LONPOL(5)= 22.4

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 21.54
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 369.47
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 16.40
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 8.53

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.8371
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 63.1
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -18.7
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 24.5
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 15.8

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 13.62
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 16.35
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 28.26
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 7.31
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 14.67

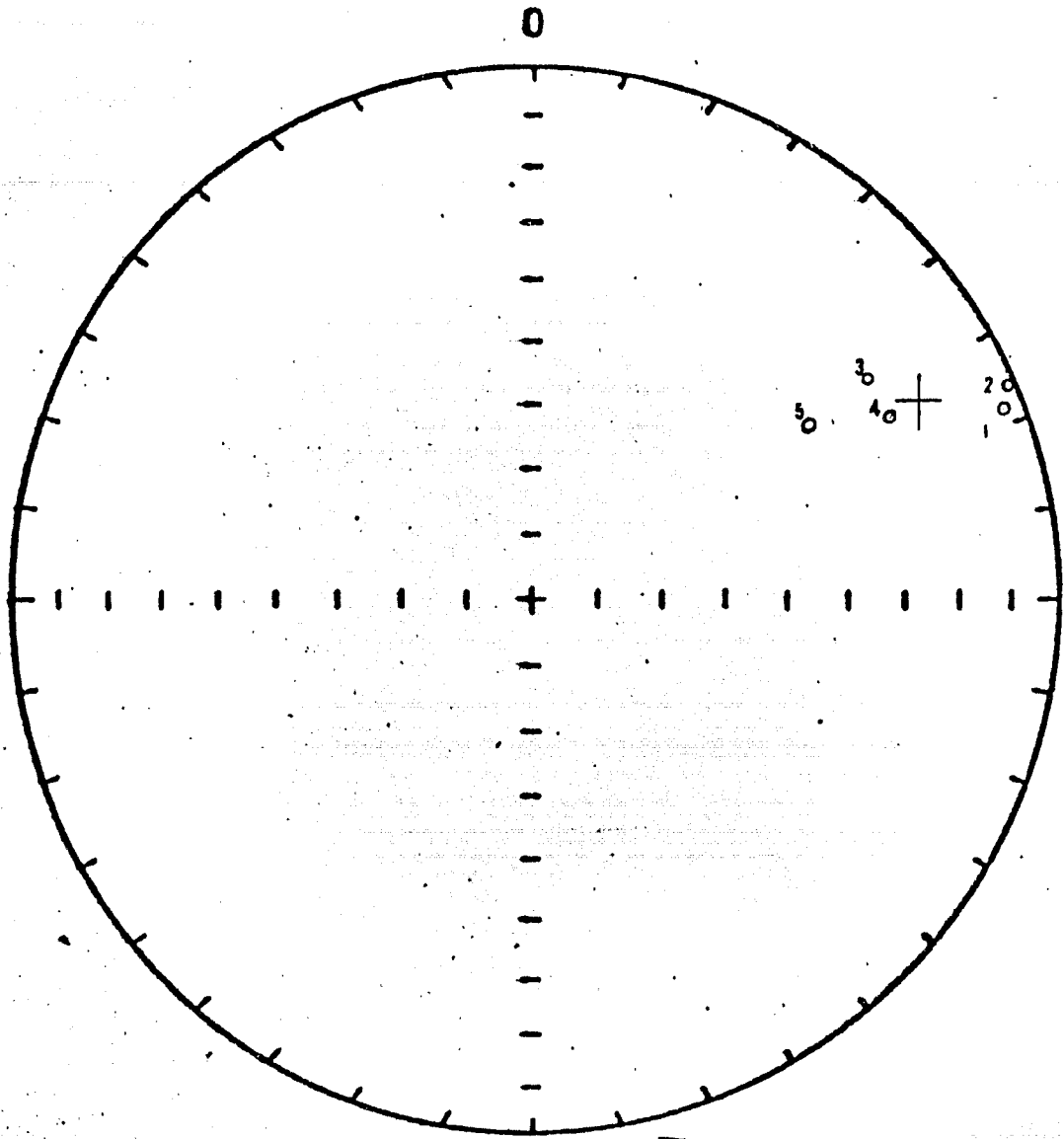
TABLA 4.7.b



SITIO TEOTENANGO1 MRN.

FIGURA 4.7.a

LAMBERT EQUAL-AREA



SITIO TEOTENANGO1 DES.

FIGURA 4.7.b

LAMBERT EQUAL-AREA

SU LATITUD ES : 19.1

Y SU LONGITUD ES : 260.4

TESIS-100

D(1)= 115.3	I(1)= -3.5	LATPOL(1)= -24.4	LONPOL(1)= 343.4
D(2)= 109.3	I(2)= -8.1	LATPOL(2)= -19.6	LONPOL(2)= 347.9
D(3)= 97.6	I(3)= -62.8	LATPOL(3)= -18.5	LONPOL(3)= 31.9
D(4)= 95.4	I(4)= -22.7	LATPOL(4)= -8.9	LONPOL(4)= 359.9
D(5)= 96.5	I(5)= -27.7	LATPOL(5)= -10.7	LONPOL(5)= 2.4
D(6)= 85.9	I(6)= -1.8	LATPOL(6)= 3.6	LONPOL(6)= 352.6
D(7)= 106.3	I(7)= -16.0	LATPOL(7)= -18.0	LONPOL(7)= 353.0
D(8)= 106.3	I(8)= -17.0	LATPOL(8)= -18.2	LONPOL(8)= 353.5

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -14.51
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 356.35
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 15.66
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 8.19

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 7.5220
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 102.0
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -19.7
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 14.6
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 15.0

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 17.64
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 21.17
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 36.58
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 7.48
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 19.91

TABLA 4.7.c

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEOTENANGO2 DES
 SU LATITUD ES : 19.1 Y SU LONGITUD ES : 260.4

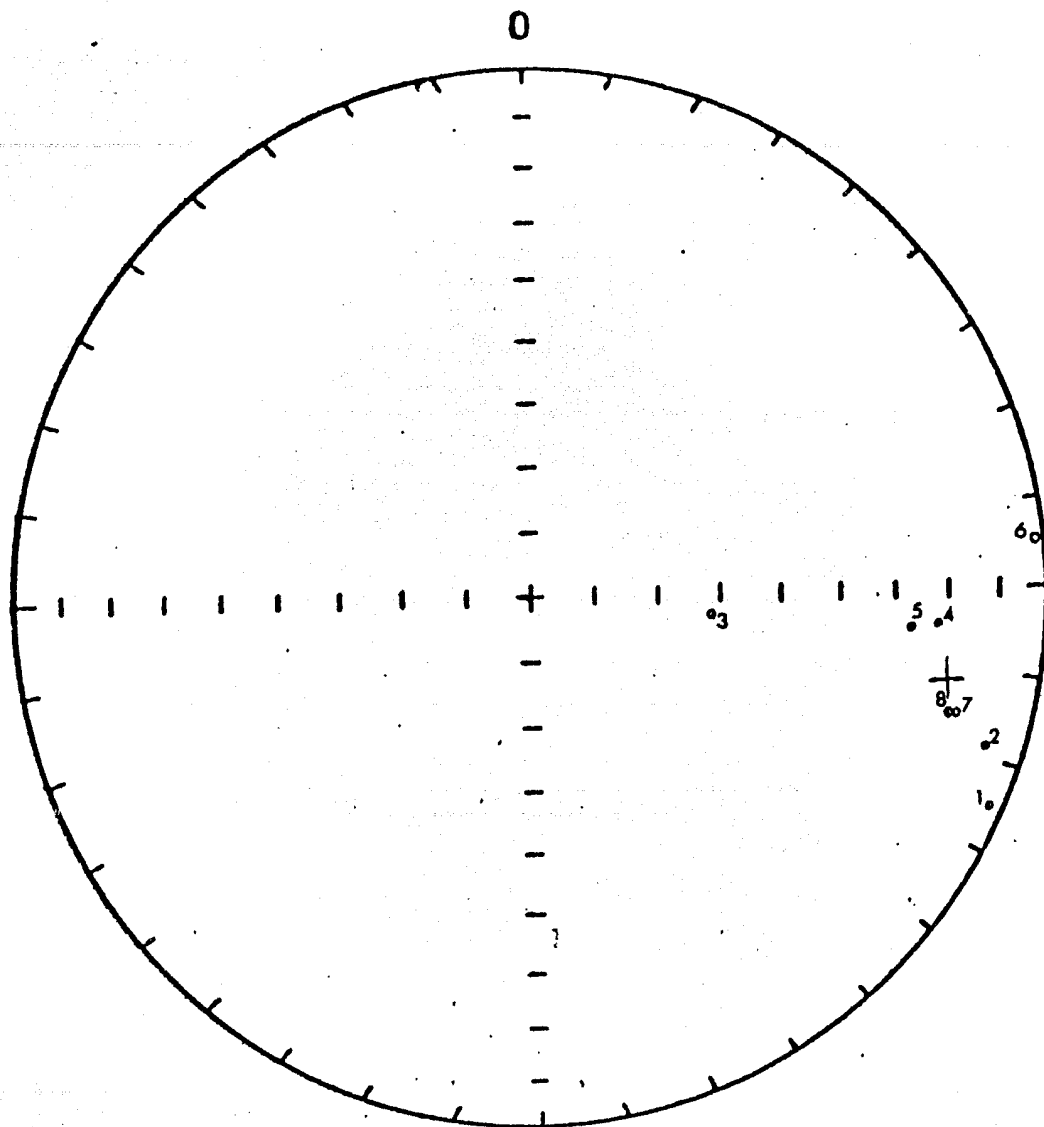
D(1)= 113.2	I(1)= -4.7	LATPOL(1)= -22.7	LONPOL(1)= 344.8
D(2)= 113.9	I(2)= -4.6	LATPOL(2)= -23.4	LONPOL(2)= 344.5
D(3)= 92.6	I(3)= -51.0	LATPOL(3)= -12.0	LONPOL(3)= 20.0
D(4)= 98.7	I(4)= -32.5	LATPOL(4)= -13.6	LONPOL(4)= 4.6
D(5)= 93.1	I(5)= -31.9	LATPOL(5)= -8.4	LONPOL(5)= 5.9
D(6)= 87.2	I(6)= -12.9	LATPOL(6)= 0.5	LONPOL(6)= 357.5
D(7)= 102.8	I(7)= -14.7	LATPOL(7)= -14.5	LONPOL(7)= 353.4
D(8)= 103.2	I(8)= -13.6	LATPOL(8)= -14.7	LONPOL(8)= 352.7

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : -13.99
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 357.17
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 13.60
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 7.15

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 7.6368
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 101.2
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : -20.8
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 19.3
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 12.9

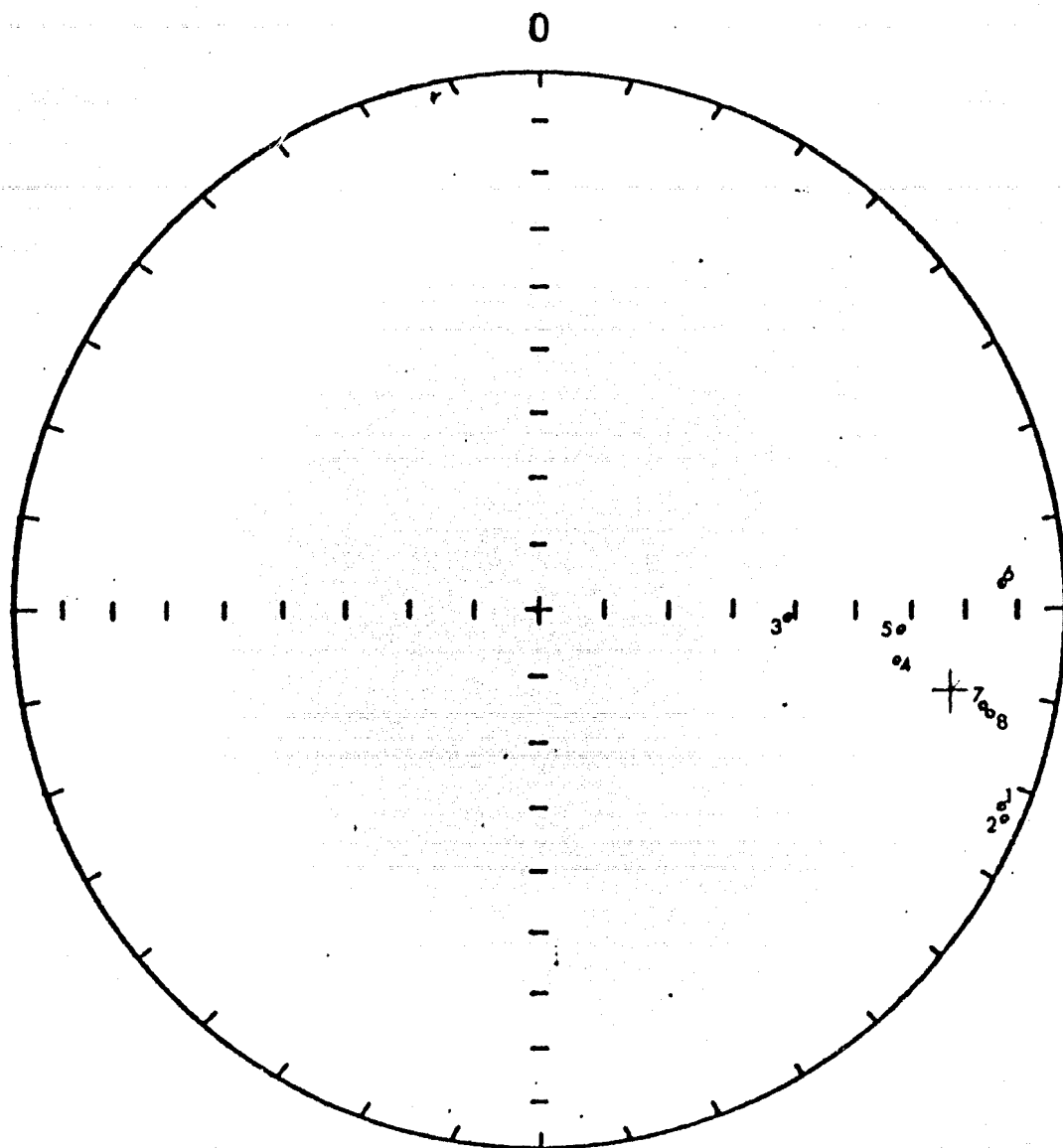
EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 15.38
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 18.45
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 31.89
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 6.52
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 17.33

TABLA 4.7.d



SITIO TEOTENANGO2 MRN.

FIGURA 4.7.c



SITIO TEOTENANGO2 DES..

FIGURA 4.7.d

LAMBERT EQUAL-AREA

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEOTENANGO3 MRN
 SU LATITUD ES : 19.1 Y SU LONGITUD ES : 260.4

D(1)= 79.2	I(1)= 26.0	LATPOL(1)= 14.4	LONPOL(1)= 340.6
D(2)= 75.2	I(2)= 24.8	LATPOL(2)= 18.0	LONPOL(2)= 342.5
D(3)= 72.0	I(3)= 32.6	LATPOL(3)= 22.2	LONPOL(3)= 338.5
D(4)= 71.7	I(4)= 32.7	LATPOL(4)= 22.5	LONPOL(4)= 338.5
D(5)= 64.0	I(5)= 47.2	LATPOL(5)= 31.4	LONPOL(5)= 328.2

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 21.40
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 338.16
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 10.74
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 6.08

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.9394
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 72.9
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 32.7
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 66.0
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 9.5

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 8.31
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 9.97
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 17.24
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 4.46
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 8.93

TABLA 4.7.e

LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : TEOTENANGO3 DES
 SU LATITUD ES : 19.1 Y SU LONGITUD ES : 260.4

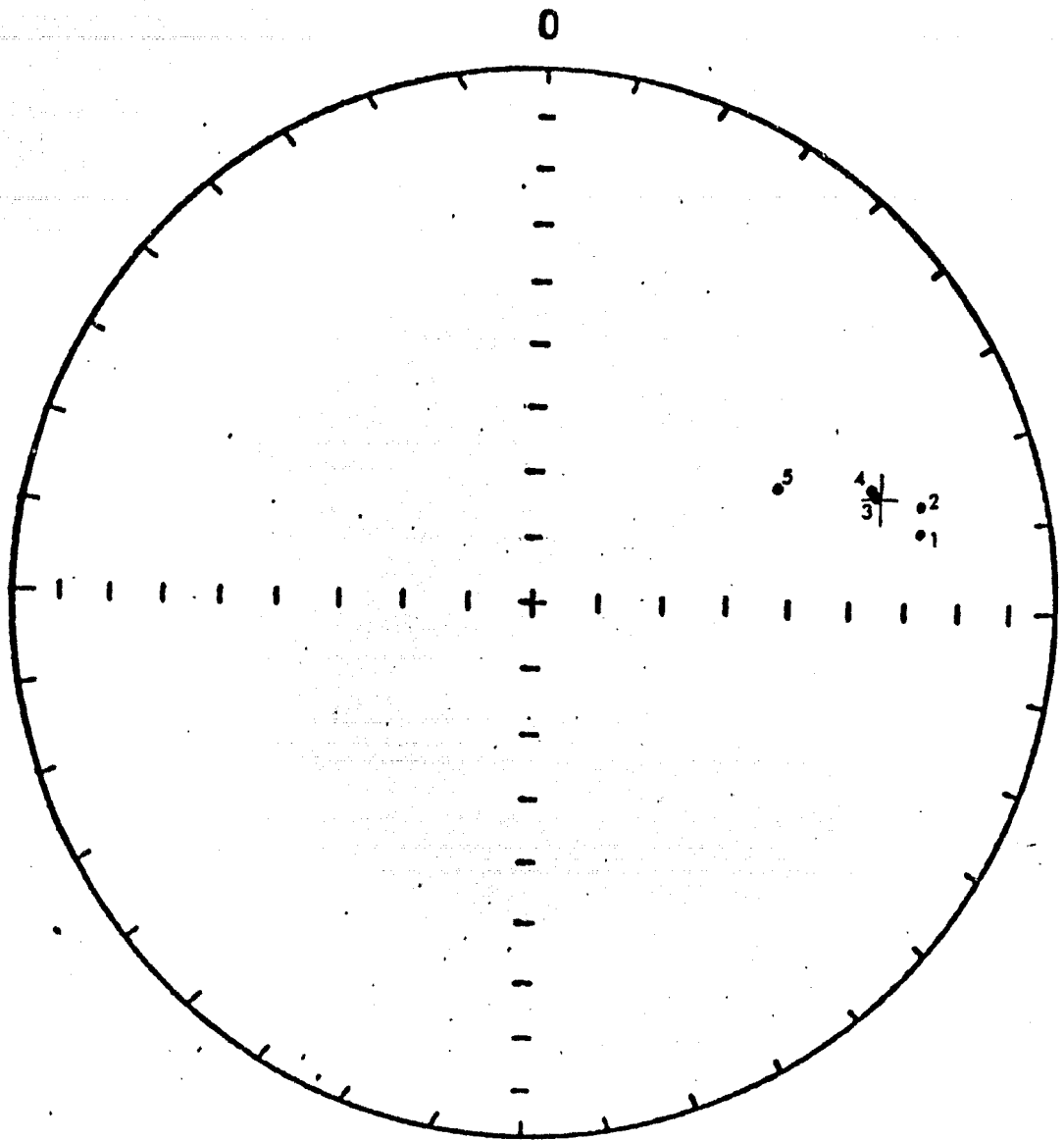
D(1)= 80.5	I(1)= 28.8	LATPOL(1)= 13.8	LONPOL(1)= 338.6
D(2)= 74.0	I(2)= 21.0	LATPOL(2)= 18.5	LONPOL(2)= 345.0
D(3)= 73.7	I(3)= 35.3	LATPOL(3)= 21.1	LONPOL(3)= 336.2
D(4)= 72.2	I(4)= 35.8	LATPOL(4)= 22.5	LONPOL(4)= 336.3
D(5)= 69.5	I(5)= 49.7	LATPOL(5)= 26.9	LONPOL(5)= 325.1

LA LATITUD "N" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 20.36
 LA LONGITUD "E" POLAR CORRESPONDIENTE AL SITIO ES : 336.87
 LA DISPERSION POLAR A LO LARGO DEL MERIDIANO ES : 12.06
 LA DISPERSION POLAR PERPENDICULAR AL MERIDIANO ES : 6.90

EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES : 4.9254
 LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 74.3
 LA INCLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES : 34.2
 LA CONSTANTE DE FISHER ES : 53.6
 EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES : 10.5

EL ERROR PROBABLE (EN GRADOS) ES : 9.22
 LA DESVIACION ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 11.06
 EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL (EN GRADOS) ES : 19.11
 EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR (EN GRADOS) ES : 4.95
 LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR (EN GRADOS) ES : 9.91

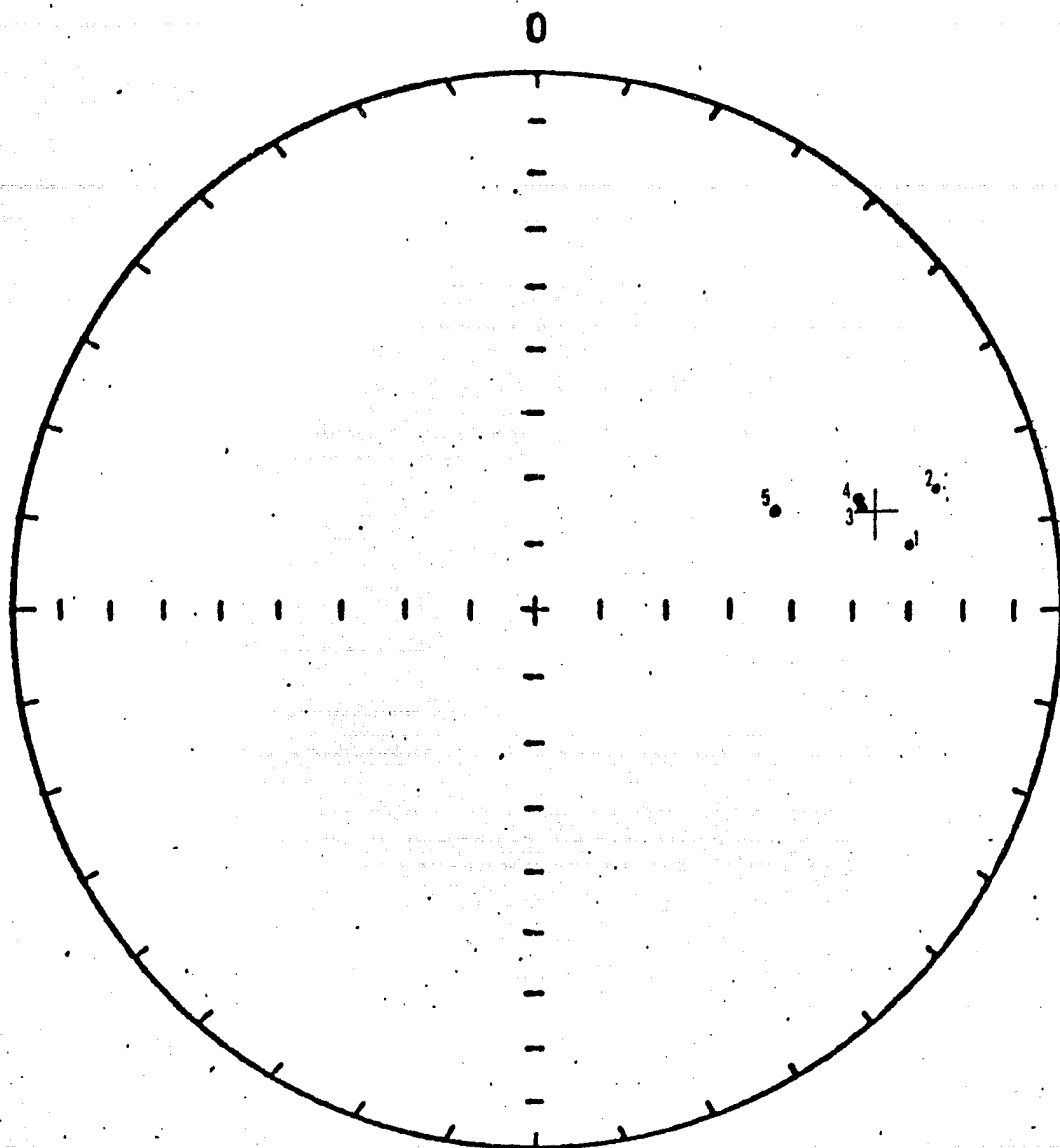
TABLA 4.7.f



SITIO TEOTENANGO3 MRN.

FIGURA 4.7.e

LAMBERT EQUAL-AREA



SITIO TEOTENANGO3 DES.

FIGURA 4.7.f

LAMBERT EQUAL-AREA

TESIS-112

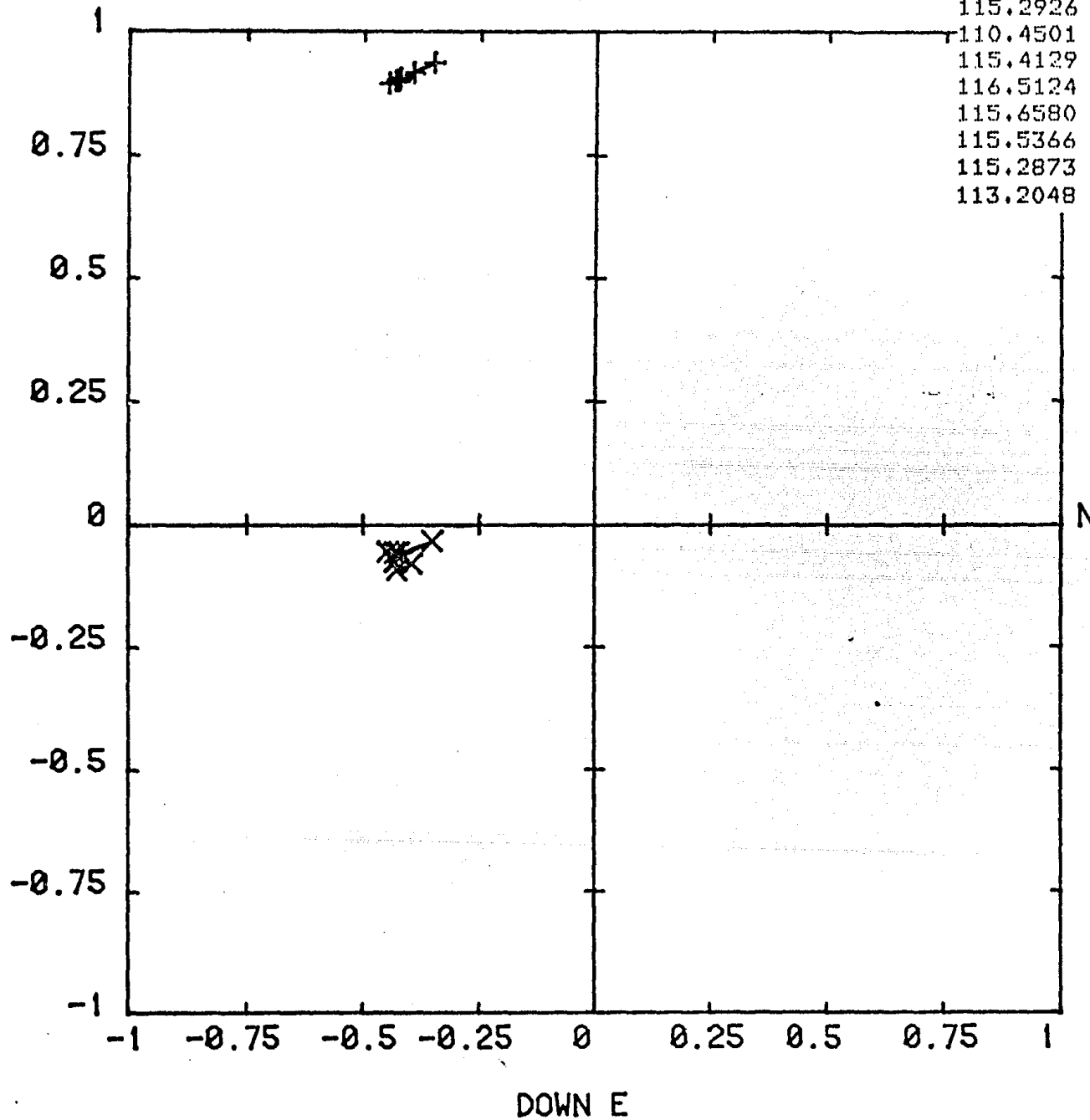
UP W

115.2926
 110.4501
 115.4129
 116.5124
 115.6580
 115.5366
 115.2873
 113.2048

-3.4563
 -1.9770
 -4.4491
 -3.3058
 -4.4194
 -3.4267
 -5.4714
 -4.7044

M-34A/M.R.N.
 M-34A/500e
 M-34A/1000e
 M-34A/2000e
 M-34A/3000e
 M-34A/4500e
 M-34A/6000e
 M-34A/8000e

S



+ HORIZONTAL

X VERTICAL

MUESTRA # 34A "CA"

SITIO : TEOTENANGO

FIGURA 4.7.8

TESIS-113

UP W

109.3017
 113.1791
 117.4876
 113.6392
 113.9412

-8.1137
 -6.7194
 -3.1807
 15.4859
 -4.6217

M-34B/M.R.N.
 M-34B/80&C
 M-34B/160&C
 M-34B/250&C
 M-34B/290&C

+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

S

N

MUESTRA # 34B "DT"
 SITIO : TEOTENANGO

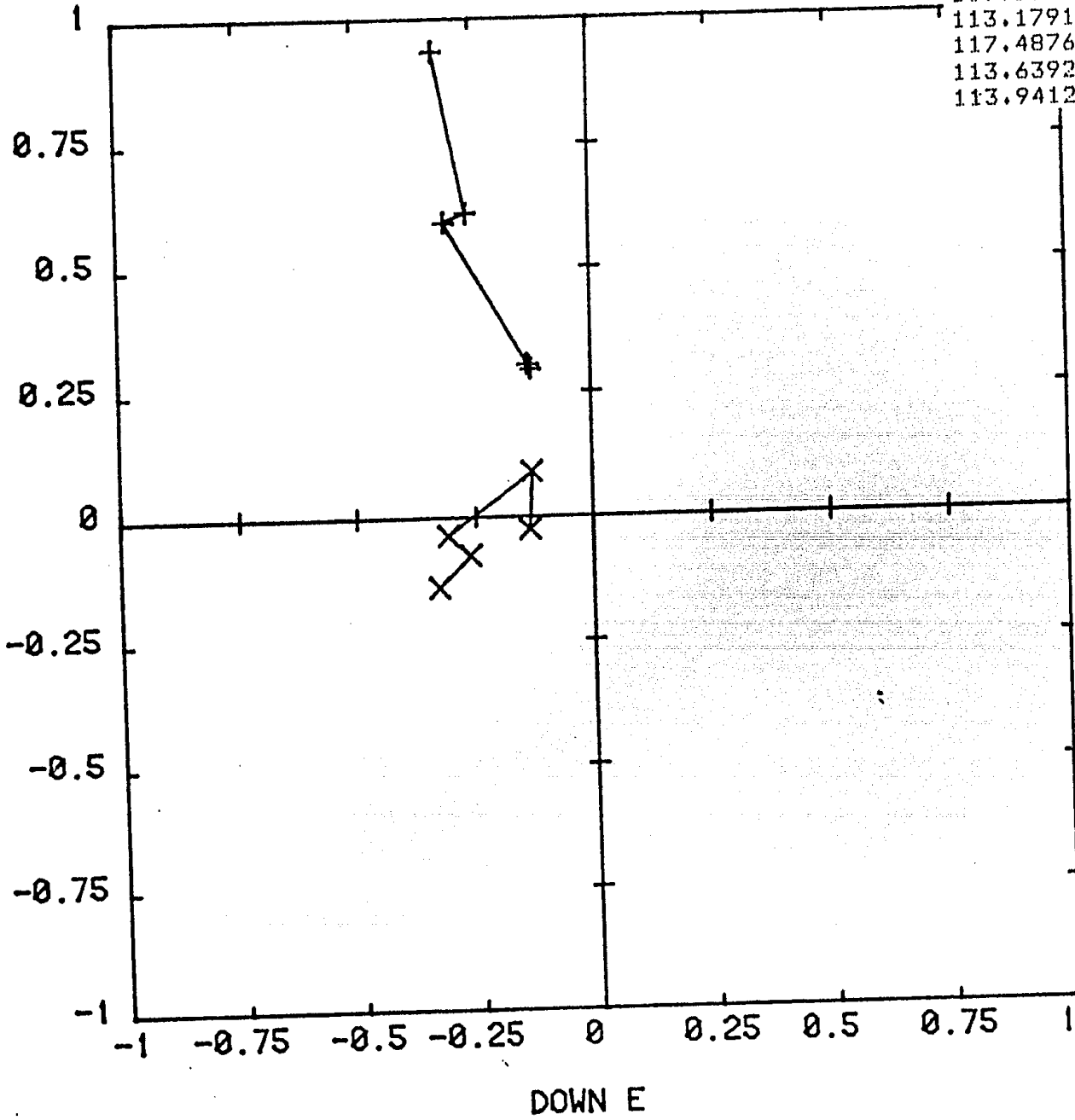
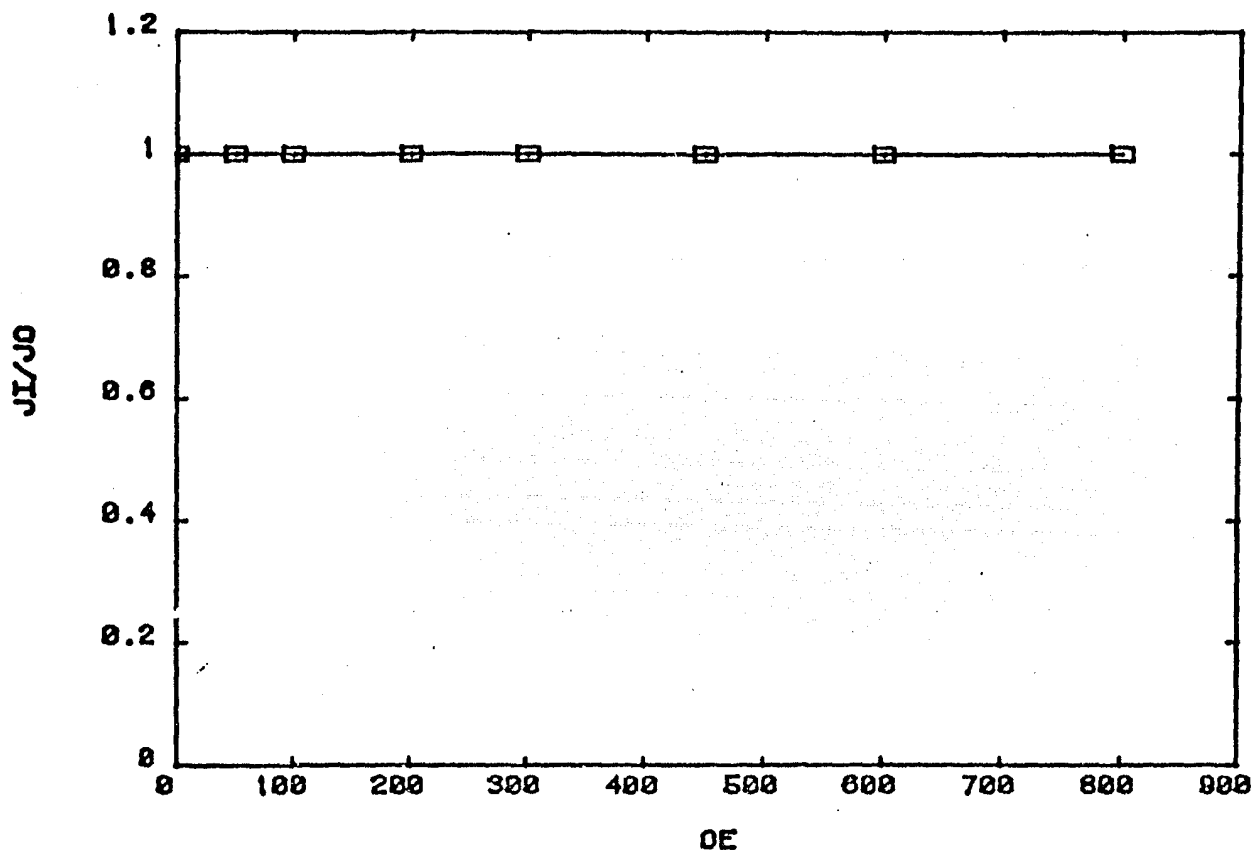
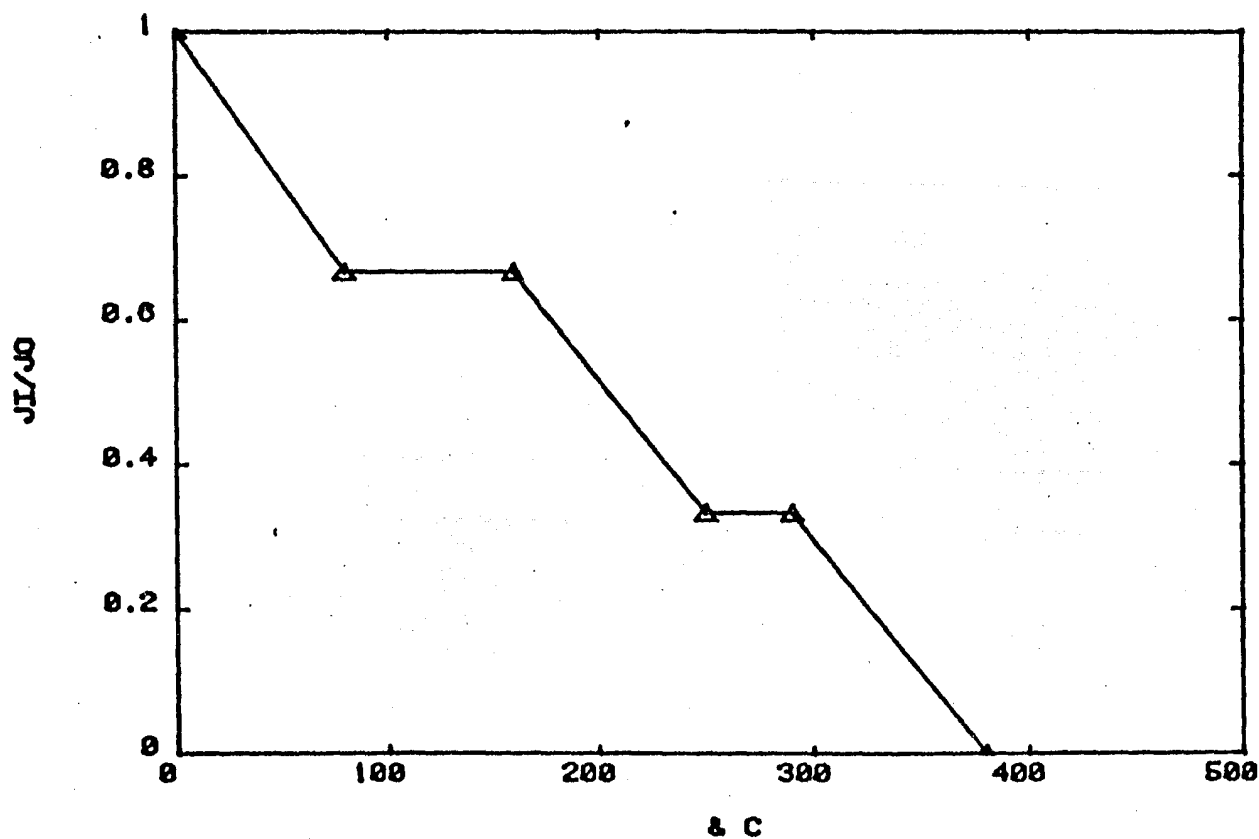


FIGURA 4.7.h



MUESTRA # 34A
SITIO : TEOTENANGO
DESM. CAMPOS ALTERNOS.

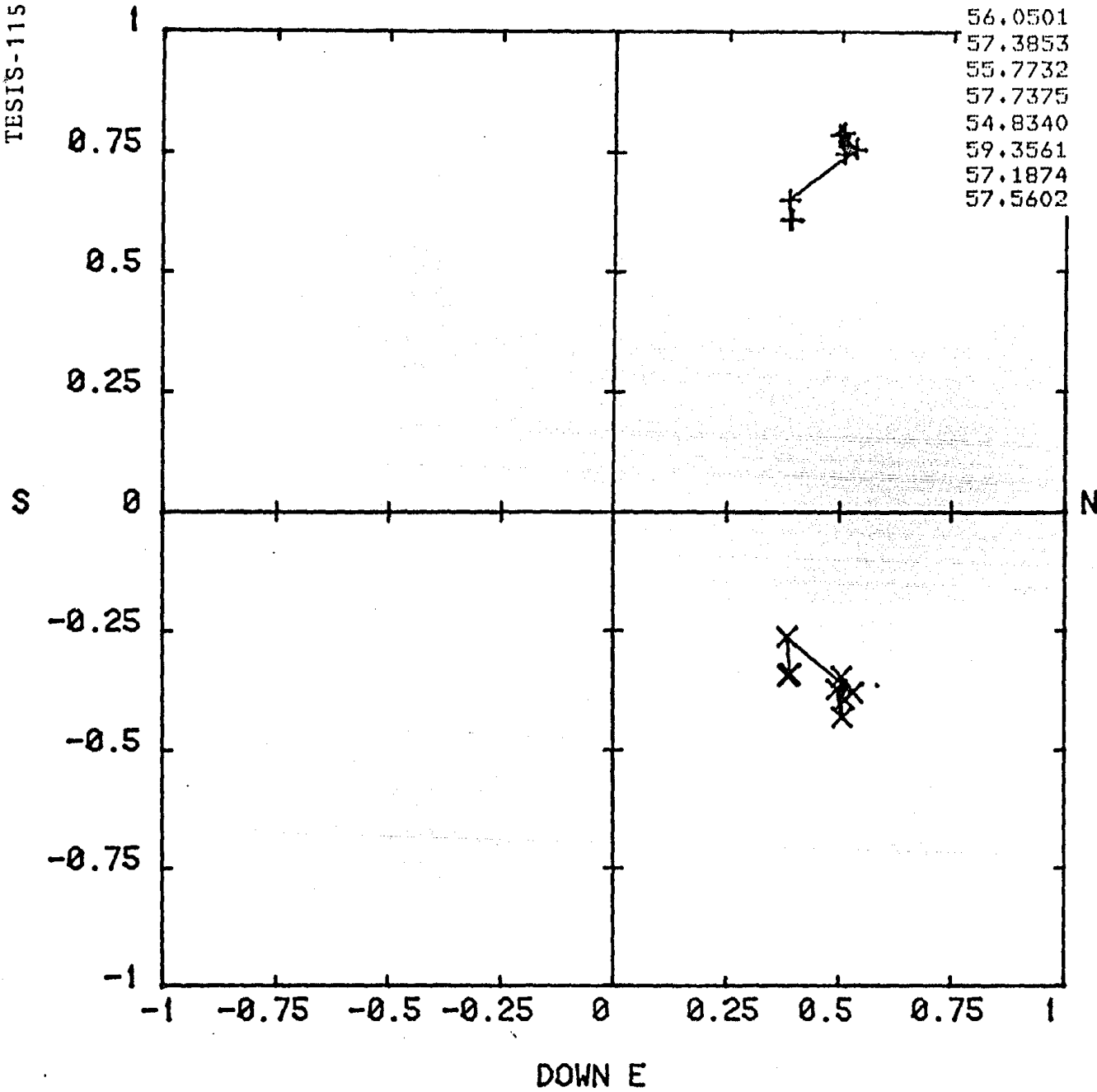


MUESTRA # 34B
SITIO : TEOTENANGO
DESM. TERMICA.

FIGURA 4.7.i

TESIS-115

UP W



56.0501	-23.2144	M-36A/M.R.N.
57.3853	-20.3638	M-36A/50oe
55.7732	-25.5635	M-36A/100oe
57.7375	-21.8954	M-36A/200oe
54.8340	-22.2939	M-36A/300oe
59.3561	-19.2759	M-36A/450oe
57.1874	-25.2809	M-36A/600oe
57.5602	-25.5308	M-36A/800oe

+ HORIZONTAL

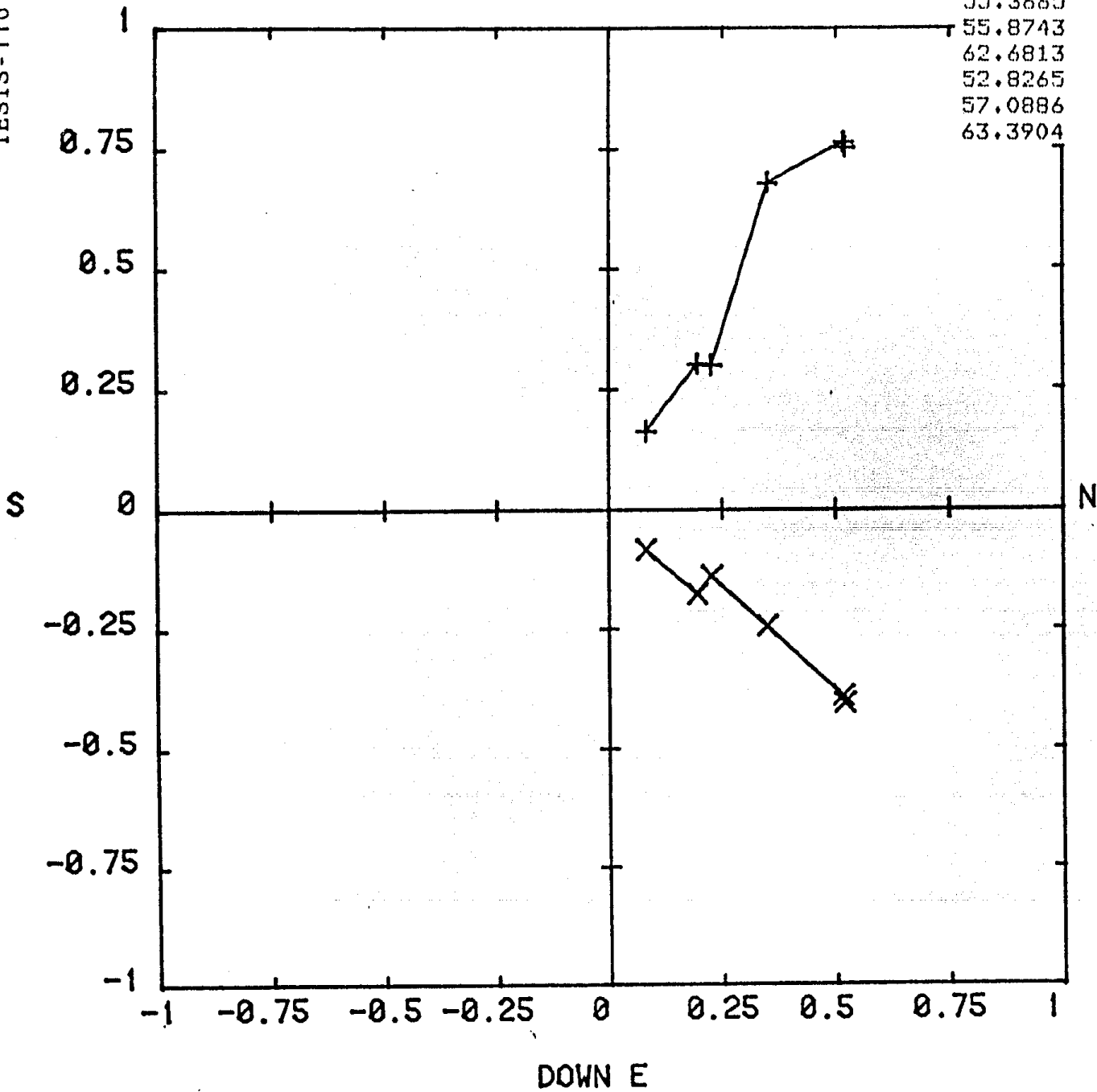
X VERTICAL

MUESTRA # 36A "CA"

SITIO : TEOTENANGO

FIGURA 4.7.J

UP W



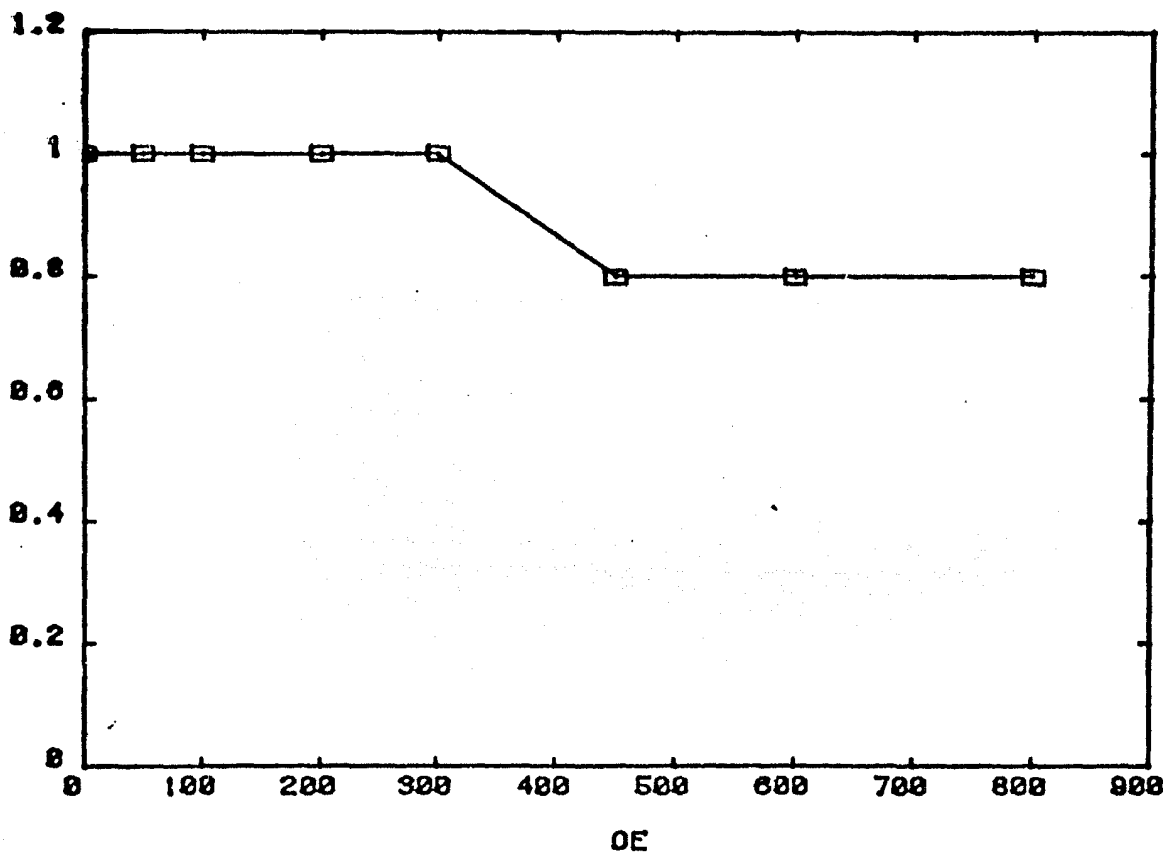
55.3665	-23.9938	M-36B/M.R.N.
55.8743	-23.0846	M-36B/80&C
62.6813	-17.8652	M-36B/160&C
52.8265	-20.6521	M-36B/250&C
57.0886	-26.4608	M-36B/290&C
63.3904	-25.4310	M-36B/380&C

+ HORIZONTAL
 x VERTICAL

MUESTRA # 36B "DT"
 SITIO : TEOTENANGO

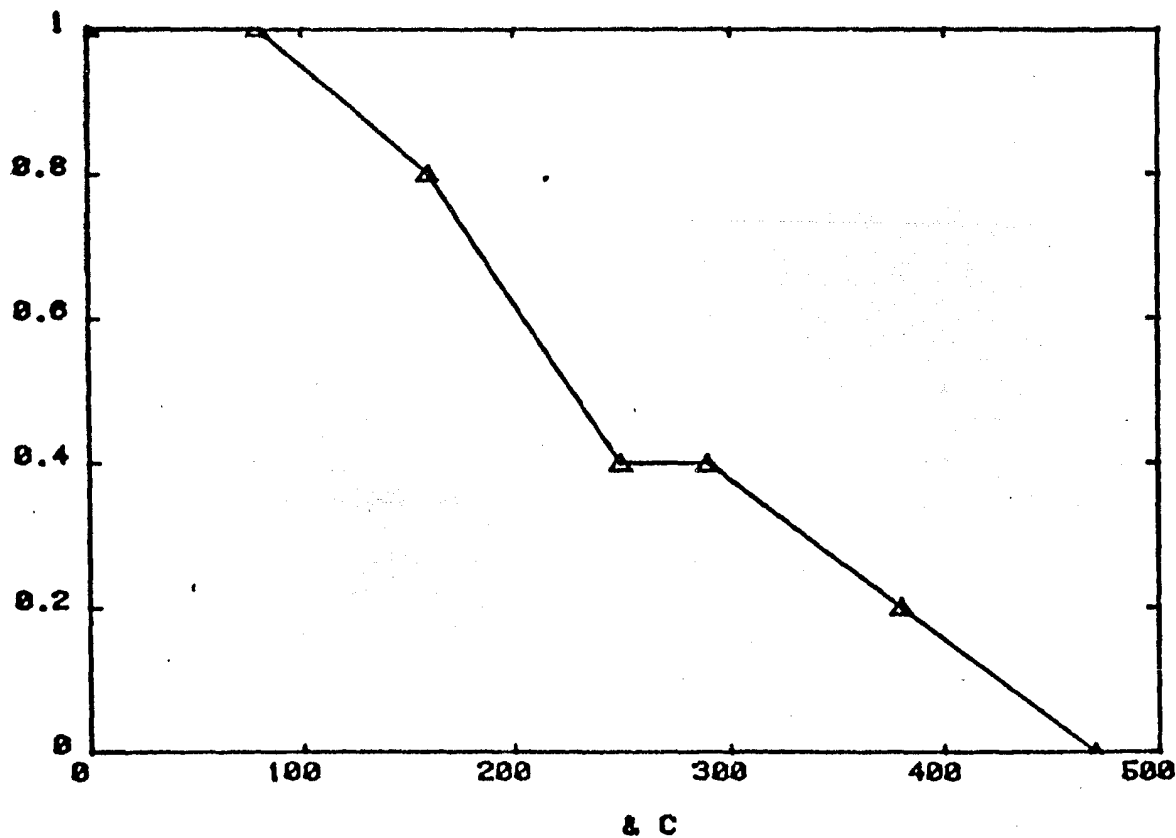
FIGURA 4.7.K

JI/J0



MUESTRA # 36A
SITIO : TEOTENANGO
DESM. CAMPOS ALTERNOS.

JI/J0



MUESTRA # 36B
SITIO : TEOTENANGO
DESM. TERMICA.

FIGURA 4.7.1

TESIS-118

UP W

79.2482	25.9961	M-38A/M.R.N.
78.0748	24.1769	M-38A/50oe
79.8848	24.8631	M-38A/100oe
78.1663	25.1825	M-38A/200oe
78.4522	25.1258	M-38A/300oe
79.5289	25.9446	M-38A/450oe
80.4672	28.8371	M-38A/600oe

+ HORIZONTAL

X VERTICAL

MUESTRA # 38A "CA"

SITIO : TEOTENANGO

S

N

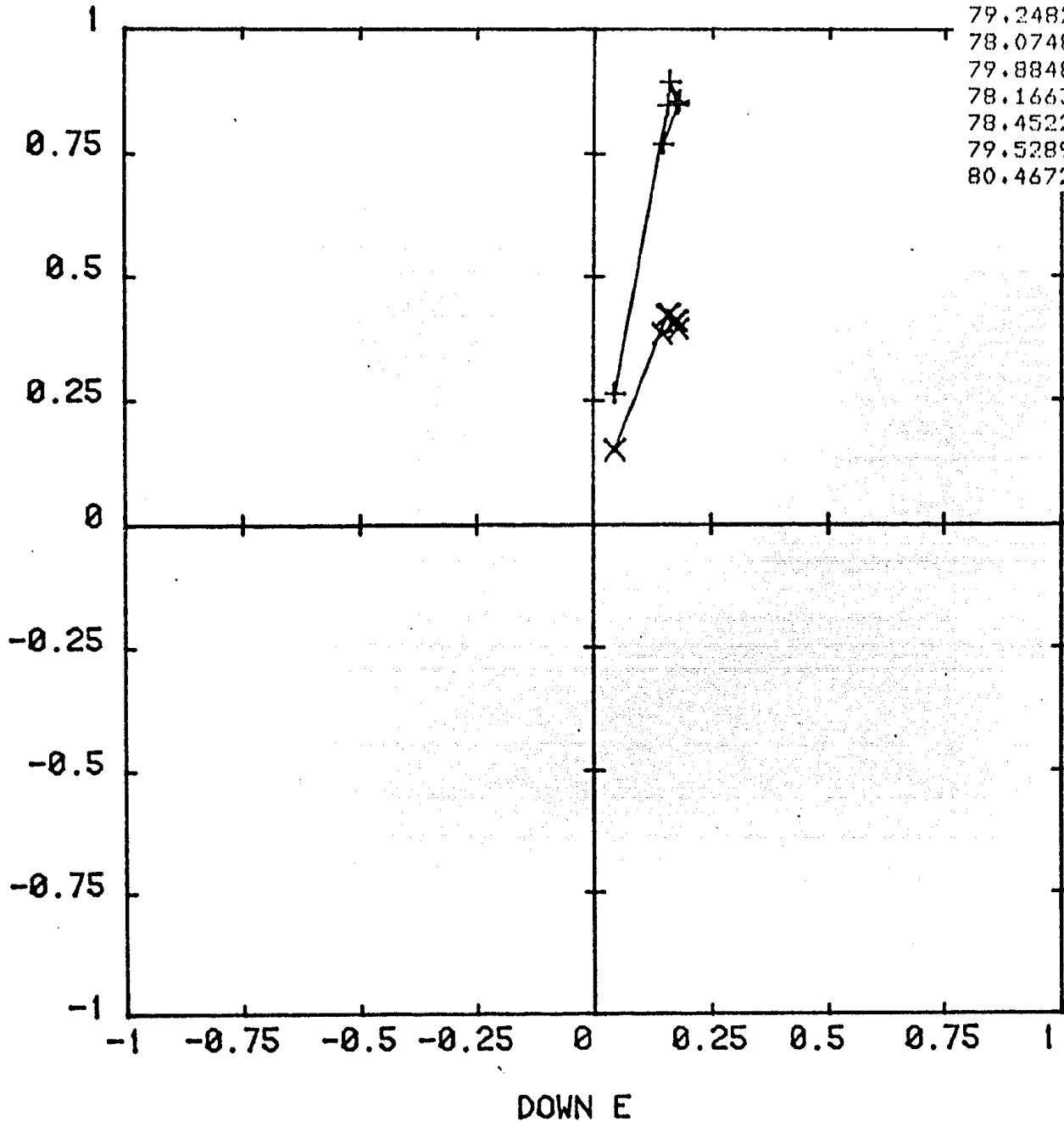
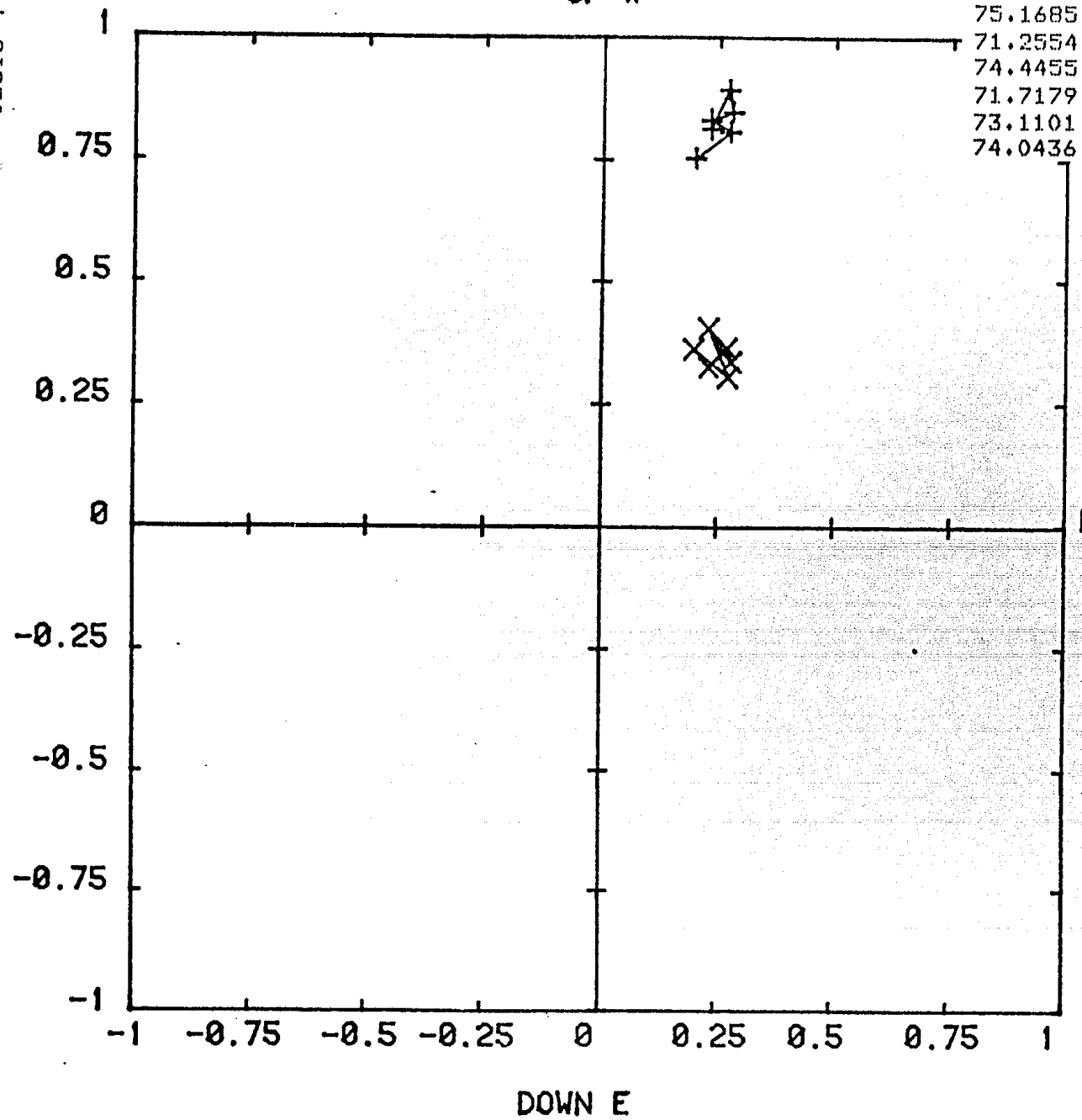


FIGURA 4.7.m

IESIS-119

UP W



75.1685	24.8239	M-38B/M.R.N.
71.2554	19.6183	M-38B/80&C
74.4455	25.0070	M-38B/160&C
71.7179	20.5324	M-38B/250&C
73.1101	21.1975	M-38B/290&C
74.0436	20.9604	M-38B/380&C

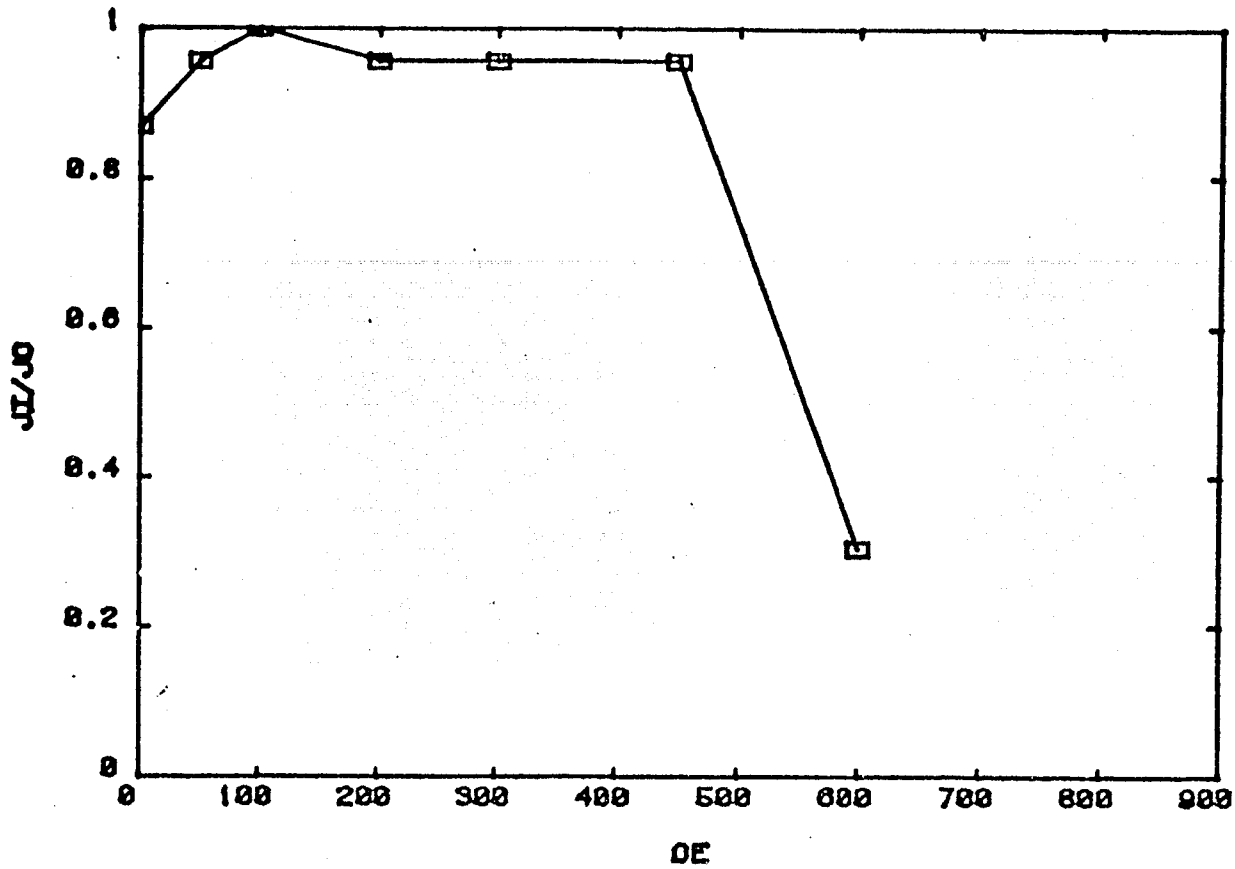
+ HORIZONTAL

X VERTICAL

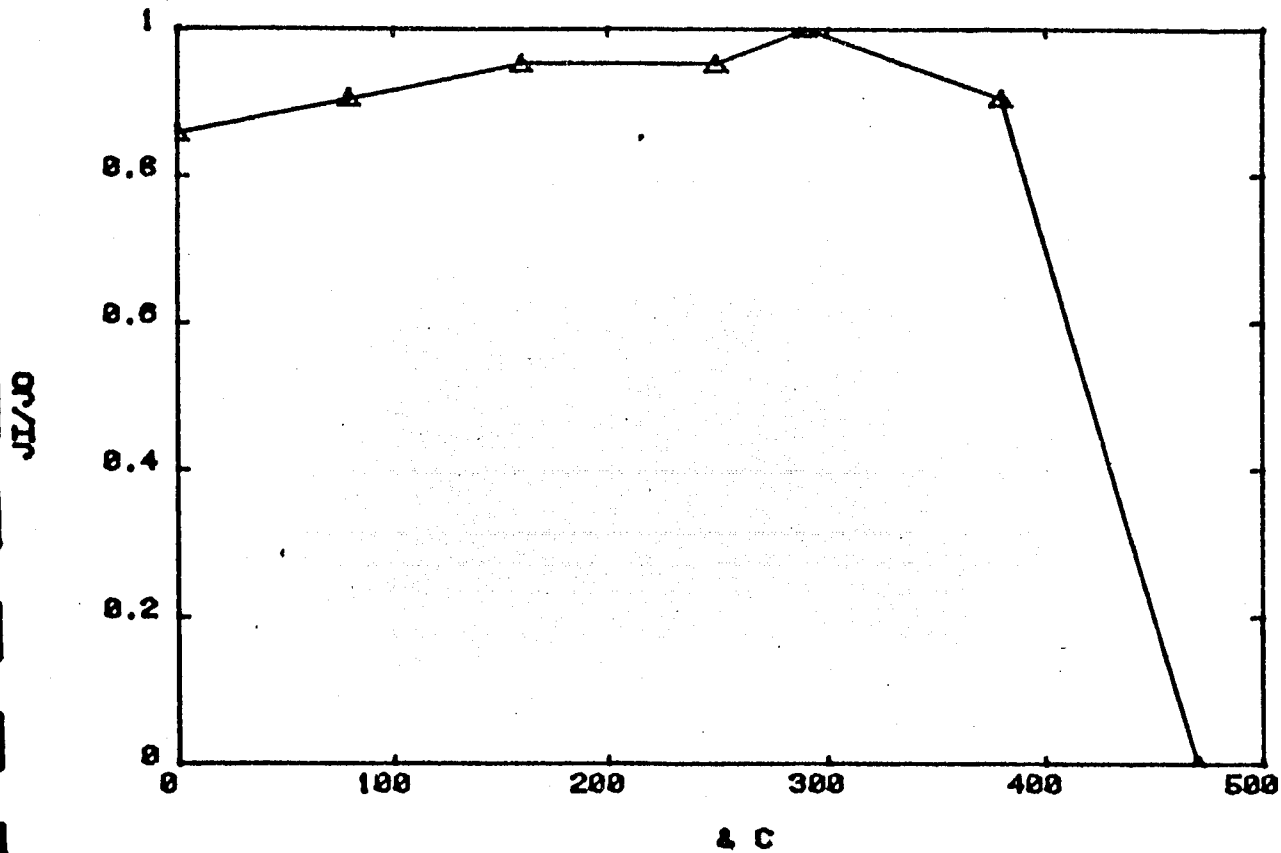
MUESTRA # 38B "DT"

SITIO : TEOTENANGO

FIGURA 4.7.n



MUESTRA # 38A
 SITIO : TEOTENANGO
 DESM. CAMPOS ALTERNOS.

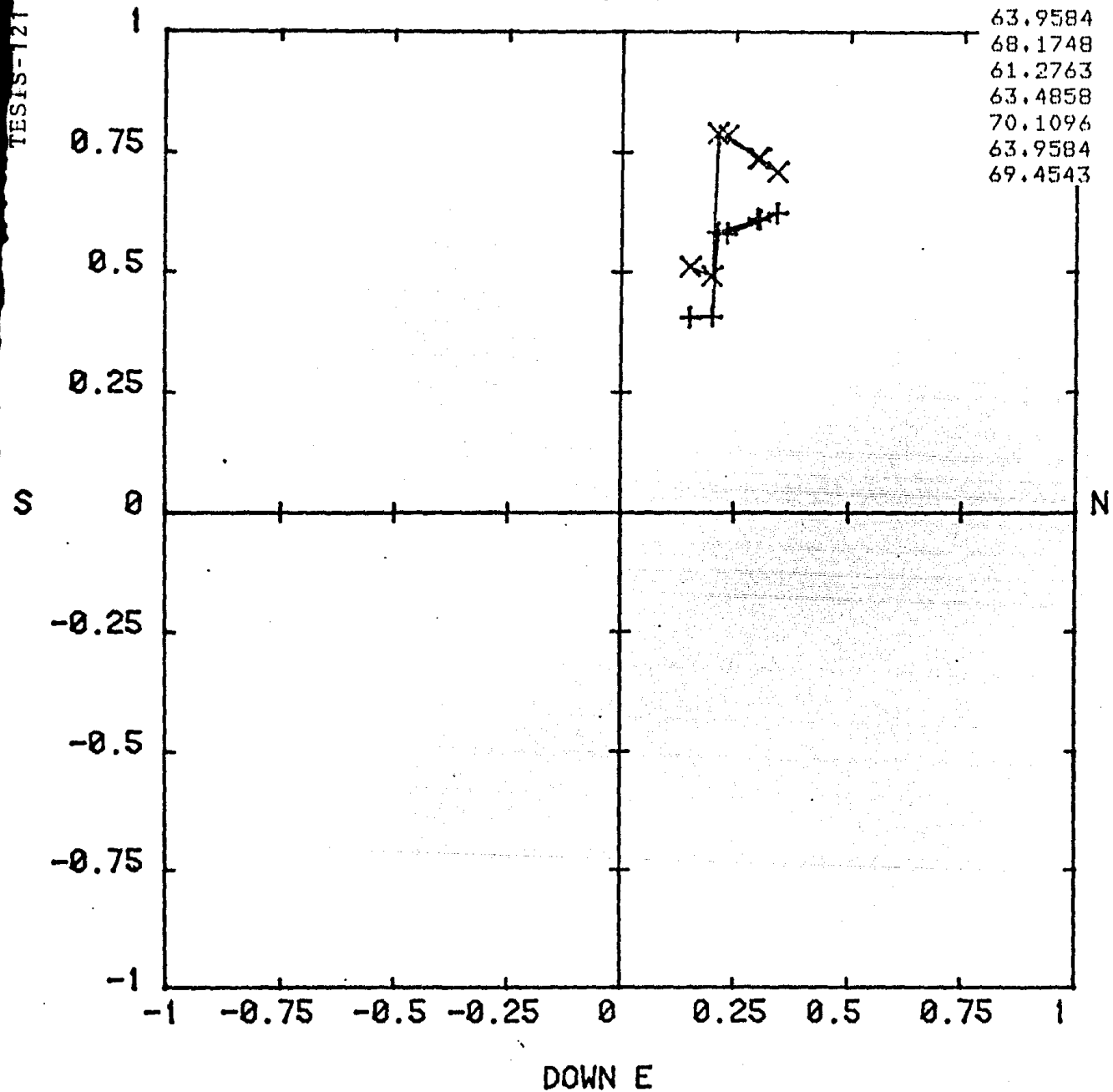


MUESTRA # 38B
 SITIO : TEOTENANGO
 DESM. TERMICA.

FIGURA 4.7.0

TESIS-121

UP W



+ HORIZONTAL

X VERTICAL

MUESTRA # 40 "CA"

SITIO : TEOTENANGO

FIGURA 4.7.p

TESIS-122

UP W

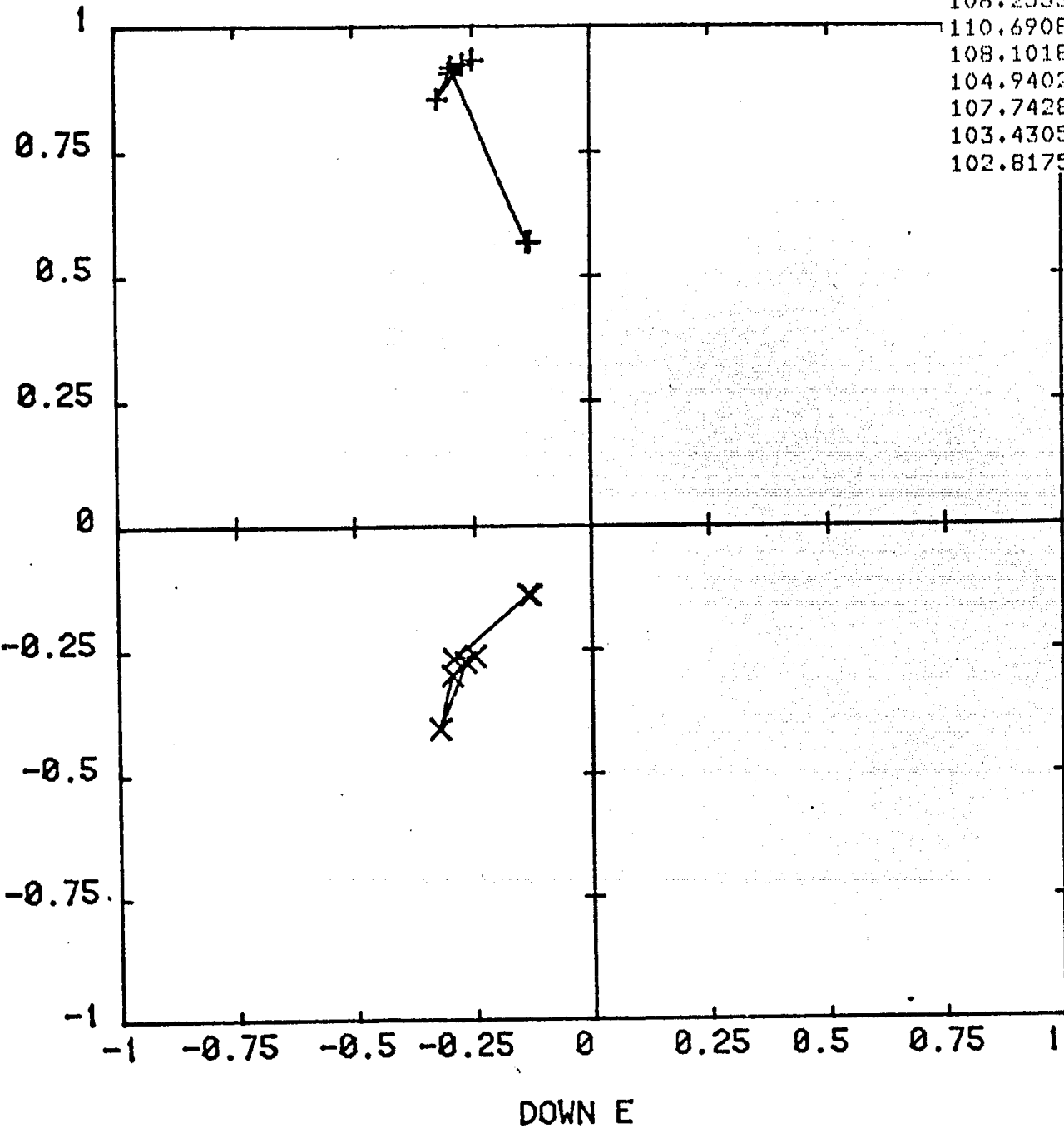
106.2553
 110.6908
 108.1018
 104.9402
 107.7428
 103.4305
 102.8175

-15.9886
 -24.1631
 -17.5785
 -15.2763
 -15.5966
 -13.5628
 -14.7142

M-45A/M.R.N.
 M-45A/50oe
 M-45A/100oe
 M-45A/200oe
 M-45A/300oe
 M-45A/450oe
 M-45A/600oe

S

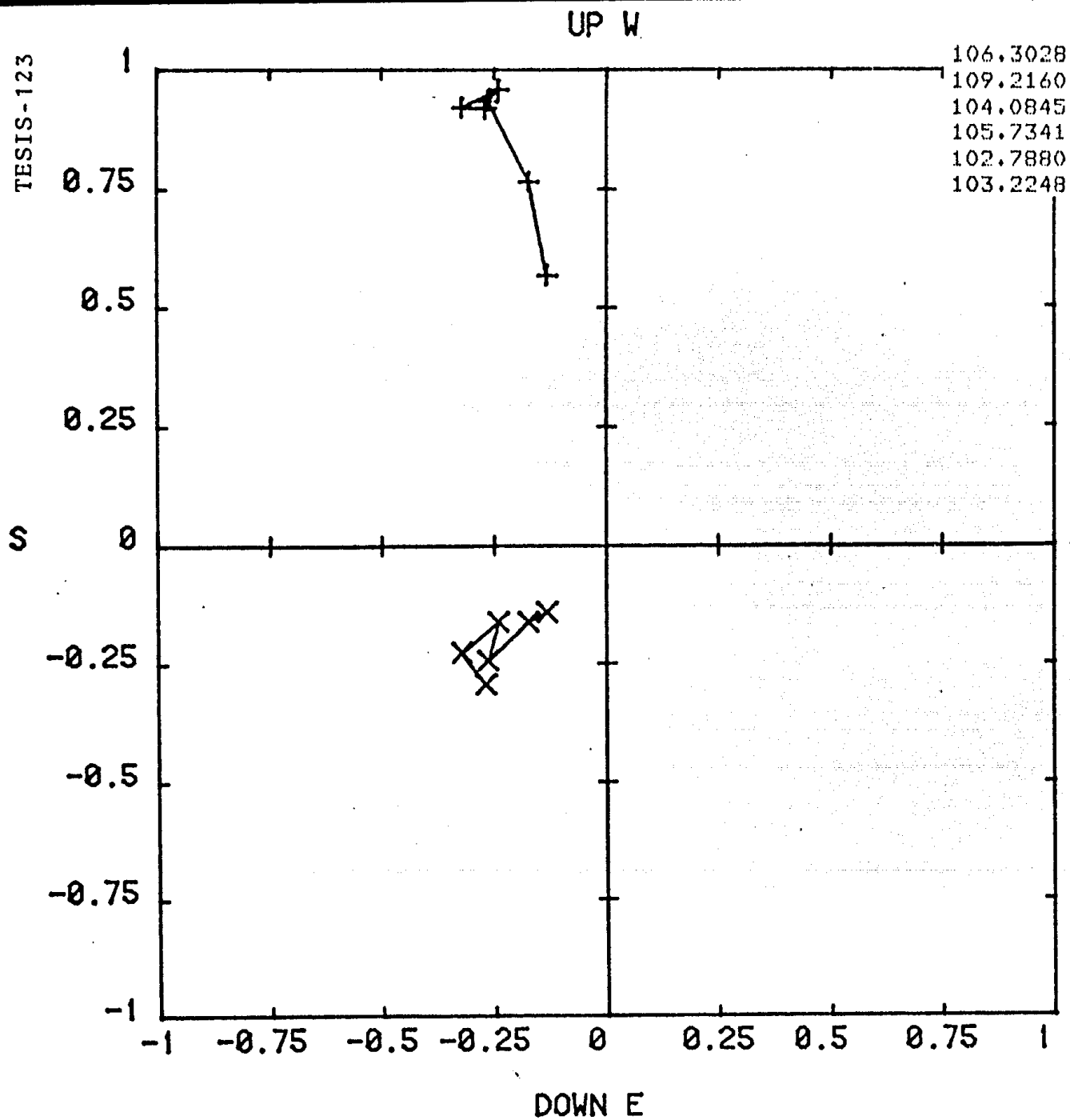
N



+ HORIZONTAL
 X VERTICAL

MUESTRA # 45A "CA"
 SITIO : TEOTENANGO

FIGURA 4.7.q

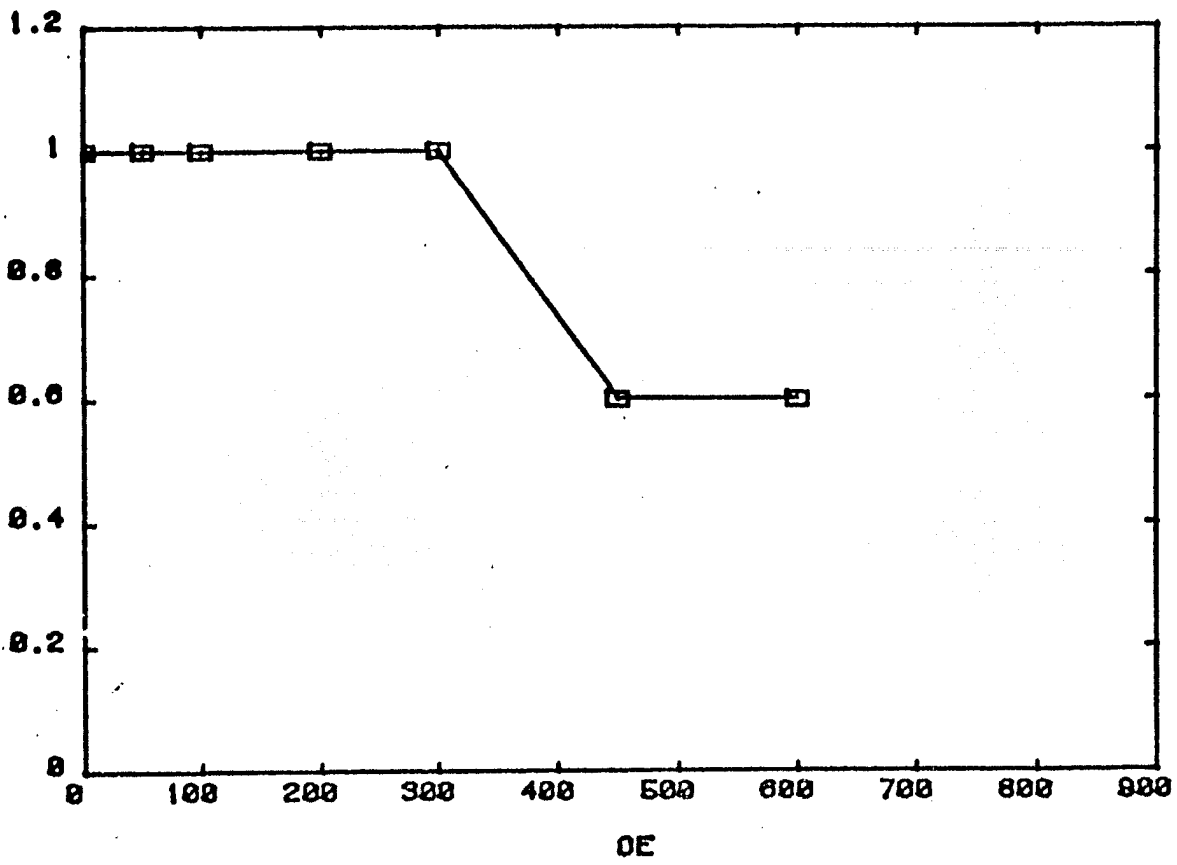


+ HORIZONTAL
X VERTICAL

MUESTRA # 45B "DT"
SITIO : TEOTENANGO

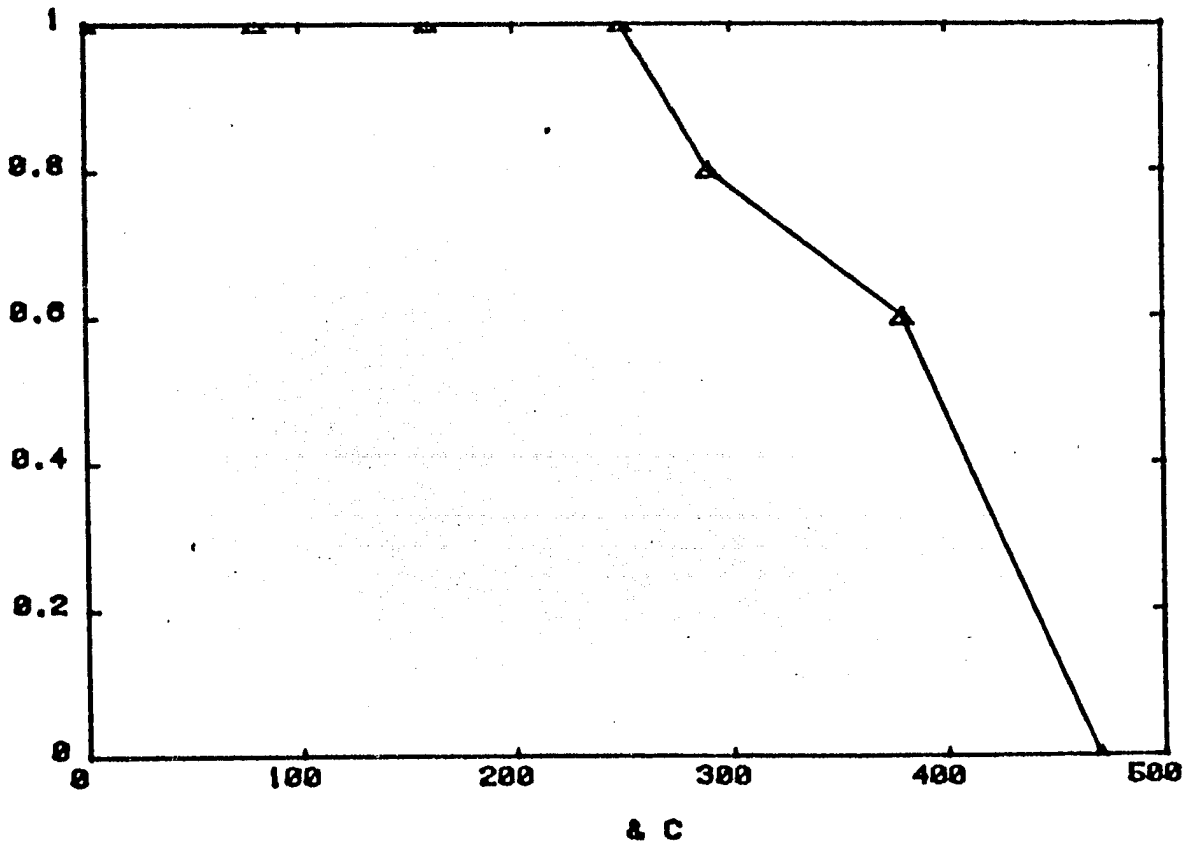
FIGURA 4.7.F

JL/J0



MUESTRA # 45A
 SITIO : TEOTENANGO
 DESM. CAMPOS ALTERNOS.

JL/J0



MUESTRA # 45B
 SITIO : TEOTENANGO
 DESM. TERMICA.

FIGURA 4.7.s

CONCLUSIONES.

Uno de los resultados paleomagnéticos más importantes y que más profundamente ha influenciado el estudio del campo geomagnético es la documentación de los cambios de polaridad. Desde los primeros reportes sobre rocas ígneas con polaridad reversa en Japón y Francia a principios de siglo, éste aspecto del paleomagnetismo ha sido muy investigado. En particular, a fines de los 50's y principios de los 60's, cuando los estudios permitieron definir la escala de cambios de polaridad en los últimos 4.5 m.a. (ver figura 1.3) y cuando ésta fué aplicada a numerosos problemas de correlación y datación, notablemente en la interpretación de anomalías magnéticas marinas en términos del esparcimiento de los fondos oceánicos y tectónica de placas. En los últimos años, éstos estudios paleomagnéticos (o magnetoestratigráficos) se han intensificado con el uso de diversos materiales como rocas volcánicas, materiales arqueológicos, sedimentos marinos, sedimentos de lago y depósitos en cavernas. Uno de los objetivos a largo plazo de éstos estudios es el de definir las variaciones del campo geomagnético en espacio y tiempo en forma global, de tal forma de identificar los mecanismos y procesos que generan éste campo y su evolución en el tiempo geológico así como proveer con una base de datos cuantitativos para la solución de algunos de los problemas más antiguos en geología, como son la datación y co-

CONCLUSIONES.

relación.

En México, el volumen considerable de material volcánico permite realizar estudios magnetoestratigráficos con buenas posibilidades de éxito. Sin embargo, la falta de estudios geológicos de detalle reportados dificulta la labor. Dentro de los programas de investigación en magnetoestratigrafía del Laboratorio de Paleomagnetismo se programó desde hace unos años el estudio de varias áreas en la FVTM. Una de éstas áreas es la del Valle de Toluca, Edo. de México, sobre la cual se tienen algunos estudios previos, incluyendo algunas dataciones de C-14. Las unidades datadas son de los primeros objetivos para estudiar y son el motivo de ésta tesis.

De la región de Toluca (figura 4.1.a) se muestran 10 localidades (figura 4.1.b y 4.1.c) y se obtuvieron 49 muestras orientadas, así como muestras no orientadas para otros estudios (datación con C-14, estudios petrográficos, etc.) (ver tabla 4.1). Los resultados de las mediciones en el laboratorio se describen en el Capítulo IV. Para investigar la estabilidad magnética y la composición vectorial de las magnetizaciones se usaron los métodos de desmagnetización por Campos Magnéticos Externos y por Altas Temperaturas. Para el análisis de los resultados se emplearon varios métodos estadísticos, que se describen en el Capítulo II y los programas Fortran correspondientes se incluyen en los apéndices.

Dentro de los resultados de éste estudio cabe mencionar:

Resultados para cada localidad y unidad estudiadas.

1) Sitio I, Volcán Ajusco.

La magnetización remanente tiene polaridad reversa, por lo que ésta se formó antes de la época de polaridad normal de Brunhes (últimos 0.7 m.a.). No se cuenta con datos radiométricos, por lo que el resultado puede usarse para dar a la unidad una edad mayor a 0.7 m.a.

2) Sitios II, III y IV, Volcan Cuahutl.

La magnetización remanente tiene polaridad intermedia, con declinaciones de aproximadamente 155 grados e inclinaciones de 5 - 50 grados. Los resultados de la desmagnetización no indican la presencia de componentes importantes secundarias; por lo que ésta polaridad podría explicarse en términos de un campo magnético transicional. La edad estimada por C-14 es de 19,530 +/- 160 años, dentro del rango de otros períodos de transición reportados en la literatura. Sin embargo, la alta dispersión en las direcciones no permite una conclusión definitiva.

3) Sitio V, Volcanes Cuates.

La magnetización remanente tiene polaridad normal y este resultado proporciona un dato preliminar para el banco

CONCLUSIONES.

de datos de magnetoestratigrafía para el tiempo de 38,590 +/- 3210 años (edad de C-14). Se recomienda estudiar más muestras de esta unidad, con objeto de tener un resultado de mayor precisión, e investigar las causas de la dispersión de direcciones observada. El muestreo se hizo en tres localidades.

4) SITIO VI, Volcán Sta Fe.

Los resultados se dividieron en dos grupos, de acuerdo a sus direcciones de magnetización. La polaridad de los dos grupos es intermedia, lo que nuevamente sugiere un campo transicional. La edad de C-14 para el volcán Sta Fe es de 30,500 +/- 380 años.

5) Sitio VIII, Volcán Tezontle.

La polaridad de éste sitio es intermedia y las direcciones tienen parámetros estadísticos aceptables (k alta). No obstante, para un análisis más definitivo se recomienda el estudiar más muestras de ésta unidad, ya que se observaron direcciones en algunas muestras que divergen de las incluidas en el análisis estadístico para el sitio. Ello ocasiona que el número de muestras sea bajo. La edad de esta unidad obtenida por C-14 es de 21,860 +/- 380 años.

6) Sitio X, Teotenango.

Los resultados se dividieron en tres grupos, con direcciones distintas y con polaridades intermedias. La andesita Tenango en la localidad muestreada presenta una estructura de bloques, por lo que la presencia de estos grupos de direcciones distintas podría explicarse en esos términos. Además, los datos de desmagnetización indican la presencia de cantidades variables de hematita, por lo que se podrían tener componentes secundarias de magnetización. Se recomienda hacer un estudio mas detallado de propiedades magnéticas de esta unidad. En otra localidad de esta andesita se observó la presencia de abundantes Xenolitos.

La edad del Grupo Tenango obtenida por el método de C-14 es de 8,510 +/- 160 años.

```

DRESET FREE
FILE 1(KIND=RECORD,MAXRECSIZE=22)
FILE 2(KIND=RECORD,MAXRECSIZE=22)
FILE 7(KIND=TEXT,TITLE="JERNE/NESSDIR",FILETYPE=7,NEWFILE=.TRUE.,
*PROTECTION=SAVE)
FILE 10(PIPD=0,3K,PROTECTION=SAVE,UNITS=1,MAXRECSIZE=69
*BLOCKSIZE=69,AREASIZE=1,AREAS=1,NEWFILE)
FILE 11(PIPD=0,3K,UNITS=1,MAXRECSIZE=8,BLOCKSIZE=30,
*FILETYPE=7)

```

PROGRAMA PARA CALCULAR LA DIRECCION MEDIA, LA MAGNITUD DEL VECTO RESULTANTE, LA CTE. DE FISHER, EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (ALPHA.95), EL ERROR PRORABLE, LA DESVIACION ESTANDAR, EL 25% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL, EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR, Y LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR, A PARTIR DE VALORES DE DECLINACION E INCLINACION MAGNETICAS.

VARIABLES DE ENTRADA :

D(L) ----- DECLINACION DE LA MUESTRA "L" DEL SITIO "J"
I(L) ----- INCLINACION DE LA MUESTRA "L" DEL SITIO "J"
N1 ----- N DE SITIOS.
N11 ----- N DE MUESTRAS.
R(J) ----- MAGNITUD DEL VECTOR RESULTANTE DEL SITIO "J"
SUMI(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES NORTE DEL SITIO "J"
SUME(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES ESTE DEL SITIO "J"
SUMIN(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES DE INCLINACION DEL SITIO "J"

VARIABLES DE CALCULO Y DE SALIDA :

LA(J), I(J), R(J) ----- COSENO, DIRECTOR, MUESTRA "L", SITIO "J"
DR(J), IP(J) ----- DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO "J"
R(J) ----- CTE. DE FISHER DEL SITIO "J"
ALPHA(J) ----- CONO DEL 95% DE CONFIANZA DEL SITIO "J"
ERRPR ----- ERROR PRORABLE (INCHAS).
ERRST ----- DESVIACION ESTANDAR (THETAS).
ERRNS ----- 25% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL.
ERRC ----- ERROR CIRCULAR ESTANDAR.
ERRSA ----- DESVIACION ESTANDAR ANGULAR.

SUBROUTINAS :

VERIFI(D,I,L)
ARCHIVO(S,I,MM)
GUARDA(D,I,MM)
CHECK(C1,X1,THETA)

PROGRAMA HECHO POR MARTIN FREYER EL 3 / III / 1984

02345678

```

REAL D(110), I(110), L(110), R(110), R(110), IR, K, SITIO(3)
PRINT /, '¿CÓMO SE LLAMA EL SITIO?'
READ(5,*) SITIO(1), SITIO(2)
140 FORMAT(2A3)
PRINT /, '¿DESEAS LEER LOS DATOS DE UN ARCHIVO ? (SI=1, NO<>)'
READ(5,*) IR
IF (IR.CE.0) GO TO 100L
WRITE(5,*) IR
110 FORMAT(1X, '¿ NUMERO DE MUESTRAS ?')
READ(5,*) N1
WRITE(5,*) N1
120 FORMAT(1X, 'ESCRIBA LA DECLINACION E INCLINACION DE CADA MUESTRA EN GRADOS Y EN EMINUTO LIBRE.')
READ(5,*) (D(K), I(K), K=1, N1)
CONT) 110
1000 CALL ARCHIVO(D, I, N1)
1100 WRITE(5,*) (R(K), I(K), K=1, N1)
130 FORMAT(5X, 'D(1,1), I(1,1), R(1,1), F(1,1), F(1,1), F(1,1), F(1,1)')
CALL VERIFI(D, I, N1)
PRINT /, '¿ DESEAS GUARDAR EN DISCO ESTOS DATOS ? (SI=1, NO<>)'
READ(5,*) MM
IF (MM.CE.1) CALL GUARDA(D, I, N1)
WRITE(5,*) (R(K), I(K), K=1, N1)

```


SUBROUTINA QUE PERMITE ACCESAR DATOS DE UN ARCHIVO DE DATOS PALEOMAGNETICOS.

SUBROUTINA REALIZADA POR MARTIN BREMER EL 14 / V / 1984.

02345678

```

SUBROUTINE ARCHIVO(D,I,N)
REAL D(100), I(100), IARCH(20)
PRINT *, '¿ QUÉ DATOS DEL ARCHIVO QUE DESEAS ACCESAR ? '
READ(5,*) IARCH(1), IARCH(2)
FORMAT(2A6)
OPEN(11, TITLE=IARCH)
READ(11,*)
READ(11,*) (D(J), I(J), J=1, N)
CLOSE(11)
RETURN
END

```

SUBROUTINA QUE PERMITE GUARDAR EN DISCO LOS DATOS DADOS AL PROGRAMA.

SUBROUTINA PROGRAMADA POR MARTIN BREMER EL 14 / V / 1984

02345679

```

SUBROUTINE GUARDA(D,I,N)
REAL D(100), I(100), IARCH(20)
PRINT *, '¿ QUÉ DATOS QUERES LLAMAR AL ARCHIVO ? (SOLO 11 CARACTERES) • '
READ(5,*) IARCH(1), IARCH(2)
FORMAT(2A6)
OPEN(11, TITLE=IARCH)
WRITE(11,*)
WRITE(11,*) (D(J), I(J), J=1, N)
CLOSE(11, IOSTAT='ERROR')
RETURN
END

```

SUBROUTINA QUE COLOCA LOS ANGULOS TANGENTES EN EL CUADRANTE QUE LES CORRESPONDE SEGUN SUS SIGNOS.

VARIABLES :

THETA ----- ANGULO CUYA TANGENTE .
 Y1 ----- ORDENADA DE LA TANGENTE .
 X1 ----- ABSCISA DE LA TANGENTE .

02345680

```

SUBROUTINE CHECK(Z1,X1,THETA)
PI=3.141592653589793
IF(X1) 11,12,13
IF(Z1) 14,15,16
11 THETA=ATAN(Z1/X1)-PI
RETURN
12 THETA=ATAN(Z1/X1)+PI
RETURN
13 THETA=PI
RETURN
14 THETA=-1.5707963
RETURN
15 THETA=0.
RETURN
16 THETA=PI
RETURN
17 THETA=0.
RETURN

```

```

$SET AUTOPRINT
$BIND=FROM *SERVICIO/INSL/=
*RESULT FILE
FILE 5 (KIND=TEXT, MAXRECSIZE=20)
FILE 6 (KIND=TEXT, MAXRECSIZE=22)
FILE 7 (KIND=TEXT, TITLE="BLDR/REPRUEVA", FILETYPE=7, NEWFILE=.TRUE.,
*PROTECTION=SAVE)
FILE 1 (KIND=TEXT, PROTECTION=SAVE, UNITS=1, MAXRECSIZE=60)
*BLOCKSIZE=60, AREAS=1, NEWFILE)
FILE 11 (KIND=TEXT, UNITS=1, MAXRECSIZE=60, BLOCKSIZE=30,
*FILETYPE=7)

```

PROGRAMA PARA HACER ANALISIS ESTADISTICO DE DATOS PALEOMAGNETICOS OBTENIDOS A PARTIR DE MEDICIONES HECHAS EN LABORATORIO.

ESTA VERSION HACE UNA ESTIMACION DE SIMILITUD DE DIRECCIONES DE MAGNETIZACION DE DOS O MAS SITIOS DIFERENTES A PARTIR DE LA DECLINACION E INCLINACION DE LAS MUESTRAS OBTENIDAS Y MEDIDAS EN CADA SITIO.

VARIABLES: N = # DE SITIOS

SUBROUTINAS: PE1(L, J, K, NMS, R, SUML, SUMM, SUMN)
PE2(L, K, NMS, R, SUML, SUMM, SUMN)

PROGRAMA REALIZADO POR MARTIN ERNER EN ABRIL DE 1984.

```

02345678
DIVERG(0) I ADT(0), R(0), SUPL(0), SUMM(100), SUMN(100)
REAL K(100), NMS(100)
WRITE(3,1)
FORMAT(10,1)
READ(5,7)
DO 1, J=1, N
CALL PE1(L, J, K, NMS, R, SUML, SUMM, SUMN)
CONTINUE
CALL PE2(L, K, NMS, R, SUML, SUMM, SUMN)
CALL EXIT
END

```

SUBROUTINA PARA CALCULAR LA DIRECCION MEDIA, LA MAGNITUD DEL VECTOR RESULTANTE, LA C.T.E. DE FISHER, EL CONO DEL 95% DE CONFIANZA (ALPHA=95), EL ERROR PROPORCIONAL, LA DESVIACION ESTANDAR, EL 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL, EL ERROR CIRCULAR ESTANDAR, Y LA DESVIACION ESTANDAR ANGULAR, A PARTIR DE VALORES DE DECLINACION E INCLINACION MAGNETICAS.

VARIABLES DE ENTRADA :

D(L) ----- DECLINACION DE LA MUESTRA "L" DEL SITIO "J"
I(L) ----- INCLINACION DE LA MUESTRA "L" DEL SITIO "J"
N ----- # DE SITIOS
NMS ----- # DE MUESTRAS
R(J) ----- MAGNITUD DEL VECTOR RESULTANTE DEL SITIO "J"
SUML(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES NORTE DEL SITIO "J"
SUMM(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES ESTE DEL SITIO "J"
SUMN(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES DE INCLINACION DEL SITIO "J"

LA(J) (C(J) N(J)) ----- COSENO DIRECTORES, MUESTRA "L", SITIO "J"
 DR(J) (C(J) N(J)) ----- DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO "J"
 IR(J) (C(J) N(J)) ----- UTE. DE FISHER DEL SITIO "J"
 NR(J) (C(J) N(J)) ----- CONC DEL SEX DE CONFIANZA DEL SITIO "J"
 Q1(J) (C(J) N(J)) ----- ERROR PROBALE (THETA50).
 Q2(J) (C(J) N(J)) ----- DESVIACION ESTANDAR (THETA63).
 Q3(J) (C(J) N(J)) ----- 95% DE TIEMPO PARA DISTRIBUCION NORMAL.
 C.S. (C(J) N(J)) ----- ERROR CIRCULAR ESTANDAR.
 DELTA (C(J) N(J)) ----- DESVIACION ESTANDAR ANGULAR.

SUBROUTINAS :

VERIFI(D, I, L)
 ARCHIVO(D, I, NM)
 GUARDA(D, I, NM)
 CHECK(ZI, XI, THETA)

 SUBROUTINA HECHA POR MARTIN BREMER EL 30 / III / 1984

```

SUBROUTINE DE (C, J, K, N, M, R, SUML, SUMM, SUMN)
DIMENSION DR(100), IR(100), A95(100), SUML(100), SUMM(100), SUMN(100),
* SITIO(2)
REAL N(100), D(100), I(100), LA(100), Q1(100), N(100), IP(100), K(100)
PRINT (5, 7) '¿ LAVA EL SITIO? (, J, )'
READ (5, 7) SITIO(1), SITIO(2)
140 FORMAT (1A6)
IF (SITIO(1) .EQ. 0) GO TO 140
IF (SITIO(2) .EQ. 0) GO TO 140
IF (ARCH. .EQ. 1) GO TO 140
WRITE (6, 7) '¿ NUMERO DE MUESTRAS DEL SITIO (, I, ) ? (, /)'
110 FORMAT (1A6)
READ (5, 7) I
WRITE (6, 7) 'ESCRIBA LA DECLINACION E INCLINACION DE CADA MUESTRA
* EN GRADOS Y EN FORMATO LIBRE.'
READ (5, 7) (D(L), I(L), L=1, N)
1100 L=1
DO 1100 J=1, N
  DR(J) = DR(J) + D(L)
  IR(J) = IR(J) + I(L)
  SUML(J) = SUML(J) + D(L) * I(L)
  SUMM(J) = SUMM(J) + I(L) * I(L)
  SUMN(J) = SUMN(J) + I(L) * I(L)
  A95(J) = A95(J) + I(L) * I(L)
  K(J) = K(J) + I(L) * I(L)
  N(J) = N(J) + I(L) * I(L)
  Q1(J) = Q1(J) + I(L) * I(L)
  Q2(J) = Q2(J) + I(L) * I(L)
  Q3(J) = Q3(J) + I(L) * I(L)
  C.S.(J) = C.S.(J) + I(L) * I(L)
  DELTA(J) = DELTA(J) + I(L) * I(L)
  WRITE (6, 7) '¿ DEBE GUARDAR EN DISCO ESTOS DATOS ? (SI=1, NO><1)'
  CALL VERIFI(D, I, L)
  CALL GUARDA(D, I, NM)
  SUML(J) = SUML(J) + D(L)
  SUMM(J) = SUMM(J) + I(L)
  SUMN(J) = SUMN(J) + I(L)
  A95(J) = A95(J) + I(L)
  K(J) = K(J) + I(L)
  N(J) = N(J) + I(L)
  Q1(J) = Q1(J) + I(L)
  Q2(J) = Q2(J) + I(L)
  Q3(J) = Q3(J) + I(L)
  C.S.(J) = C.S.(J) + I(L)
  DELTA(J) = DELTA(J) + I(L)
  CONTINUE
R(J) = SUML(J) * SUML(J) + SUMM(J) * SUMM(J) + SUMN(J) * SUMN(J)
CALL CHECK(SUML(J), SUMM(J), DR(J))
IR(J) = A95(J) / R(J)
AUX1 = A95(J)
AUX2 = A95(J)
K(J) = AUX1 / AUX2
DR(J) = DR(J) * (1.0 + (1/AUX2) - 1)
IR(J) = IR(J) * (1.0 + (1/AUX2) - 1)
A95(J) = A95(J) * (1.0 + (1/AUX2) - 1)
WRITE (6, 7) DR(J), IR(J), K(J), A95(J)
1000 FORMAT (2X, 'EL VALOR DEL VECTOR RESULTANTE ES :', 5X,
* 'LA DECLINACION MEDIA (EN GRADOS) ES :', 5X, F11.4, /, 5X,
* 'EL COEFICIENTE DE FISHER ES :', 5X, F11.4, /, 5X,
* 'EL CONC DEL SEX DE CONFIANZA (EN GRADOS) ES :', 5X, F11.4)
GET = 1.0 / DR(J)
GET = 1.0 / IR(J)
GET = 1.0 / K(J)
  
```

 SUBROUTINA QUE PERMITE GUARDAR EN DISCO LOS DATOS DADOS AL
 PROGRAMA.

 SUBROUTINA PROGRAMADA POR MARTIN BRENER EL 14 / V / 1984

```

C2345673
SUBROUTINE GUARDA(D, I, N)
  REAL D(1, I), I(1, I), IARCH(2, I)
  PRINT *, '¿ COMO QUIERES LLAMAR AL ARCHIVO ? (SOLO 10 CARACTERES)'
  READ(*, *) IARCH(1), IARCH(2)
  100 FORMAT(2A6)
  OPEN(1, FILE=IARCH)
  WRITE(1, 7) I
  WRITE(1, 7) (D(J), I(J), J=1, N)
  CLOSE(1, DISP='CRUNCH')
  RETURN
END
  
```

 SUBROUTINA QUE COLOCA LOS ANGULOS TANGENTES EN EL
 CUADRANTE QUE LES CORRESPONDE SEGUN SUS
 SIGNOS.

VARIABLES :

THETA	=====	ANGULO CUYA TANGENTE
Z1	=====	ORDENADA DE LA TANGENTE .
X1	=====	ABSCISA DE LA TANGENTE .

```

C2345673
SUBROUTINE CHECK(Z1, X1, THETA)
  IF (X1 > 0) THEN
    THETA = ATAN(Z1/X1)
  ELSE
    THETA = ATAN(Z1/X1) + PI
  ENDIF
  RETURN
  THETA =
  RETURN
  THETA = 1.5708
  RETURN
  THETA = ATAN(Z1/X1)
  RETURN
END
  
```

```

1) RESET FREE
FILE 2 (KIND=PRINT, MAXRECSIZE=20)
FILE 7 (KIND=DISK, TITLE="DEBE/RESPOL", FILETYPE=7, NEWFILE=.TRUE.,
* PROTECT(1)=0)
FILE 1 (KIND=DISK, PROTECTION=SAVE, UNITS=1, MAXRECSIZE=60,
* BLOCKSIZE=30, LPTASIZE=1, LPTAS=1, NEWFILE)
FILE 11 (KIND=DISK, UNITS=1, MAXRECSIZE=60, BLOCKSIZE=30,
* FILETYPE=2)

```

PROGRAMA PARA DETERMINAR LA POSICION POLAR A PARTIR DE LA
DECLINACION E INCLINACION DE CADA MUESTRA DE UN SITIO JACO
O VICEVERSA, ADEMAS CALCULA LOS LA DIRECCION MEDIA
DEL SITIO CON SUS RESPECTIVOS PARAMETROS ESTADISTICOS.

VARIABLES DE ENTRADA :

SITIO ----- NOMBRE ARBITRARIO DEL SITIO MUESTREADO
LAMBDA ----- LATITUD "N" DEL SITIO.
THETA ----- LONGITUD "E" DEL SITIO.

SUBROUTINAS :

PE1(LAMBDA, THETA)
DIR(LAMBDA, THETA)

PROGRAMA REALIZADO POR MARTIN BREYER EN ABRIL DE 1984.

```

03745678
REAL LAMBDA, SITIO(3)
PRINT /, '2 DIGITOS: CALCULAR EL "POLO" A PARTIR DE LAS DIRECCIONES
DE LAS MUESTRAS, O LA "DIRECCION" A PARTIR DE LAS COORDENADAS PO
* LAMBDA, THETA (POLO=1, DIRECCION=2)'
READ(S, /) PO
PRINT /, '¿ COMO SE LLAMA EL SITIO? '
READ(S, /) SITIO(1), SITIO(2)
140 FORMAT(2A6)
PRINT /, ' ¿ CUAL ES LA LATITUD "N" Y LONGITUD "E" DEL SITIO ? (EN
* GRADOS)'
READ(S, /) LAMBDA, THETA
WRITE(S, /) SITIO(1), SITIO(2), LAMBDA, THETA
150 FORMAT(7F10.4)
PRINT /, ' LOS SIGUIENTES DATOS CORRESPONDEN AL SITIO : ', 2A6,
* LAMBDA=LA, THETA=TH, SITIO(1)=SI1, SITIO(2)=SI2, ' Y SU LONGITUD ES : ', F10.4, /)
CALL PE1(LAMBDA, THETA)
CALL DIR(LAMBDA, THETA)
CALL EXIT
END

```

PROGRAMA PARA CALCULAR LA DIRECCION MEDIA, LA MAGNITUD DEL
VECTOR RESULTANTE, LA CTE. DE FISHER, EL CULO DEL 95% DE
CONSTANZA CAMPBELL, EL PICO PROBABLE, LA DESVIACION
ESTANDAR, EL CULO DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL,
EL ERROR CIRCULAR ESTADISTICO Y LA DESVIACION
ESTANDAR ANGULAR, A PARTIR DE VALORES DE
DECLINACION E INCLINACION FACULTICAS.

P(L) ----- DECLINACION DE LA MUESTRA "L" DEL SITIO "J"
 I(L) ----- INCLINACION DE LA MUESTRA "L" DEL SITIO "J"
 N ----- # DE SITIOS
 M ----- # DE MUESTRAS
 R(J) ----- MAGNITUD DEL VECTOR RESULTANTE DEL SITIO "J"
 SUMI(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES NORTE DEL SITIO "J"
 SUME(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES ESTE DEL SITIO "J"
 SUMI(J) = SUMA DE LAS COMPONENTES DE INCLINACION DEL SITIO "J"

VARIABLES DE CALCULO Y DE SALIDA :

LAC(J) ----- COSENO DIRECTORES, MUESTRA "L", SITIO "J"
 DR(J) ----- DECLINACION E INCLINACION DEL SITIO "J"
 K(J) ----- CTE. DE FISHER DEL SITIO "J"
 A05(J) ----- CONO DEL 95% DE CONFIANZA DEL SITIO "J"
 Q51 ----- ERROR PROCEABLE (THETA51)
 Q57 ----- DESVIACION ESTANDAR (THETA57)
 Q55 ----- 95% DE ERROR PARA DISTRIBUCION NORMAL.
 C.S.E. ----- ERROR CIRCULAR ESTANDAR.
 DELTA ----- DESVIACION ESTANDAR ANGULAR.

SUBROUTINAS :

VERIFI(O, I, L)
 ARCHIVO(S, I, NM)
 GUARDA(O, I, NM)
 POLO(O, I, NM, LAYDA, THETA, LANDAP, THETAP)
 CHECK(Z1, X1, THETA)

 PROGRAMA HECHO POR MARTIN PRIMER EL 30 / III / 1984

```

100 SUBROUTINE POLO(LAYDA, THETA)
110 REAL D(100), I(100), L(100), P(100), R(100), DR(100), K(100), A05(100), Q51, Q57, Q55, CSE, DELTA
120 PRINT / 12 '¿QUERES LEER LOS DATOS DE UN ARCHIVO? (SI=1, NO<<1)'
130 READ(5, 7) A05
140 IF (A05.EQ.0) GO TO 100
150 WRITE(5, 7) A05
160 FORST(1) = 1 '¿NUMERO DE MUESTRAS?'
170 READ(5, 7) N
180 WRITE(5, 7) N
190 FORST(2) = 1 '¿QUERES LA DECLINACION E INCLINACION DE CADA MUESTRA EN GRADOS Y EL RESULTADO LIBRE?'
200 READ(5, 7) (O(K), I(K)), K=1, N
210 GO TO 100
220 CALL ARCHIVO(O, I, NM)
230 WRITE(5, 7) (O(K), I(K)), K=1, N
240 FORST(3) = 1 '¿QUERES GUARDAR EN DISCO ESTOS DATOS? (SI=1, NO<<1)'
250 READ(5, 7) A05
260 IF (A05.EQ.0) THEN GUARDA(O, I, NM)
270 SUMI = 0
280 SUME = 0
290 SUMI = 0
300 DO 130 K=1, N
310 D(K) = O(K)
320 I(K) = I(K)
330 L(K) = D(K)*COS(I(K)*PI/180)
340 P(K) = I(K)*SIN(I(K)*PI/180)
350 CALL POLO(O(K), I(K), LAYDA, THETA, LANDAP, THETAP)
360 WRITE(5, 7) (O(K), I(K)), K=1, N
370 WRITE(5, 7) (L(K), P(K), LANDAP, THETAP)
380 FORST(4) = 1 '¿QUERES GUARDAR EN DISCO ESTOS DATOS? (SI=1, NO<<1)'
390 IF (A05.EQ.0) THEN GUARDA(O, I, NM)
400 SUMI = SUMI + L(K)
410 SUME = SUME + P(K)
420 SUMI = SUMI + L(K)
430 SUME = SUME + P(K)
440 CONTINUE
450 R = SQRT(SUMI**2 + SUME**2)
460 CALL CHECK(O, I, NM, DR)
470 IN = IN + 1
480 AUX1 = N
490 AUX2 = N
500 K = AUX2 / IN
  
```


B I B L I O G R A F I A .

- Bloomfield K., 1973.
The Age and Significance of the Tenango Basalt,
Central Mexico.
Oversea Geol. Miner. Resources # 37.
- Bloomfield K., 1975.
A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in
Central Mexico.
Bull. Vulcanol. # 64.
- Brock A., 1971.
An Experimental Study of Paleosecular Variation.
Geophy. J. R. Astr. Soc. # 24.
- Collinson, Creer, Runcorn, 1967.
Methods in Palaeomagnetism.
Ed. Elsevier.
- Cox A., 1973.
Geomagnetic Reversals and Plate Tectonics.
Ed. Freeman and Co.
- Doell, Darymple, Smith and Bailey, 1964.
Palaeomagnetism, K-Ar Ages, and Geology of
Rhyolites and Associated Rocks of the Valles
Caldera, New Mexico.
Geol. Soc. Am. Memoir. # 116.
- Irving e., 1964.
Palaeomagnetism and its Application to Geological
Problems.
Ed. J. Wiley.
- Irving and Pullaiah, 1976.
Reversals of the Geomagnetic Field,
Magnetostratigraphy and Relative Magnitude of
Paleosecular Variation in the Phanerozoic.
Earth-Science Reviews # 12.
- Martin del Pozo A.L., 1980.
Vulcanologia de la Sierra Chichinautzin.
Tesis de Maestria en Ciencias (Geologia).
- Mc. Elhiny M. W., 1973.
Palaeomagnetism and Plate Tectonics.
Cambridge University Press.
- Nagata et al, 1965.

Archeomagnetic Intensity Studies of South and Central America.
Journal of Geomagnetism and Geoelectricity # 17.

-Negendank, J. F. W., 1972.
Volcanoes of the Valley of Mexico. Description of some Mexican Rocks with Special Consideration of the Opaques. Part I : Petrography of the Volcanics.
Miner. Abh. # 1116.

-Open University.
El campo Magnetico de la Tierra.
Ed. Mc. Graw Hill.

-Sanchez r., G. Wilson, 1977.
Plinian Eruptions of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico.
Geol. Rundsch. # 66.

-Seyfert C. K., Sirkin L. A., 1973.
Earth and Plate Tectonics an introduction to historical geology.
Ed. Hraper and Row.

-Tarling D. H., 1971.
Principles and Applications of Palaeomagnetism.
Ed. Chapman and Hall, London.

-Urrutia F., 1976.
Estudio Paleomagnetico de Rocas Igneas del Noreste del Edo. de Jalisco, Mexico.
Tesis de Maestria en Ciencias (Geofisica).

-Urrutia F., 1978.
Analisis de Estabilidad de la Magnetizacion Remanente Natural.
Anales del Instituto de Geofisica, UNAM. # 24.

-Urrutia F., 1979.
Significado y Utilizacion de Magnetizaciones de Multiples Fases.
Anales del Instituto de Geofisica, UNAM. # 25.

-Urrutia F., 1980.
Further reilabilityTests for Determination of Palaeointensities of the Earth's Magnetic Field.
Gephys. J. R. Astr. Soc. # 61.

-Urrutia F., 1980.
On the Relationship Between the Magnetic and Strain Fabric in Slates and Possible Effects of Consistent Instrumental Discrepances.

Elsevier Sc. Publishing Co., Amsterdam.

-Urrutia F., 1980.

Palaeointensity Determination and K-Ar Dating of the Tertiary North-East Jalisco Volcanics (Mexico).

Blackwell Sc. Publications, Oxford London. Edimburg Boston Melbourne.

-Urrutia F., 1980.

Palaeomagnetic Studies of Mexican Rocks.

Tesis de Doctorado en Ph. University of upon Tyne.

-Urrutia F., 1981.

Palaeomagnetic of Lower Tertiary Volcanic Sedimentary Rocks from Central Chihuahua, Northern Mexico.

Annales de Geophysique # 37.

-Urrutia F., 1981.

Preliminary Results on the Effects of Heating on the Magnetic Susceptibility Anisotropy of Rocks.

Journal of Geomagnetism and Geoelectricity # 33.

-Urrutia F., 1981.

Some Observations on Short-Term Magnetic Viscosity Behaviour at Room Temperature.

Physics of the Earth and Planetary Interiors # 26.

-Valastro S., 1974.

Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico.

Geol. Soc. Am. Bull. # 85.

-Valencio D. A., 1976.

El Magnetismo de las Rocas.

Ed. Universidad de Buenos Aires.