

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE POSGRADO
DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES

PALEOMAGNETISMO Y MAGNETOESTRATIGRAFIA DE LA ZONA NORTE DEL
CAMPO VOLCANICO MICHOACAN-GUANAJUATO

Margarita Cifuentes (Sismología y Física del Interior de la Tierra)

ING. ROSA MARIA URIBE CIFUENTES

LABORATORIO DE PALEOMAGNETISMO
INSTITUTO DE GEOFISICA
CIRCUITO EXTERIOR, C.U.
MEXICO, D.F.

TESIS CON
FALLA DE CRICEN

1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

RESUMEN	1
I. INTRODUCCION	2
I.1 Planteamiento y objetivos	2
I.2 Antecedentes	3
I.3 Metodología	3
II. GEOLOGIA	
II.1 Estratigrafía	7
Andesitas Pliocénicas	7
Andesitas y basaltos cuaternarios	12
Depositos recientes	23
II.2 Estructura y tectónica	23
II.3 Xenolitos	30
III. PALEOMAGNETISMO	34
III.1 Metodología	34
III.2 Descripción de los sitios de muestreo	35
IV. INTERPRETACION Y DISCUSION	88
V. CONCLUSIONES	95
BIBLIOGRAFIA	96

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del estudio paleomagnético en el área norte del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, para determinar las polaridades de las unidades que se encuentran en la zona y para poder correlacionar estos con los cronos geomagnéticos, con el fin de ubicarlas magnetoestratigráficamente. Así mismo, determinar si existe algún arreglo o patrón espacial y temporal en esta zona del eje Neovolcánico.

Para los objetivos anteriores se muestrearon 13 sitios, que abarcan dos unidades litoestratigráficas. La más antigua es del Plioceno y está constituida por aparatos compuestos y coladas de lava. La otra unidad es cuaternaria y se caracteriza por derrames, pequeños conos y maars, de composición andesítica y basáltica.

Con el fin de seleccionar y ubicar los sitios de muestreo paleomagnético se tomó como base cartográfica el mapa de Silva, (1979); para esta zona, agregando algunas modificaciones.

Junto con los datos de geoquímica reportados por Silva, (1979); se realizaron 3 análisis isotópicos de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, para determinar el probable origen de los magmas de esta región.

En la secuencia vulcanoclástica de los maars de Valle de Santiago, se encontraron xenolitos de granulitas, de tipo básico, en donde es importante el contenido de plagioclasa, diopsido e hiperstena, lo cual indica un carácter cortical. La ubicación de estos xenolitos, es la más occidental de este tipo reportada, en esta parte de México y apoya los modelos gravimétricos (Urrutia y Molina en prensa), la presencia de este tipo de xenolitos considerados parte de la corteza inferior, sugiere un ascenso del magma rápido con poco tiempo de asimilación estas rocas, por lo que es posible encontrarlos en la superficie actualmente.

En cuanto a los datos paleomagnéticos, se encontró que la mayoría de los sitios (10) presentan una polaridad normal contra una sola polaridad reversa y dos intermedias. aunado a esto las posiciones de los polos, se acercan considerablemente a la del Polo Geomagnético actual, lo cual ratifica el carácter juvenil de la rocas en esta zona.

Los valores del parámetro de rotación R son negativas, y sugieren la ocurrencia de una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj, lo cual apoya la teoría de que existe un desplazamiento lateral izquierdo que ha afectado esta parte central de México.

I. INTRODUCCION

I.1 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS.

El presente trabajo forma parte de un proyecto de investigación desarrollado en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, el cual consiste en realizar una serie de estudios paleomagnéticos en la parte central del Eje Neovolcánico Transmexicano, con el propósito de evaluar desde el punto de vista magnetoestratigráfico y tectónico esta parte de México.

El área de estudio (Fig. I.1), se localiza en el extremo norte-centro de lo que se conoce como campo volcánico Michoacán-Guanajuato, (Hasenaka, et al. 1985).

Está constituido por derrames de lava, conos volcánicos, maars y algunos volcanes compuestos, los cuales se consideran los más antiguos de la región.

Los estudios paleomagnéticos se aplican comúnmente en la solución de problemas geológicos que intentan determinar vectores de magnetización primarios en las rocas y sus relaciones con el sistema de coordenadas paleomagnético, pues ellos permiten documentar movimientos relativos de una región. Además otra propiedad magnética que puede ser utilizada es la polaridad de la unidad, con lo cual es posible asignarles una posición en el registro estratigráfico del área.

Para esta parte de México, estos datos resultan muy útiles, por tratarse de una serie de rocas muy jóvenes y que pertenecen a un rasgo morfológico importante, solo se cuenta con pocos datos que aporten un conocimiento más preciso sobre su edad.

En el presente trabajo fué objetivo del mismo, determinar los parámetros de rotación para documentar su comportamiento tectónico, así como también realizar una comparación de resultados para las rocas de la zona y confrontarlos con la escala de polaridades para tratar de asignarles una posición en el registro estratigráfico del área.

Así mismo, fué importante determinar la distribución espacial de las estructuras presentes, junto con todos los datos geológicos que de ellas fué posible recabar con la finalidad de conocer a fondo el marco geológico del área.

Al combinar la información de edad de las rocas, con los datos de polaridad y composición química, es posible, para algunas regiones documentar un comportamiento o migración magmática.

En el caso del Eje Neovolcánico Transmexicano, existen algunas áreas donde ha sido posible documentar este comportamiento.

Sin embargo, los datos obtenidos no permiten observar claramente un patrón diferencial que pueda señalar este comportamiento en la zona. Al contrario de lo sucedido con estos datos, los parámetros que permiten evaluar un comportamiento tectónico del área corroboran las teorías de desplazamiento lateral que se han venido manejando recientemente para el Eje.

Se utilizó como base cartográfica la elaborada por Silva, (1979); a la cual se le agregaron algunas modificaciones, poniendo especial interés en las secuencias muestreadas.

I.2 ANTECEDENTES

En esta parte de México, se han desarrollado una gran cantidad de trabajos de investigación en los que se pretende determinar el origen, la evolución y edad de esta zona.

Algunos autores como: Mooser, et al (1974); Bloomfield, (1975); Negendank, (1972); entre otros, coinciden en señalar que la actividad del Eje Neovolcánico, comenzó en el Oligoceno y continúa hasta el Reciente.

Demant, (1978) considera que el Eje Neovolcánico Transmexicano es estrictamente formado a partir de cinco focos de actividad principal con diferentes características y orientación.

Entre algunos de los trabajos más importantes podemos citar: Ordóñez, (1906); Mooser, (1969; 1972; 1975); Negendank, et al (1985); Demant, (1978; 1981); Shurber, et al (1984); Hasenaka, et al (1985); Campos-Enriquez, (1989); Urrutia, et al (1977; 1981; 1987); Gastil, et al (1973); Mora-Alvarez, G., et al (1991).

En el área de estudio los trabajos que se han realizado son escasos, siendo los más significativos: la tesis doctoral que presentó Silva-Mora, (1979) y el trabajo de Hasenaka, et al (1985); Connor, (1987). Existen otros trabajos que se refieren principalmente a zonas aledañas. Entre estos se pueden citar los realizados por: Demant, et al (1975); Carrasco-Núñez, (1989); Tibaldi, (1989); Soler-Arechalde, (1990) y Suttar, (1990).

I.3 METODOLOGIA

Primero se realizó una investigación documental sobre los trabajos geológicos del Área de estudio y zonas aledañas, paralelamente se verificó el mapa propuesto por Silva, (1979), y se realizaron las correcciones que se consideraron pertinentes al mismo.

Posteriormente se efectuaron diversas salidas a campo con el

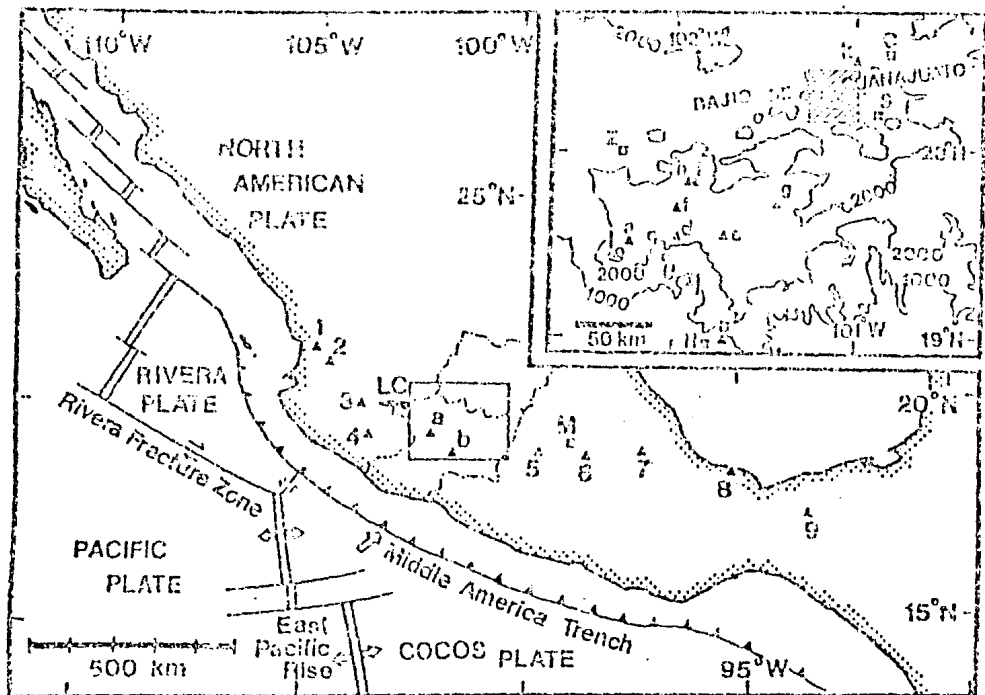


Fig. 1.1 En esta figura se muestra la ubicación del campo volcánico Michoacán-Guanajuato que se encuentra encerrada en el cuadro. El inserto superior muestra dicha área ampliada. La V corresponde al área de Valle de Santiago, el área de este trabajo se encuentra sombreada. Tomado de Hasenka et al., 1985.

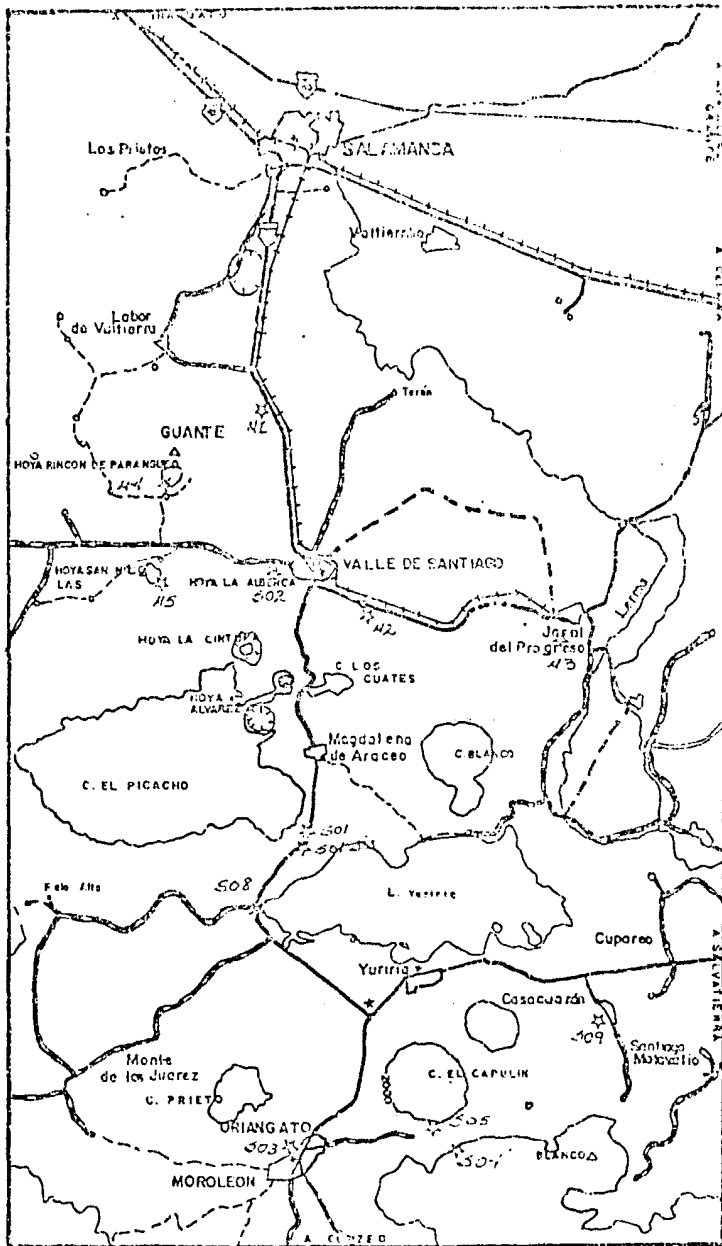


Fig. 1.2 Se ilustra en esta figura la ubicación de los sitios de muestreo paleomagnético, así como también vías de acceso al área y poblaciones cercanas.

objeto de verificar la zona de trabajo y ubicar en ella los sitios más convenientes para el muestreo paleomagnético.

Para esto fué necesario recolectar una serie de muestras que abarcaron básicamente 2 unidades estratigráficas y que comprenden desde la más antigua a la más reciente:

-andesitas pliocénicas, representadas por volcanes compuestos.

-andesitas y basaltos cuaternarios, que morfológicamente se pueden dividir en:

a) flujos basálticos, representados por volcanes compuestos y grandes coladas, (llegan a asociarse a estas andesitas básicas)

b) productos piroclásticos y derremes asociados básicos, representados principalmente por las estructuras volcánicas conocidas como maars, y algunos conos cineríticos.

Se colectaron 13 sitios paleomagnéticos con un total de 121 muestras, los cuales se encuentran distribuidos en toda la zona de estudio, (Fig. 1.2). Estas muestras fueron colectadas con una perforadora portátil adaptada McCulloch 130 con una barrena de 2.5 cm de diametro y se utilizó para orientarlas un orientador con brújula magnética.

Se realizaron determinaciones petrográficas con láminas delgadas, estas se hicieron en el microscopio de polarización modelo BSHP Olympus, del Posgrado. La preparación y medición de las muestras paleomagnéticas, así como el análisis de sus resultados se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo.

II GEOLOGIA

II.1 ESTRATIGRAFIA

Las unidades de roca de esta porción son de acuerdo a Silva, (1979) de edades que van del Plioceno hasta el Reciente.

Informalmente se describen dos unidades litoestratigráficas que fueron reconocidas de acuerdo con sus rasgos morfológicos y con la información previa existente, se caracterizan estas unidades de la más antigua a la más joven.

En base a una reinterpretación cartográfica y con los datos de campo recabados, se propone el mapa geológico de la Fig. II.1

ANDESITAS PLIOCENICAS

Estas lavas se distinguen en el área por que se encuentran formando grandes edificios volcánicos, debido al apilamiento de coladas, se caracterizan también por la ausencia de material piroclástico.

En el área, el aparato pliocénico más importante es el Cerro Culiacán, localizado al este de la hoja Valle de Santiago. Las estructuras de este periodo se encuentran afectadas por fracturamiento y/o fallamiento plio-cuaternario que ha provocado el escalonamiento de los flancos de los mismos.

Anteriormente Mooser. (1961); Bloomfield y Valastro. (1977); asignan una edad pliocénica a los grandes estratovolcanes de México (Popocatepetl, Iztacihuatl, etc....).

No obstante, es difícil atribuir una edad precisa a este ciclo volcánico, estratigráficamente es claro que se encuentra situada entre las fases ignimbríticas miocénicas y el vulcanismo cuaternario.

En esta unidad, las lavas son muy compactas, en general son de color gris oscuro e intemperizan en gris claro, con tonos ócres casi en todos los aparatos, los frentes son vesiculares, en algunos afloramientos dan la impresión de ser derrames de bloques.

Las estructuras se presentan muy erosionadas en algunos de sus flancos y con abundante vegetación, principalmente las que se localizan en la región central y oriente del área. En la parte sureste, esta unidad se caracteriza por presentar una serie de

fallas normales, que provocan la presencia de grandes barrancas.

En esta unidad se perforaron los sitios S01, S01Bis y se realizaron dos estudios petrográficos. (Anexo Petrográfico).

Los sitios S01 y S01Bis se localizan en el flanco este del Cerro El Varal al oeste del lago de Yuriria (ver fig. II.1), se trata de una lava de color gris ocre al intemperismo, gris obscuro al fresco, vesicular, con intemperismo laposo hacia la parte superior del afloramiento, de textura porfirítica que en ocasiones cambia a afanítica en algunas partes del mismo. Se observan algunos fenocristales de olivino un poco alterados.

Silva, (1979) divide esta unidad en dos grupos, de acuerdo a sus características petrográficas: el Grupo I y el Grupo II, con las siguientes descripciones:

"....En el grupo I, las lavas que lo forman son de fábrica o textura ligeramente porfirica con fenocristales de plagioclasas, olivino (2-5%). El olivino a veces presenta reacción con el líquido y está rodeado de cristales de orthopiroxenos, con menor abundancia también se identifican clinopiroxenos y los óxidos de Fe y Ti. En la matriz es casi constante un vidrio café y abundantes microlitos de plagioclasa, olivino y clinopiroxenos que a veces forman una textura dolerítica, características que definen el grupo de andesitas básicas.

En el Grupo II, conformado por andesitas ricas en fenocristales (50-40%), principalmente de plagioclasas, se encuentran en una matriz microlítica o vítrea. Las plagioclasas son los fenocristales más comunes (25-30%), los orthopiroxenos (5%), los clinopiroxenos son (1%), se encontraron restos de hornblenda verde 0,5%. Los minerales opacos se encuentran en microfeno cristales..."

De acuerdo con las características petrográficas observadas al microscopio, en las muestras de los sitios S01, S01bis, S02; podríamos decir que estos sitios entran en el grupo I de la clasificación propuesta por Silva, (1979).

En el área existen 4 análisis químicos de lavas andesíticas pliocénicas, (Tabla II.1): con sus respectivos cálculos de normas CIPW, la ubicación de estos datos se muestra en la (Fig. II.1.) La muestra 597 de la tabla, corresponde con los sitios S01 y S01bis, y de acuerdo a la clasificación de TAS, (1986) se trata de una andesita tracky-basáltica, las demás muestras se consideran andesitas (en la misma clasificación). (Fig. II.2).

Dentro de estas rocas se observó la presencia de titanomagnetitas e ilmenita en la matriz. Al graficar los datos de los análisis químicos de las andesitas en los diagramas de álcalis-SiO₂, Kuno (1959) y en el diagrama AFM, la ubicación de las muestras corresponde al campo de las rocas calci-alcálicas, (Fig. II.3).

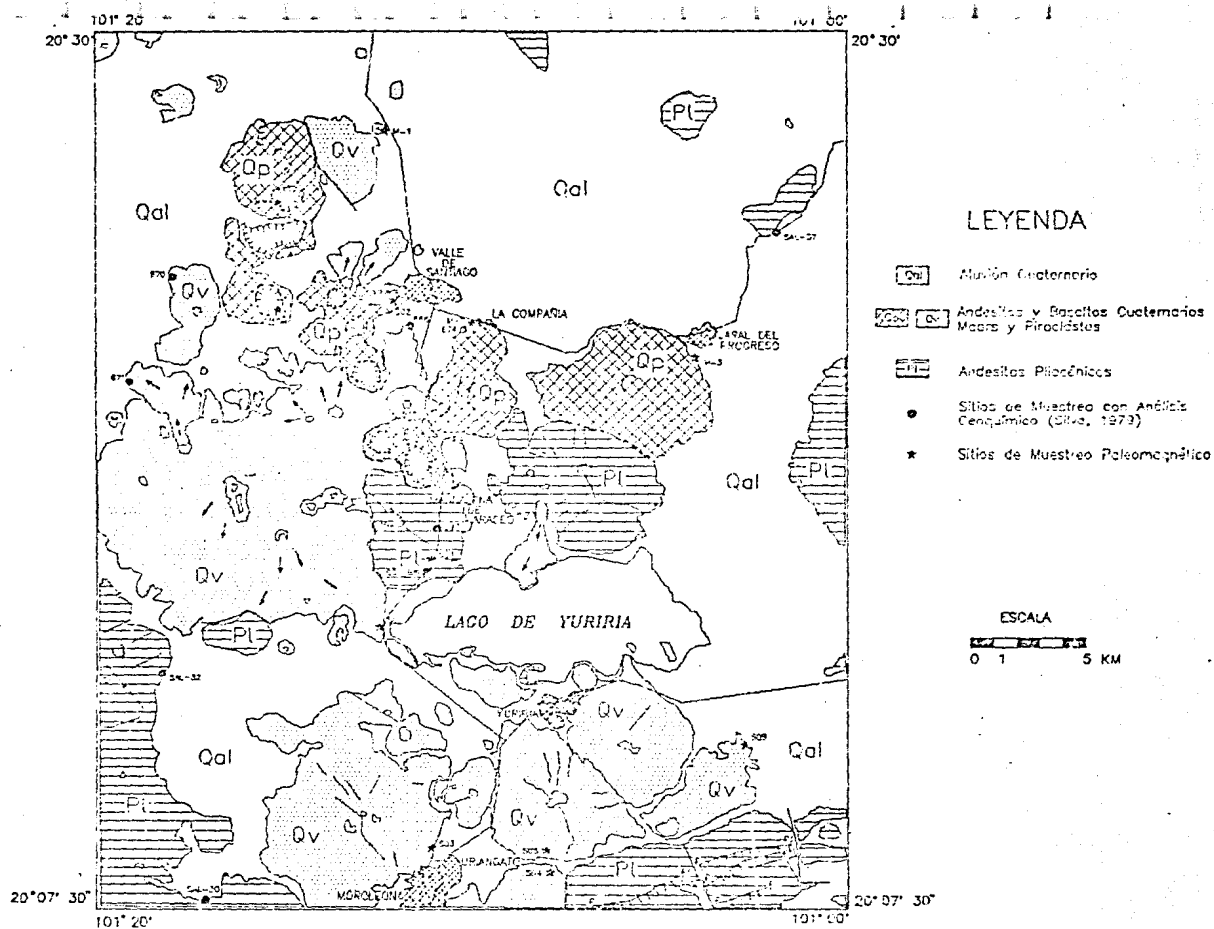


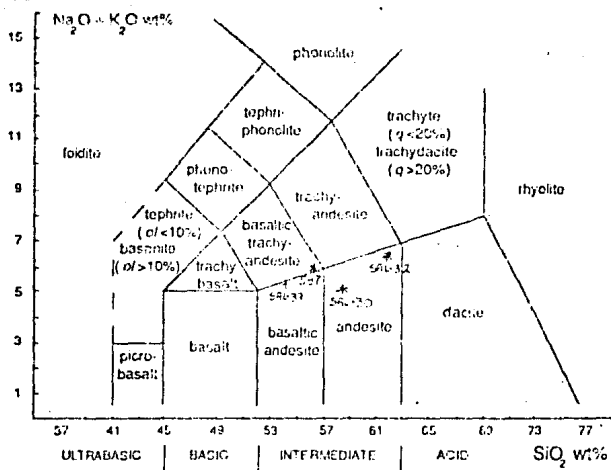
Fig. II.1 Mapa geológico del área de estudio (Modificado de Silva, 1979).

TAFIA II.1
ANALISIS QUIMICOS ANDESITAS PLIOGENICAS
(Silva, 1979)

NO. DE MUESTRA ELEMENTOS MAYORES	597	SAL-30	SAL-32	SAL-37
SiO ₂	56.61	58.04	61.25	53.67
Al ₂ O ₃	16.19	18.47	17.95	16.87
Fe ₂ O ₃	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO	6.70	4.60	3.50	6.81
MnO	0.11	0.10	0.09	0.17
MgO	2.78	3.26	1.75	4.23
CaO	5.96	7.67	5.94	7.45
Na ₂ O	3.70	3.99	4.48	3.58
K ₂ O	2.50	1.17	1.87	1.46
TiO ₂	1.30	0.09	0.66	1.59
P ₂ O ₅	0.40	0.20	0.25	0.69
H ₂ O ⁺	0.69	0.19	0.39	0.61
H ₂ O ⁻	0.33	0.19	0.09	0.02
TOTAL	98.77	100.27	100.33	99.05

MINERALES

	NORWA CIPW			
	597	SAL-32	SAL-30	SAL-37
Q	6.96	12.36	8.70	2.28
Or	15.01	11.12	6.67	6.90
Ab	31.44	37.73	33.54	33.54
An	20.02	23.55	29.19	23.63
Di	5.80	3.79	6.50	7.54
Hy	13.34	7.19	16.91	15.86
Ht	2.09	2.09	2.09	2.09
Il	2.43	1.67	1.67	3.04
Ap	1.01	0.67	0.34	1.68
Cc				



Further subdivisions of shaded fields	trachybasalt	basaltic trachyandesite	trachyandesite
$Na_2O - 20 \geq K_2O$	hawaite	mugearite	benmoreite
$Na_2O - 20 \leq K_2O$	potassic trachybasalt	shoshonite	latite

Fig.II.2 Diagrama de clasificacion de TAS, (1986) para andesitas pliocenicas

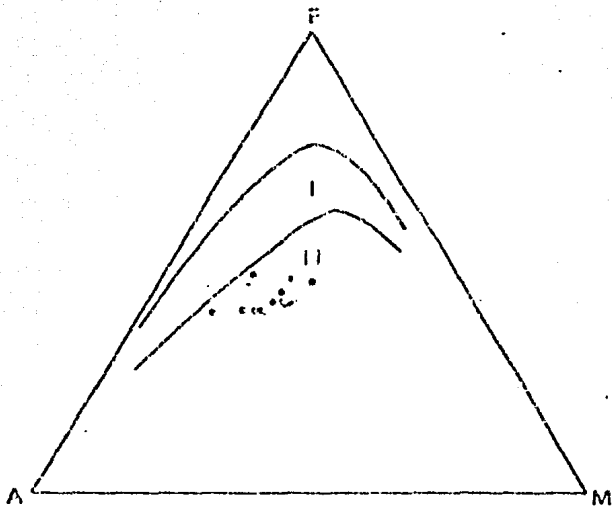


FIG. 11.3 Diagrama AFM. de las andesitas pliocénicas.

ANDESITAS Y BASALTOS CUATERNARIOS

Dentro de esta unidad encontramos diversos tipos de estructuras eruptivas, representadas por conos escoriáceos, coladas y cráteres de explosión o maars.

Estas estructuras son de tamaño pequeño en comparación con los edificios pliocénicos, y presentan conos de material piroclástico; bombas, lapillis, etc., con un crater; a veces irregular y al pie del cual encontramos flujos de lava. Estos volcanes son de tipo monogenético.

Se describen primero los sitios perforados en conos escoriáceos y coladas; posteriormente los perforados en maars.

En este tipo de derrames se perforaron los sitios S03, S04, S05, S08, S09, M1, M2 y M3.

El sitio S03, se localiza en el poblado de Uriangato, es el frente de una colada de lava considerable asociada a un pequeño cono volcánico. Se trata de una roca de color gris claro e intemperiza de color gris ocre, es muy compacta no presenta ningún tipo de estructuras, su fábrica es afanítica.

Los sitios S04 y S05 se localizan uno muy cercano al otro. El primero se ubica en la ladera norte del Cerro Jara Breva. Se trata de un derrame muy compacto de color gris oscuro que intemperiza en tonos café, con textura porfirítica con fenocristales de olivino, plagioclasas y escasos ferromagnesianos.

El segundo sitio se localiza al sur del Cerro El Capulín se trata del frente de un derrame de color gris oscuro de textura afanítica que al intemperizarse forma lajas.

El sitio S08, se localiza al sur de los anteriores y se trata de un derrame masivo, muy intemperizado de color rosado, con algunas fracturas, de textura porfirítica y con abundantes fenocristales, principalmente de plagioclasas.

El sitio S09, se ubica en el poblado de Casacuarcán pertenece a un derrame que se origina en el Cerro Porullo. Se trata de una lava de color gris ocre al intemperismo y gris oscuro al fresco, de apariencia vesicular y de textura afanítica.

El sitio M1 se localiza en la parte norte del área en el Cerro Guantecillos, se trata de un cono cinerítico, producto de una erupción de tipo estromboliano, se observan intercalaciones de periodos magmáticos y freatomagmáticos. (Fig. 11.1)

Se observaron dos diques en esta estructura, uno de ellos puede ser un centro de emisión debido a su posición y a que se encuentran fragmentos pequeños de lava englobados en otros fragmentos. Estos fenómenos también se observan en los cuellos de

lava o tubos de lava en Hawaii. (Comunicación personal con G.P.L.Walker).

Las muestras se tomaron de dos flujos de lava de la parte superior del cono. Son lavas muy recientes de color gris oscuro tanto al intemperizar como cuando están frescas; vesiculares, de textura afanítica.

El sitio M2 se ubica en el poblado de la Compañía, se tomaron de un derrame asociado al Cerro Los Cuates, aunque aparentemente es más joven que el edificio principal. Es una colada vesicular de color gris oscuro que al intemperizar presenta colores café al parecer es una colada en bloques, aunque no parecen estar movidos. Es de textura afanítica.

El sitio M3 se localiza en la ladera norte del Cerro La Tetilla cercano al poblado de Jaral del Progreso, es un derrame masivo de color gris claro, de textura afanítica, sumamente duro.

Para esta unidad, Silva (ibid..) hizo 6 análisis químicos y sus respectivas normas (ver Tabla II.2), la ubicación de estas muestras se encuentra en la (Fig. II.1).

De acuerdo con las características petrográficas observadas, podemos decir que los sitios perforados en esta unidad pertenecen a los grupos I y II de la división propuesta por Silva, (1979), para estas rocas. Es común la presencia de minerales opacos como ilmenita y magnetita en la matriz de estas rocas.

También pertenecen al vulcanismo cuaternario las estructuras de tipo explosivo, maars, que se localizan en el área con una orientación aproximada de N20oW, al noroeste del lago de Yuriria.

Existen 9 de estas estructuras completas en la zona, aunque sólo son 7 las más importantes por su tamaño: localmente se les denomina como "Hoyas". Sus nombres son: Hoya Rincón de Parangueo, Hoya de San Nicolás, Hoya Estrada, Hoya La Alberca, Hoya La Cintura, Hoya de Alvarez, Hoya Blanca. De las estructuras incompletas podremos enunciar algunas, por ejemplo: al sur de Rincón de Parangueo se observa la orilla de otra hoya, al norte de esta misma también; en la rivera sur del lago de Yuriria, al noroeste del pueblo también encontramos otros restos: al este de la hoya de Alvarez se puede distinguir muy bien otra de estas estructuras; esto nos da idea clara de que este tipo de actividad estuvo controlado probablemente por algún factor de tipo estructural y que fué una actividad intermitente, debido a la superposición de las estructuras, culminando con las mejor preservadas.

En estas estructuras se muestrearon los sitios S02, M4 y M5: las muestras fueron de derrames de lavas que alternaban con los productos piroclásticos.

Se observó que las estructuras se encuentran desarrolladas encima de un flujo volcánico de composición andesítica, que actúa a manera de basamento. Este flujo se localiza apro

TABLE 11.2
ANALISIS QUIMICOS DE BASALTOS Y ANDESITAS CUATERNARIAS
(Silva, 1979)

NO. DE MUESTRA ELEMENTOS MAYORES	815	596	670	674	666	671
SiO ₂	55.05	52.62	53.40	55.09	55.29	59.64
Al ₂ O ₃	16.75	19.19	17.47	17.49	16.62	17.32
Fe ₂ O ₃	1.56	2.50	1.50	1.50	1.50	1.50
FeO	6.36	6.53	7.66	6.65	7.86	5.11
MnO	0.13	0.12	0.16	0.12	0.14	0.19
MgO	4.28	3.56	4.12	4.19	3.25	2.27
CaO	7.35	6.92	6.86	7.35	6.18	5.75
Na ₂ O	3.78	3.68	4.37	3.61	4.60	4.83
K ₂ O	1.69	1.20	2.20	1.65	1.95	2.10
TiO ₂	2.10	1.40	1.65	1.32	1.23	0.78
P ₂ O ₅	0.29	0.42	0.74	0.47	0.34	0.23
H ₂ O+	0.39	0.80	0.29	0.25	0.44	0.15
H ₂ O-	0.06	0.24	0.10	0.11	0.07	0.07
TOTAL	99.73	96.58	100.27	100.38	99.67	99.85

MINERALES

	815	596	NORMA CIPW			
			670	674	666	671
Q	4.32	2.52	-	3.30	0.60	7.02
Or	10.01	7.23	12.79	10.01	11.68	12.23
Ab	31.96	33.01	36.68	31.96	38.78	40.87
An	23.63	31.14	21.68	26.13	19.46	19.46
Di	9.07	0.69	6.90	6.40	7.90	6.25
Hy	13.53	17.27	9.22	17.32	15.62	9.58
Mt	-	-	5.87	-	-	-
Il	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09	2.09
Ap	3.95	2.74	3.19	2.58	2.20	1.52
Cc	0.67	1.01	1.68	1.01	0.67	0.67
	-	-	-	-	-	-

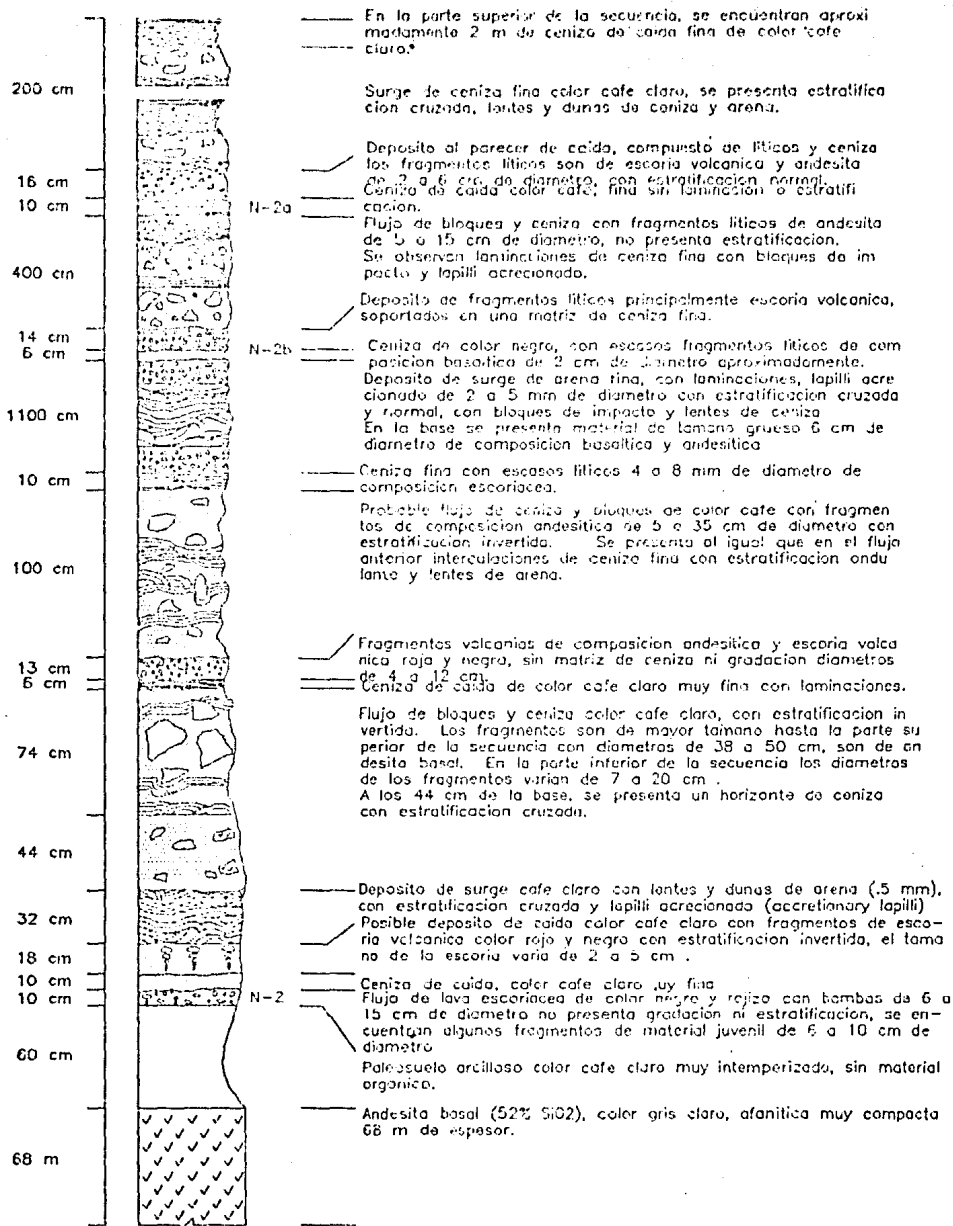


FIG. II.4

ximadamente en la cota 1800 *msnm* y presenta una inclinación sensiblemente horizontal, ya que en los maars de La Alberca y La Cintura se observa el mismo nivel. Su base no se conoce, observándose su mayor espesor en el maar de La Alberca, donde se tienen visibles aproximadamente 65 m y donde se ubicó el sitio S02.

La composición de este sitio es andesita básica, es de color gris oscuro, intemperiza a gris claro, su estructura es masiva, aunque en las paredes del maar se observan grandes fracturas, principalmente verticales, producidas probablemente al tiempo de la estructura, la textura es afanítica. Silva, (1979) reporta un análisis químico de esta roca, (ver Tabla II.2, muestra 695).

Por encima de este derrame encontramos una secuencia vulcánica, noclástica de aproximadamente 30 m de espesor, donde observamos fragmentos líticos probablemente pertenecen al flujo andesítico, en una matriz de ceniza clara y una secuencia íreatomagnética donde existen intercaladamente, horizontes de caída, de surge, de flujo, etc., que forman la columna estratigráfica total de este maar. Todo el material se caracteriza por ser muy deleznable (Fig. II.4).

La secuencia se encuentra coronada por una serie de capas de ceniza fina donde es notable la ausencia de líticos de cualquier tamaño. A lo largo de esta secuencia se recogieron 3 muestras: N-2, N2-a, N2-b.

La muestra N-2, pertenece a material Juvenil, que representa el magma nuevo que reaccionó violentamente dando origen a la estructura. Las otras dos muestras son cenizas, la primera es de color café claro muy fina no se presentan fragmentos líticos y la segunda es ceniza negra de 0.5 cm a muy fina con fragmentos líticos muy abundantes. La inclinación aparente de estas capas varía entre los 8 y 12 grados hacia afuera de la misma, su rumbo es de N65 E, 18 NW en la entrada de la Hoya.

En la ladera N-NE de la hoya observamos un horizonte de material escoriáceo, se trata de un antiguo cono cinerítico; que seguramente se desarrolló antes del evento explosivo que formó el maar. Está cubierto por la secuencia descrita anteriormente.

Por sus dimensiones podemos decir que este es uno de los maars más pequeños, su diámetro medio es de 500 m con una profundidad relativa de 70 m, su profundidad total se desconoce.

En la (Fig.II.5) podemos ver los perfiles de los maars más importantes de esta región, se aprecia la diferente altitud y diámetro del cráter que se formó. Desde este punto de vista algunos autores como Lorenz, (1986); consideran que la profundidad del conducto está relacionada directamente con el diámetro de la misma.

Otro de los maars más importantes por sus dimensiones es el

conocido como Rincón de Parangueo, es la estructura más grande junto con el mar de Alverez. Tiene un diámetro de 1450 m y una profundidad parcial de 250 m.

En este mar se perforó el sitio M4 en un derrame de composición basáltica, de color gris oscuro, de fábrica porfirítica con pequeños fenocristales de olivino y escasas plagioclasas.

Este derrame se encuentra localizado aproximadamente a la mitad, pertenece a un depósito aparentemente lenticular que se intercala con la secuencia vulcanoclástica. Sus relaciones estratigráficas no son muy claras, debido a que se encuentra cubierto por suelos de cultivo y cenizas.

En esta estructura no se pudo observar la lava basal que se presenta en la Alberca, debido a que en la orilla se encuentra mucho material, resultado de la precipitación de sales minerales en el agua de dicha hoya.

Sin embargo la estructura se encuentra conectada al exterior por un túnel que la atraviesa en su ladera sur. En dicho túnel se pudo observar que la mayoría de la estructura está formada por lavas de color gris oscuro, con diferentes fábricas, que cambian de masivas a vesiculares, escoriáceas, etc. Por la posición del túnel y las precarias condiciones en las que se encuentra no podemos precisar si se trata de un solo derrame, pero por los cambios texturales que se presentan en el mismo es posible sospechar que se trata de diferentes eventos sucesivos. (Fig. 11.6)

En la misma ladera sur, se encuentra un banco de material, de grava y arena, donde pudimos observar parte de la secuencia vulcanoclástica (Fig. 11.7). En el banco dentro de la secuencia encontramos la presencia de xenolitos de granulitas, que ponen en evidencia la composición de la corteza en esta parte de nuestro país.

La granulita de los xenolitos es de textura granular, presenta cristales de feldespatos y piroxenos en muestra de mano, la descripción petrográfica se encuentra en el anexo de este trabajo.

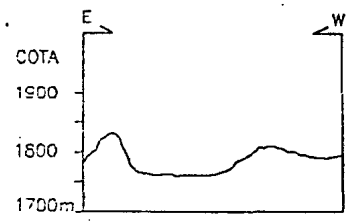
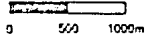
Los fragmentos son subredondeados y están dentro de una capa de ceniza color café claro fina mezclada con fragmentos líticos de otra composición, presentan una alteración importante al rededor debida a oxidación.

Los diámetros de los fragmentos varían de los 2 a 5 cm y los más grandes de 10 a 12 cm.

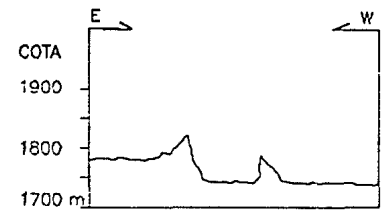
Estratigráficamente se localizan en la parte superior de la secuencia vulcanoclástica muy cercana a la cima, es decir a unos 3 m por debajo de esta.

El último sitio que se perforó en esta unidad fue el M5, que se ubica en el mar de San Nicolás, en la parte sur estructura que

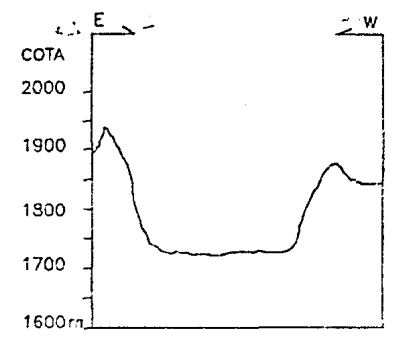
Escala Horizontal



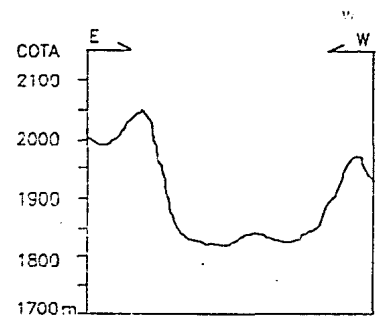
Hoya Estrada



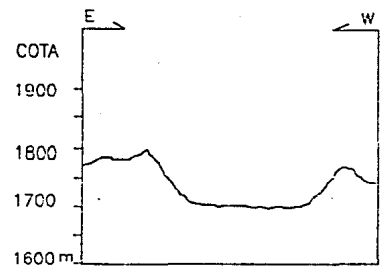
Hoya La Alberca



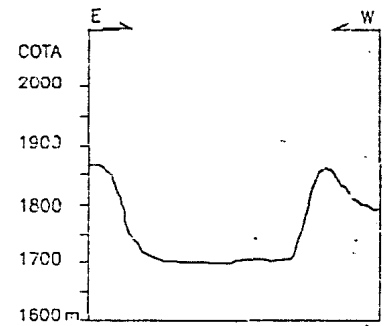
Hoya La Cintura



Hoya Alvarez

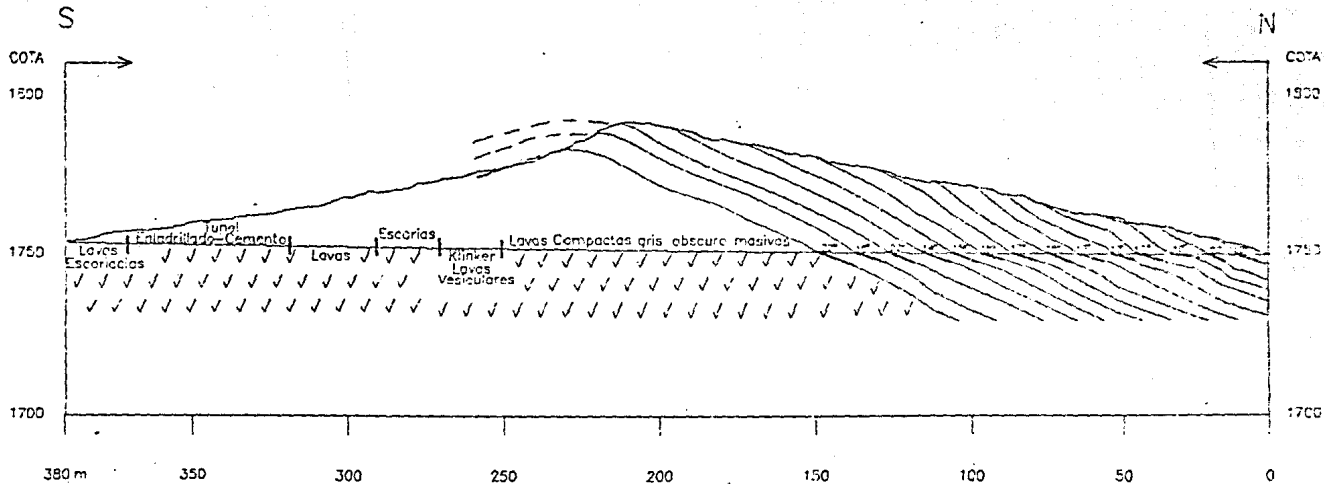


Hoya San Nicolas



Hoya Rincon de Parangueo

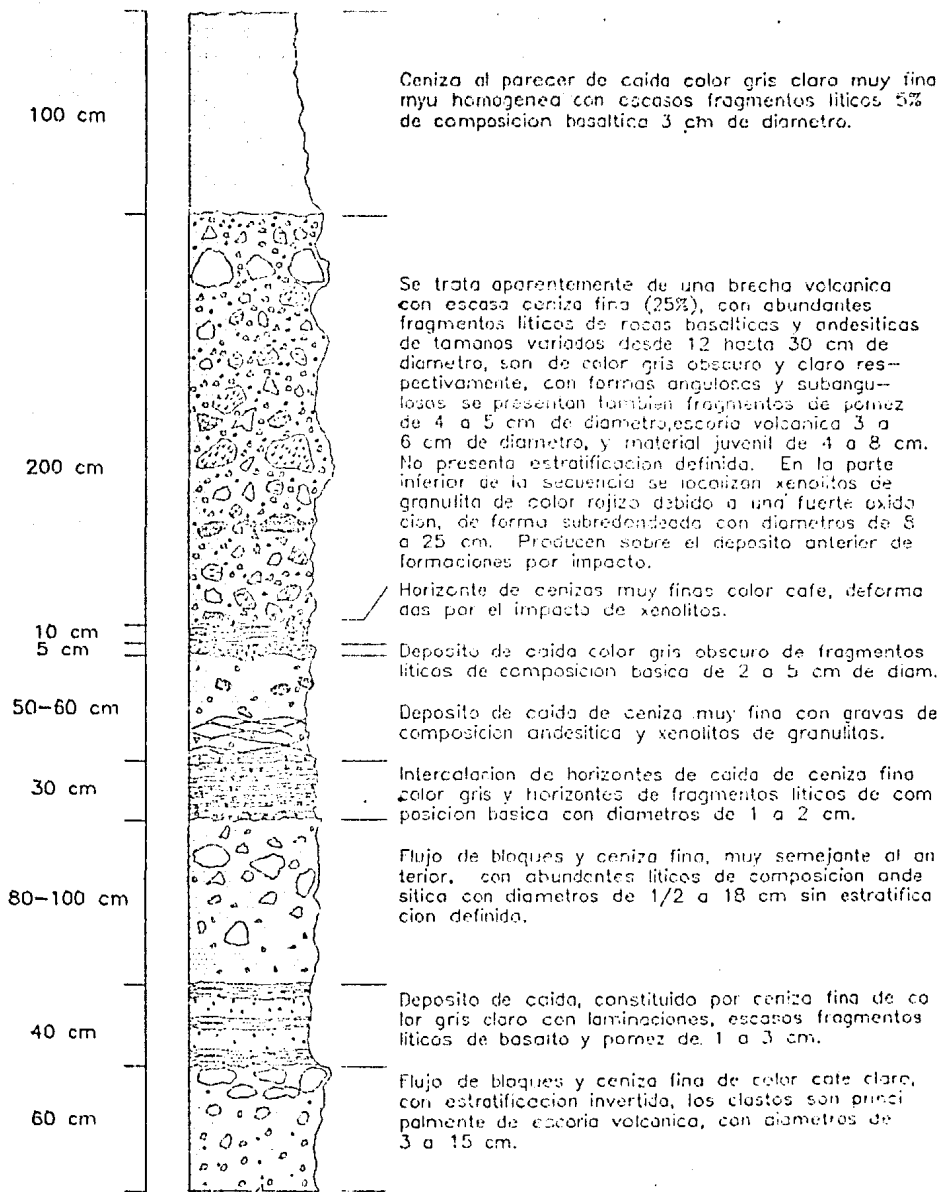
FIG II.5
Perfiles topográficos de las hoyas más importantes del Valle de Santiago.

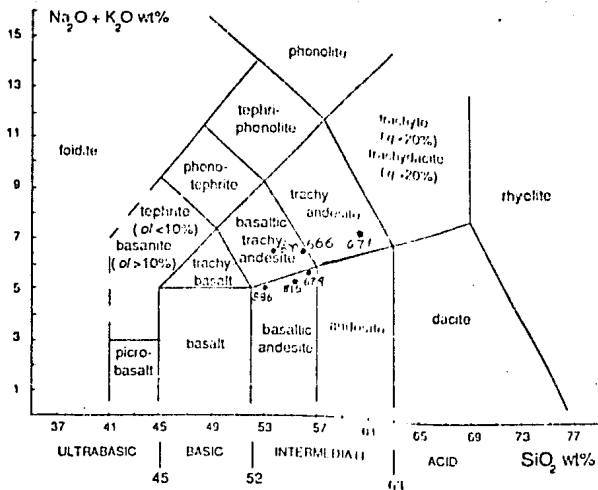


Sección a través del tunel de la Hoya Rincón de Parangeo.

FIG. II.6

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL MAAR DE RINCON DE PARANGUEO
 MEDIDA POR: ING. ROSA MARIA URIBE C.





Further subdivisions of shaded fields	trachybasalt	basaltic trachyandesite	trachyandesite
$\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}$	hawaiite	basaltic andesite	benmoreite
$\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \leq \text{K}_2\text{O}$	potassic trachybasalt	shoshonite	latite

FIG. II.8 Diagrama de clasificacion de TAS, (1986) para rocas cuaternarias.

tiene un diámetro de 1200 m y una profundidad parcial de 50 m .

La muestra se obtuvo de un derrame de lava vesicular de color negro su composición es basáltica y se localiza intercalado entre la secuencia piroclástica, se asemeja al sitio anterior.

Aquí también se encontraron restos de un cono cinerítico como en el maar de La Alberca, sólo que en esta se localizó en el lado suroeste de la misma; está representado por dos flujos volcánicos. El inferior es de textura afanítica de color gris oscuro, sobre él encontramos un flujo vesicular de color negro que intemperiza con lentes rojizos. Estos flujos se encuentran en la base de la secuencia volcanoclastica que es semejante a la de las otras estructuras.

Para los maars de Valle de Santiago, es interesante observar que previa la formación de la estructura, se encuentran en la orilla de las mismas, restos de aparatos cineríticos pequeños que fueron cubiertos y parcialmente destruidos por la actividad freática tomagmática. Vemos de esta forma una relación directa con el vulcanismo de tipo monogenético y no se descarta la posibilidad de que inclusive en la formación de esas estructuras primarias estuviese involucrada una fase inicial incipiente de maar, tal como lo propone Lorenz, 1986. Es probable que el rango de edad en el cual se desarrollaron estas estructuras sea más extenso de lo que se supone, esto podría verificarse si se tuviera un mejor control radiométrico de la zona.

Es importante hacer notar que estas estructuras se encuentran alineadas con una dirección promedio de N 35o W, en una franja con un espesor aproximado de 7.5 km, que se localiza desde el extremo noroeste de la hoja hasta la ribera sur del Lago de Yuriria. Esta dirección puede compararse con la dirección N 20o W - N 35o W, en la que se presentan las fallas que afectan a las estructuras cuaternarias.

Con los datos de los análisis químicos ya existentes, se hizo el diagrama de TAS, (1986); (Fig. 11.8), en el observamos que se trata de andesitas basálticas en su mayoría, aunque las muestras 670, 666 y 671 resultaron andesitas tracky-basálticas las dos primeras y tracky-andesita la última.

Desde el punto de vista químico, las rocas presentan predominio de términos básicos del 50-58% SiO₂, el contenido de aluminio 16-17 % y la abundancia de álcalis (total de 5.2-6.9%) y el K₂O moderadamente elevado las caracteriza. En la (Fig.11.9) observamos que el contenido de alcalinos en el diagrama de Alkalis contra SiO₂ de Kuno, (1959); es muy fuerte para considerarles emparentadas con las toleitas, la dispersión de las muestras en el campo de las alcalinas y calcialcalinas se debe al contenido de K₂O. No obstante, se considera que estas rocas son de tendencia calci-alkalina, esto se corrobora con el diagrama AFM para dichas rocas.

Silva, (1979,1988): junto con los análisis practicados para

estas rocas en microsonda de barrido, concluye que: "... la mineralogía de los basaltos y andesitas cuaternarias de Michoacán, presentan características de asociación calcálica, que es sintomático de una tendencia calci-alkalina. Sin embargo, la variación química revela claramente la naturaleza calci-alkalina de los líquidos magmáticos ...".

Los resultados de los análisis isotópicos de roca total por $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que se realizaron a las muestras H-2, N-4 y N10 se presentan en la (tabla II.3), así como sus coordenadas y tipo de material de que se trata.

Como se puede ver en esta tabla, las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las muestras, se encuentran dentro del rango establecido para contenidos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704 + 0.002$ del manto, por lo que se puede interpretar acerca del origen de las mismas, que son originadas del manto y no han sido afectadas por contaminación cortical.

DEPOSITOS RECIENTES

Los depósitos de Talud se forman como productos derivados de la erosión de las partes altas su acumulación es incipiente, se presenta muy escasamente sobre todo en la parte sureste del área.

El aluvión es el depósito reciente más abundante en la zona se localiza sobre todo en la porción nororiente de la misma y se dedica esta parte a cultivos agrícolas.

II.2 ESTRUCTURA Y TECTONICA

Las estructuras tectónicas que se presentan en el área de estudio se localizan afectando principalmente la zona sur de la misma, y se encuentran asociadas a un sistema de fracturamiento importante que se localiza hacia el área de Cuitzeo, que es donde tienen mayor implicación. Estas estructuras se asocian a la zona de afloramiento de los cuerpos pliocénicos que presentan fallas de tipo normal orientadas en dirección N70°E, que morfológicamente se manifiestan como barrancas de profundidad media.

En la parte central del área las rocas de edad pliocénica se encuentran afectadas por fracturas pequeñas que se relacionan con el tipo de estructura de que se trata, ya sea un aparato volcánico o una colada de lava.

En las zonas en donde predominan las unidades cuaternarias

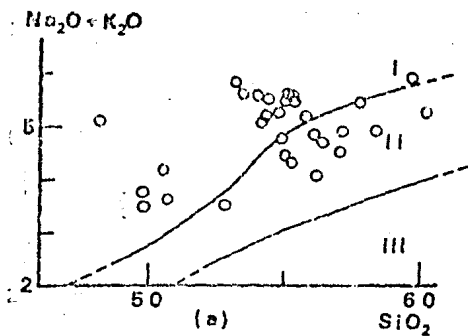


FIG. II.9 Diagrama de clasificación de Kuno, (1959) álcalis contra SiO_2 , para rocas cuaternarias

TABLA II.3
ANALISIS ISOTOPICOS DE ROCA TOTAL

COORDENADAS	NO. DE MUESTRA	MATERIAL	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (\pm 1.S.D.)	
20o23'13'' 101o12'07''	N-2	ROCA TOTAL	0.70341	
20o22'56'' 101o15'21''	N-4		0.70366	MATERIAL JUVENIL
20o25'39'' 101o15'12''	N-10	PULVERIZADA	0.70363	

Los analisis de Sr son normalizados a
 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$

el patrón estructural es diferente. Encontramos una dirección de fallamiento importante al sur del lago de Yuriria donde los aparatos volcánicos se ven afectados directamente. La orientación varía de los N 200 W a los N 530 W y esta sensiblemente a los cerros Salmago, Capulín y Blanco, principalmente.

En el cerro Prieto también se presenta un conjunto de fallas sobre la estructura con la misma orientación.

En la parte noroeste del área los maeres se encuentran alineados con una dirección promedio de R350W, en una franja que tiene un espesor aproximado de 7.5 km y una longitud de 20 km. y su orientación es sensiblemente paralela a la orientación del lineamiento conocido como Taxco-Querétaro que se localiza al este de Vallo de Santiago.

Desde el punto de vista regional, las estructuras que afectan esta área coinciden con algunas de las que han sido reportadas anteriormente por diversos autores para esta parte central de México.

Connor, (1987) realizó un estudio estructural del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, y encontró que se definen dos zonas de falla, una orientada N 600 W en la parte noroeste del área y otra N 600 E en la parte noreste. Además encontró que existe un lineamiento N 350 E de los volcanes monogenéticos y uno de N 600 W de los poligenéticos, coincidiendo este último con la orientación de la parte oeste del eje Neovolcánico; mientras que la alineación de cuerpos monogenéticos puede reflejar la segmentación de la placa subducente.

En el caso de los volcanes monogenéticos en esta parte norte-centro del campo volcánico la orientación de las estructuras coincide parcialmente con la reportada por Connor, (op cit.), sin embargo; las estructuras conocidas como maeres, no se ajustan a esta alineación que él propone, sino que presentan una orientación NW, y se encuentran al parecer evidentemente controladas por un rasgo mayor, probablemente más antiguo y que domino el emplazamiento de las mismas.

En cuanto a las estructuras poligenéticas, es difícil en el área asociarlas a una orientación preferencial ya que no ocupan más del 25 % de la superficie de la misma y su distribución no obedece aparentemente una lineación preferencial.

Tibaldi, (1989) reporta tres familias de fallas para la zona central del Eje Neovolcánico; N 35-530, N67-870 y N132-1550, y propone que este patrón total de fallamiento, generó una sucesión de grabens ortorrómbicos en echelón, limitados por escarpes zigzag (Fig. 11.10).

En nuestra zona, encontramos una similitud entre las orientaciones de las familias 2 y 3 propuestas por Tibaldi, (op cit), con las fallas de la parte sureste del área que afectan a las estructuras pliocénicas para el segundo grupo y con la dirección

de lineación de los mares para el tercero.

En cuanto al origen y tectónica de estas estructuras, se ha relacionado con la subducción de la placa de Cocos, debajo de la Norteamericana, y que es su posición, sus rangos de velocidad, y su geometría la que determinan su orientación con respecto a la trinchera (Urrutia y Del Castillo (1977), Demant, (1978); Nixon, (1982); Lahr, et al. (1985)).

Gastil y Jersky (1973), proponen un modelo en el que el Eje Neovolcánico coincide con una zona de corrimiento lateral que en el Cretácico tardío y Terciario temprano, presentó desplazamientos de tipo lateral derecho.

Sin embargo; Urrutia y Bonhel (1983), en un estudio paleomagnético encontraron en unidades del Neocomiano al Cuaternario que las declinaciones medidas con relación a las esperadas, se encuentran rotadas en sentido contrario a las manecillas del reloj. Por lo que deben haber sufrido un desplazamiento de tipo lateral izquierdo. Concluyen que la zona de corrimiento lateral pudo haber actuado como control estructural a la salida de los magmas que fueron producto de la subducción de la placa de Cocos.

Johnson, (1987); propone que la orientación en la que se presenta el Eje Neovolcánico no es solamente producto de factores geométricos en la subducción de la placa de Cocos, sino que es el resultado de rasgos tectónicos de la corteza continental y de los movimientos de esta con respecto a la zona de generación del magma.

Suter et al. (1990); por análisis de mecanismos focales para eventos superficiales, lineamientos volcánicos y medición de esfuerzos encuentra que el esfuerzo máximo horizontal es con dirección Norte-Sur en la parte central del Eje Neovolcánico y que este esfuerzo es paralelo a las tendencias de los grabens de Tepic-Zacoalco y de Colima para la parte oeste; mientras que para la parte este existe una transición gradual de Norte-Sur a Oeste Noroeste-Este Sureste. Para la parte central es de tipo extensiva sin componente lateral importante. (Fig. 11.12)

Tibaldi, (1989) (Fig. 11.11) y Pasquaré et al. (1988), quien propone que esta región fué afectada por fallas oblicuas laterales-izquierdas en un patrón en echelón inducido por una fase transtensional de deformación.

Los datos paleomagnéticos obtenidos demuestran que hubo una rotación en sentido antihorario y que es probable que un sistema de fallas en sentido lateral izquierdo haya originado este movimiento, es posible asociar a esto, los lineamientos en dirección NW que se presentan en el campo y el sistema de fallas normales con componente lateral izquierda que se localizan al sur de la zona y que afectan toda la parte central del eje neovolcánico, aunque aparentemente en el área no hay manifestación de estos rasgos estructurales, pudiera comportarse como un bloque relativamente grande que fué afectado por estos movimientos originados

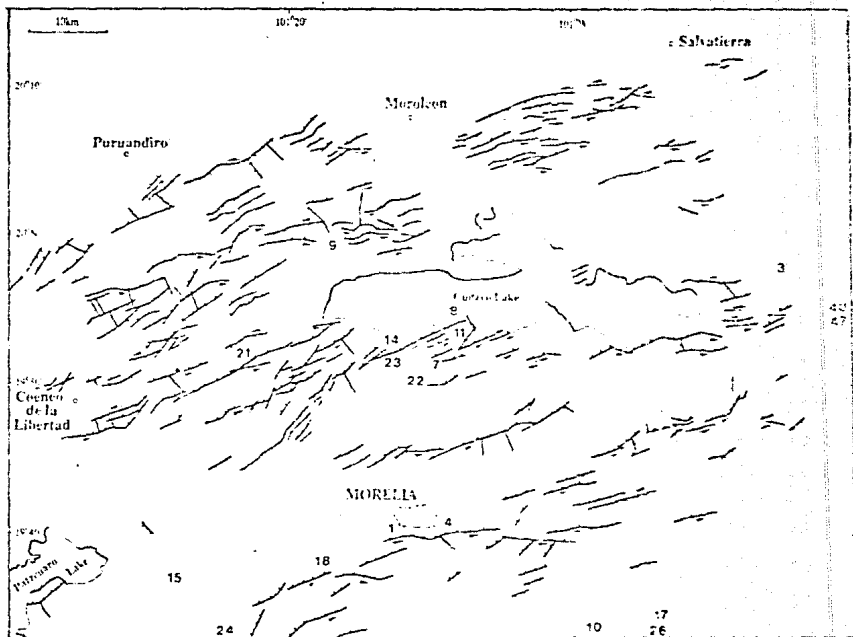
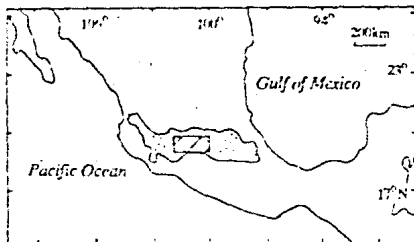


FIG. II.10 Mapa estructural de fallas pleistocénicas mayores obtenido de un mapa de campo sin publicar esc. 1:50000. Las flechas indican el movimiento lateral. Tomado de Tibaldi, 1989.

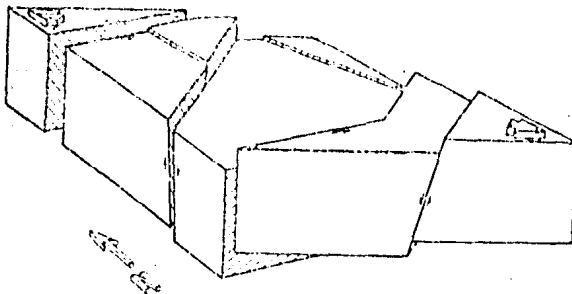


FIG. II.11 Bloque diagramático que representa los patrones de falla y los movimientos Pleistocénicos en el norte de Michoacán.
Tomado de Tibaldi, 1989.

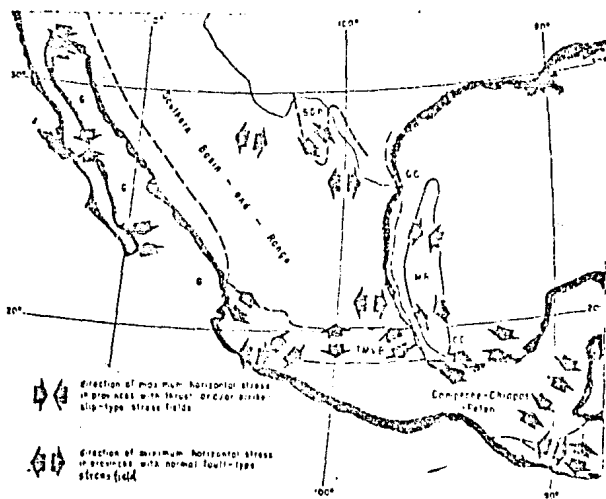


FIG. II.12 Provincias de esfuerzo para México.
G=Golfo de California
GC=Costa del Golfo
TMVB=Faja Volcánica Transmexicana
Tomado de Suter, et al. 1990.

dose un par de esfuerzos que rotó la zona.

II.3 XENOLITOS

Dentro de la secuencia vulcanosedimentaria de la Hoya Rincón de Paranaque, se reportó la presencia de xenolitos de granulita los fragmentos se identificaron con base en su asociación mineralógica como granulitas de piroxenos, con una gran cantidad de feldespato, hiperstena y diopsido.

En México se han reportado anteriormente la presencia de xenolitos en Maars y conos cineríticos tanto en el Norte del país como en la parte central por: Gaskin, et al., 1973; Greene, 1975; Greene y Butler, 1979; Aranda-Gómez, 1982; Nims, et al., 1986; Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; Ruiz, et al., 1988 a,b; Roberts y Ruiz, 1989; entre otros. Los últimos mencionan datos de geoquímica para granulitas y xenolitos de corteza inferior, y Lühr, J.F. et al., 1989, reporta xenolitos de manto.

En la Fig. II.13 observamos un mapa donde se ubican las localidades reportadas. se incluye también la localidad de este trabajo.

Debido a la complejidad geológica de nuestro país no es posible hablar de un sólo modelo cortical para el mismo. Campa y Coney, 1987; propusieron un modelo tectónico de terrenos acrecionados. Para la parte occidental de México consiste de un conjunto heterogéneo dominado por rocas volcánicas submarinas y rocas sedimentarias, que fueron acrecionadas durante el Mesozoico. Fig. II.12

Mahood y Halliday, 1988 concluyen que no se encuentra la presencia de corteza en esta parte occidental del eje Neovolcánico basándose principalmente en las ideas de Campa, et al., op cit.

Urrutia-Fucugauchi, J. y Molina-Garza, R.S. (en prensa), elaboraron un modelo gravimétrico regional de estructura cortical y manto superior, para el terreno querrero y la parte occidental de la faja. Encontraron que el espesor cortical se incrementa del Pacífico hacia el interior del continente, presentando valores altos por debajo de la Faja Volcánica y de la Sierra Madre Occidental, en el rango de los 40-46 km. Los resultados gravimétricos no apoyan la interpretación de un arco de islas Mesozoico acrecionado sobre litósfera oceánica para la región.

Al contrario, el modelo gravimétrico sugiere una corteza de carácter continental con un espesor considerable de naturaleza metamórfica.

La presencia del xenolito encontrado en el área podría ser una evidencia para apoyar la teoría propuesta por Urrutia y Molina., (op cit); y por Roberts y Ruiz, (op cit).; lo que impli

ca que para esta zona de México, existe parte inferior de corteza y ésta consiste de una zona granulítica; sin embargo no es suficiente, considerando que la parte central de nuestro país es muy extensa y que este dato es puntual; se recomienda hacer estudios detallados en las zonas aledañas para tratar de encontrar otro tipo de evidencias que apoyen estas hipótesis.

Debe hacer mención de que la localidad reportada se convierte en el afloramiento más occidental de xenolitos de granulitas en esta parte de México.

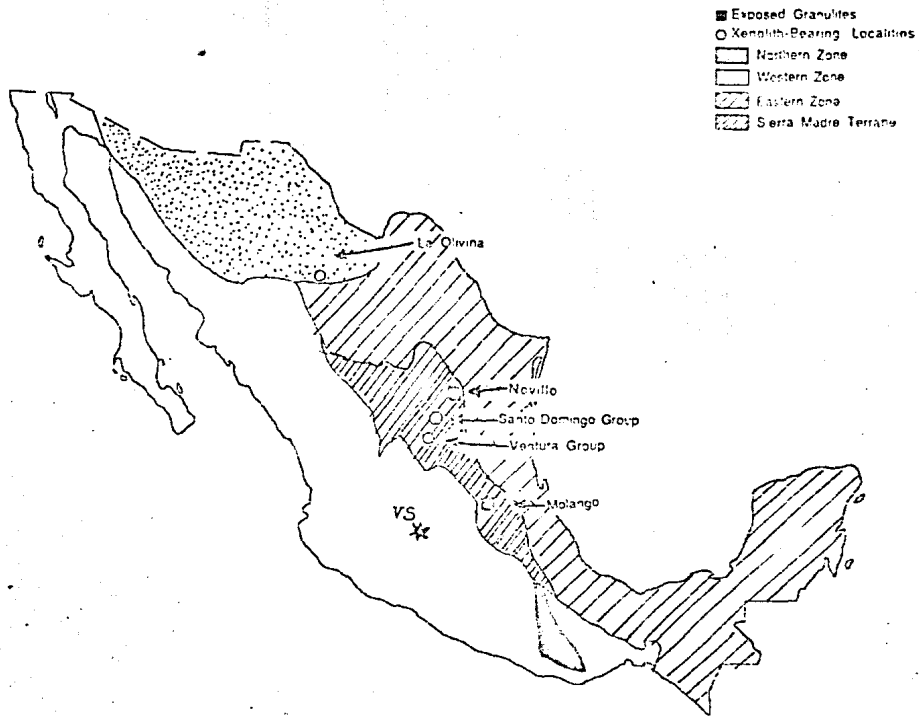
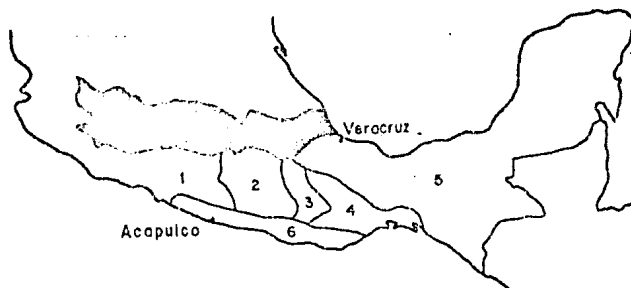


FIG. II.13 Mapa de localización de xenolitos y localidades de Granulitas en México.

La localidad encontrada en este trabajo aparece con un asterisco.

TERRENOS TECTONOESTRATIGRAFICOS DEL SUR
DE MEXICO, SEGUN LA DIVISION DE CAMPA
Y CONEY (1983).



- 1.- Terreno Guerrero
- 2.- Terreno Mixteco
- 3.- Terreno Oaxaca
- 4.- Terreno Juárez

FIG. II.14 Terrenos tectonoestratigráficos del sur de México según la división de Campa y Coney.1983.

III PALEOMAGNETISMO

III.1 METODOLOGIA

Los estudios paleomagnéticos, se realizan mediante la colección de muestras de rocas, que deben reunir ciertas características específicas. Para ello es necesario primero, determinar los sitios del muestreo con base en la información cartográfica y geológica con la que se cuenta.

En este caso, se tomó como base geológica el mapa de Valle de Santiago modificado por la autora Fig. III.1. En él aparecen los sitios de muestreo paleomagnético y las direcciones medias del MRN para cada uno de los sitios.

Al recolectar las muestras, estas son orientadas y marcadas de tal forma que pueden ser manejadas para que en el laboratorio se reconstruya su orientación inicial. Las muestras deben ser orientadas con respecto a las coordenadas geográficas del lugar y al plano horizontal, ya sea con un orientador magnético (en caso de que el magnetismo de la muestra no sea grande), o con brújula solar.

En el área de estudio se colectaron 14 sitios con un total de 121 muestras; esto se realizó en dos etapas de campo, la primera con los sitios S01, S02, S03etc; y la segunda para los sitios M1, M2etc.

Para cada sitio se tomaron entre 6 y 11 muestras, este número dependió de la accesibilidad del sitio, del grado de alteración, fracturamiento y dureza entre otros factores.

Las muestras tienen un diámetro de 2.5 cm. que es el diámetro de la barra con la que se colectan y una altura de 2.2 cm. este es el tamaño estándar al que se cortan los núcleos.

Una vez en el laboratorio, se midió su magnetización remanente natural (MRN), esto se hizo con el magnetómetro MOLSPIN. Los resultados de esta medición se graficaron en la red de igual área y se escogieron las muestras piloto dependiendo de la distribución que presentan los datos del MRN; el número de ellas depende de la dispersión angular, siendo hasta el total de las muestras cuando la dispersión es muy grande. Para este caso no se requirieron correcciones estructurales.

Una vez seleccionadas y analizadas las muestras piloto para cada sitio, se escogió el número de pasos de desmagnetización o lavado magnético para el resto de las muestras; esto se hizo de acuerdo con el patrón de estabilidad magnética presentado en los diagramas de Zijdeveld de las muestras piloto y de la obtención de la dirección característica de magnetización de cada una.

A estos resultados se les aplicó estadística de Fisher, (Fisher 1953) basada en suponer los vectores de magnetización distribuidos en la superficie de una esfera. Se estimaron posteriormente las polaridades y los polos geomagnéticos por sitio.

III.2 DESCRIPCIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO

A continuación se describen los sitios paleomagnéticos en el orden en el que fueron recolectados comenzando por la serie 01, 02, ...etc; para continuar después con los M1, M2, ...etc.

La ubicación de los sitios de muestreo se resume en la (Tabla III.1), los datos de magnetización natural y de desmagnetización de cada sitio aparecen en la (Tabla III.2)

El sitio 01, se localiza en la carretera que va de Salamanca a Morelia, a escasos 8 Km al noroeste de Valle de Santiago, (Fig. III.1), se trata de un derrame de lava con escoria y bloques, de apariencia vesicular. Se clasificó como una andesita.

Se tomaron 7 núcleos, de los cuales todos pudieron orientar se adecuadamente. En el laboratorio se obtuvieron 10 especímenes para medición con los cuales se trabajó este sitio. Las mediciones del IRN se representan gráficamente en un diagrama este reográfico (Fig. III.2), donde puede observarse cualitativamente el grado de dispersión.

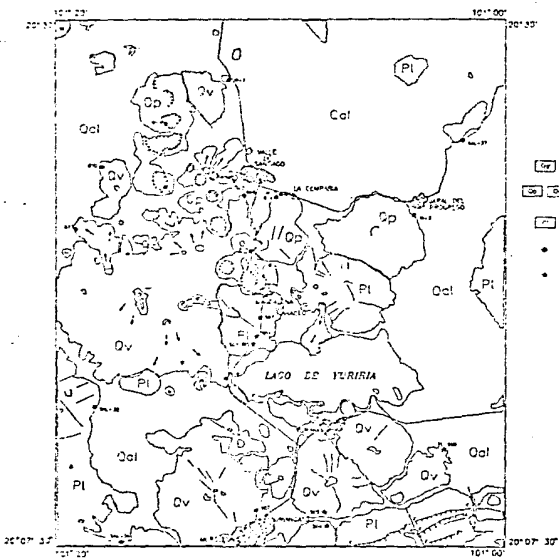
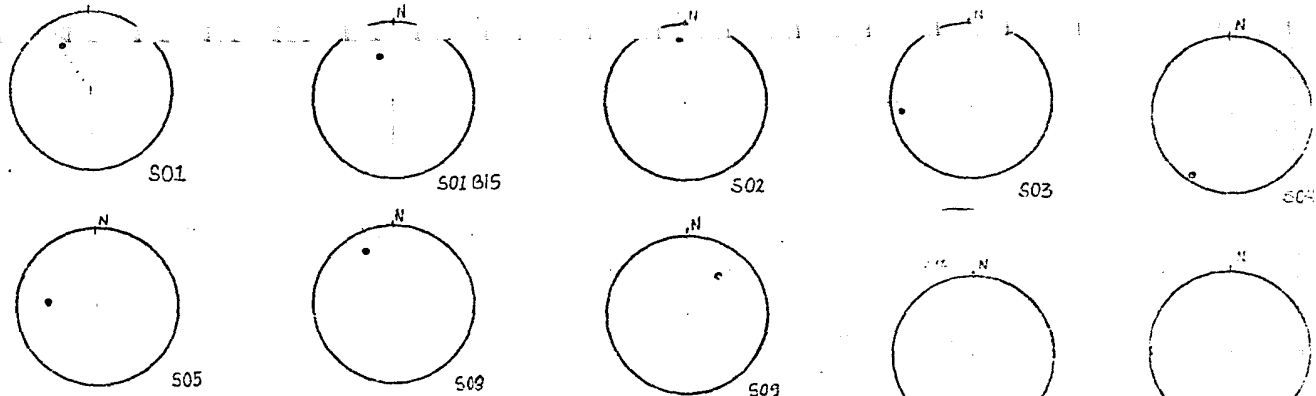
Se tomaron dos muestras piloto para la desmagnetización. En este sitio se presenta una magnetización estable con una componente que se dirige al origen después de los 200 Oe, esto se observa en los diagramas de Zijdeveld, (DE) (Fig. III.2)

En la curva de desmagnetización de este sitio (J_i/J_o), se puede apreciar un espectro de coercitividad casi continuo, donde el valor del campo destructivo medio es de 60 mT, y donde a 100 mT la intensidad residual es del 39% de la original. Observando la forma de la curva, ésta se acerca a la que presentan los minerales de dominio sencillo como son los óxidos de Hierro como la ilmenita y la hematita, lo que coincide con el valor residual de la intensidad magnética.




Se considera por lo tanto una alta coercitividad en las componentes de magnetización, de acuerdo con los parámetros establecidos anteriormente.

Del análisis de variación de la dirección y de la intensidad normalizada, se consideró adecuado desmagnetizar el resto de las muestras a 200 Oe, obteniéndose con esto la dirección media de la magnetización y las coordenadas del Polo Geomagnético Virtual (VGP), (Tablas III.3 y III.4) respectivamente.

La prueba de dispersión de direcciones de la magnetización



LEYENDA

-  Aldea, Cuaternario
-  Arroyos y Deltas Cuaternarios Marinos y Prodeltales
-  Arroyos Fluviales
- Sitio de Muestras con Anillos Geomagneticos (1964-1974)
- Sitio de Muestras Paleomagnetice

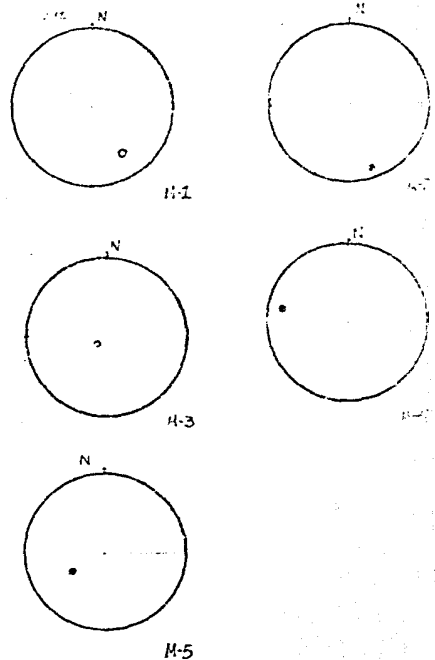
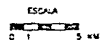


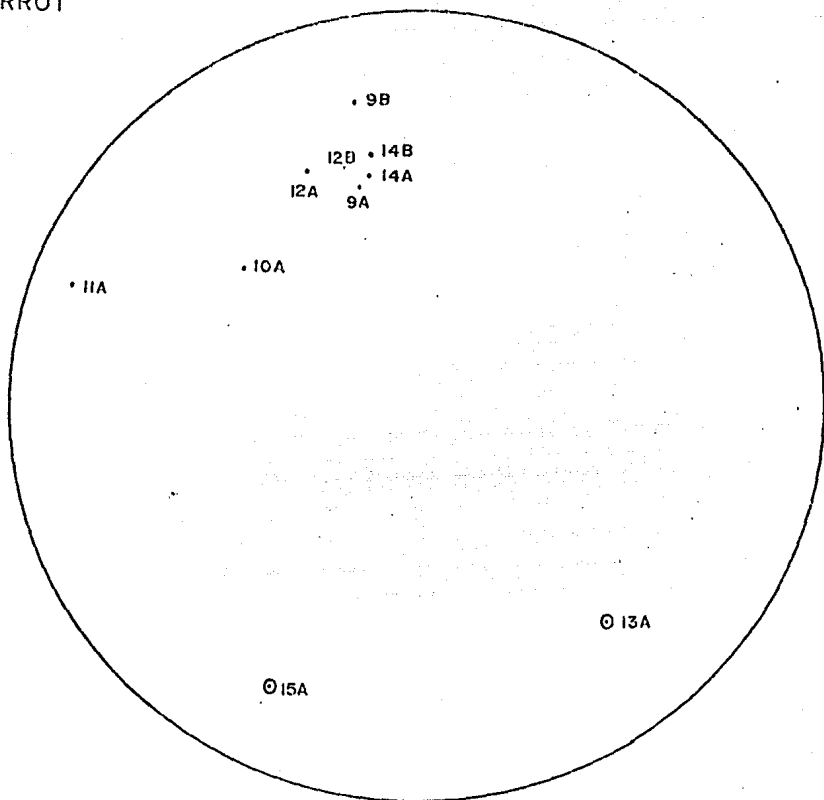
FIG. III.1

TABLA 111.1
 UBICACION DE LOS SITIOS DE MUESTREO

SITIOS DE MUESTREO	COORDENADAS		UNIDAD LITOLÓGICA (SILVA 1979)
	LATITUD	LONGITUD	
S01	20°16'15"	101°11'07"	VULCANISMO ANDÉITICO
S01BIS	20°16'16"	101°11'09"	VULCANISMO ANDÉITICO
S02	20°23'13"	101°12'07"	MAAR BASÁLTICO Y PIRÓCLASTOS
S03	20°05'33"	101°11'15"	VULCANISMO BÁSICO
S04	20°03'27"	101°09'51"	VULCANISMO BÁSICO
S05	20°08'50"	101°05'16"	VULCANISMO BÁSICO
S08	20°14'29"	101°12'22"	VULCANISMO BÁSICO
S09	20°12'00"	101°02'53"	VULCANISMO BÁSICO
M-1	20°27'37"	101°12'10"	VULCANISMO BÁSICO
M-2	20°22'35"	101°02'52"	VULCANISMO BÁSICO
M-3	20°22'08"	101°04'19"	VULCANISMO BÁSICO
M-4	20°25'39"	101°15'12"	MAAR BASÁLTICO Y PIRÓCLASTOS
M-5	20°22'58"	101°15'21"	MAAR BASÁLTICO Y PIRÓCLASTOS

TABLA 111.2
 MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL

SITIO DE MUESTREO	N Hcolec/Mrad	DECLINACION	INCLINACION	R		
				R	<95	k
S01	7/10	332.127	31.59	9.20	15	11.32
S01BIS	5/7	346.657	42.07	5.93	07.95	78.70
S02	8/10	356.647	26.68	8.73	09.60	29.69
S03	7/11	-258.097	16.75	6.59	37.26	2.64
S04	8/10	216.587	04.96	2.084	119.99	1.13
S05	6/6	271.877	41.02	1.43	130.30	1.09
S08	9/12	336.697	21.93	14.88	03.55	116.68
S09	6/10	043.667	39.88	8.530	21.24	6.13
M-1	8/11	147.947	36.41	8.040	25.30	4.60
M-2	8/9	159.367	13.62	6.017	39.20	2.68
M-3	6/6	230.177	65.54	3.109	76.26	1.73
M-4	8/7	208.877	17.26	2.416	103.18	1.30
M-5	6/6	233.587	57.81	3.358	68.22	1.88

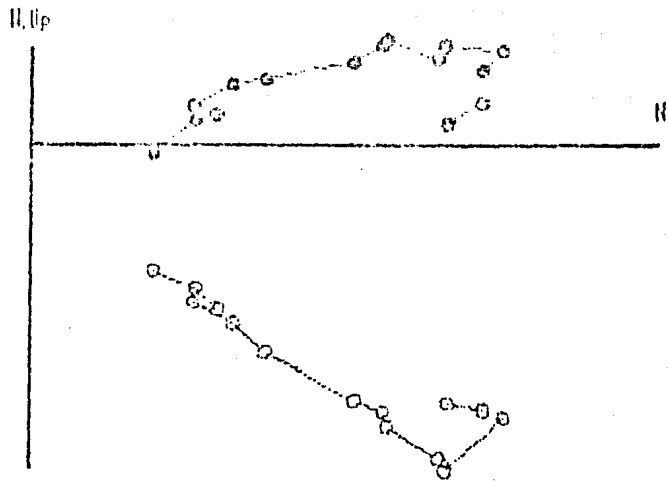


○ NEGATIVOS

• POSITIVOS

FIG. III.2 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

14A
Treatments



In-Situ

15A
Treatments

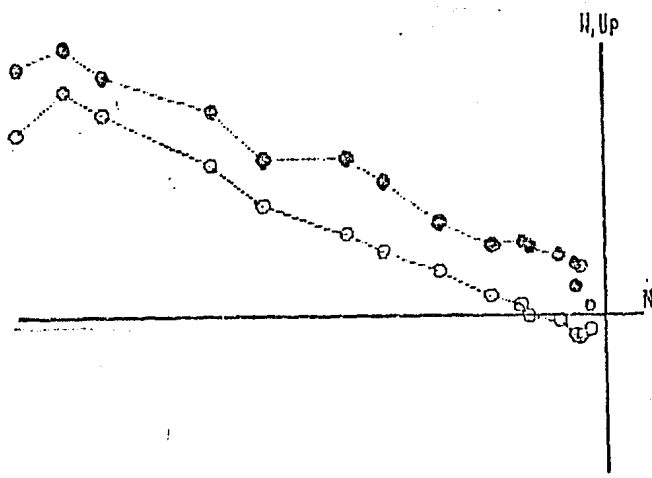


Fig. III.2 Diagramas de Zijderveld que muestran la magnetización de dos de las muestras tomadas para el sitio 01. Observe que existe una componente importante que se dirige al origen.

curva de desmagnetizacion
sitio 01

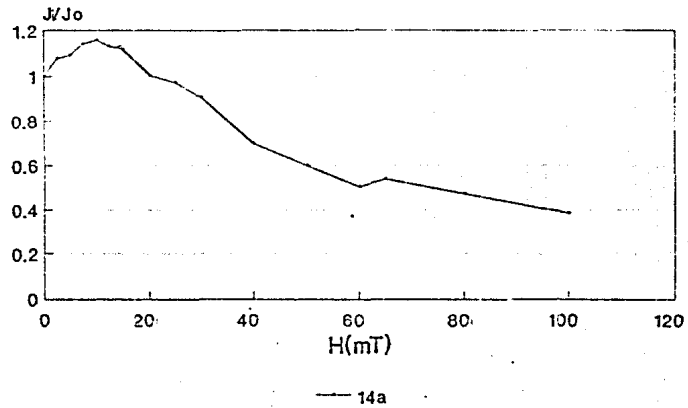


FIG. III.2

TAELA III.3
DESMAGNETIZACION

SITIOS DE MUESTREO	N Kcolec/Escad	DECLINACION	INCLINACION	R	95	K
S01	7/10	343.61	35.70	05.95	06.12	176.44
S01BIS	5/7	345.03	42.43	05.94	05.57	118.36
S02	8/10	005.35	52.70	08.07	09.61	61.55
S03	7/11	345.74	41.15	13.65	06.53	37.99
S04	8/10	334.01	40.50	07.67	12.26	21.35
S05	6/6	110.01	65.60	06.94	06.06	100.067
S08	9/12	336.00	23.21	13.91	03.17	157.64
S09	6/10	329.91	43.59	02.50	11.07	124.95
M-1	8/11	151.99	45.01	07.97	03.21	297.72
M-2	8/9	330.71	39.00	04.92	10.38	55.25
M-3	6/6	324.65	50.96	03.68	18.31	26.12
M-4	6/7	365.61	27.30	98.94	09.28	03.96
M-5	6/6	272.51	44.72	10.55	14.79	09.57

TAELA III.4
POLOS PALEOMAGNETICOS

SITIO DE MUESTREO	COORDENADAS		POLOS		POLARIDAD
	LATITUD	LONGITUD	LATITUD	LONGITUD	
S01	20o16'19''	101o11'07''	74.6o	159.8o	N
S01BIS	20o16'18''	101o11'03''	78.1o	192.2o	N
S02	20o23'13''	101o12'07''	83.5o	11.0o	N
S03	20o09'33''	101o11'15''	76.3o	166.2o	N
S04	20o09'27''	101o03'51''	45.7o	160.7	N
S05	20o06'50''	101o03'10''	02.2o	298.1o	I(N)
S08	20o14'29''	101o12'27''	67.4o	151.2o	N
S09	20o12'09''	101o02'53''	69.9o	168.0o	N
M-1	20o27'37''	101o12'18''	-63.4o	10.9o	R
M-2	20o22'36''	101o09'52''	62.7o	116.1o	N
M-3	20o22'09''	101o04'19''	55.5o	195.7o	N
M-4	20o25'39''	101o15'12''	38.0o	171.5o	N
M-5	20o22'58''	101o15'21''	11.0o	193.0o	I(N)

remanente natural MRN y de la magnetización característica. MC indica de acuerdo al valor de R_0 , que los datos siguen una dirección preferencial, es decir una no dispersión de los mismos.

El sitio 01 bis, se perforó a unos 150 m hacia el sur del sitio anterior, hacia Valle de Santiago.

Se obtuvieron de este sitio 5 núcleos, se pudieron utilizar un total de 7 especímenes en el laboratorio para trabajar. En el diagrama estereográfico de la (Fig. III.3), se muestran las mediciones del MRN de este sitio, los datos de la dirección promedio se encuentran en la (Tabla III.2).

De acuerdo con la dispersión observada en este diagrama se tomó una muestra piloto para la desmagnetización. En este sitio se presenta una magnetización estable que se dirige al origen después de los 100 Oe, esto se aprecia en el DZ. (Fig. III.3).

Considerando el comportamiento de la curva de desmagnetización (J_i/J_0), se observa un espectro de coercitividad casi continuo, donde el valor del campo destructivo medio (DMF), es mejor a los 100 mT con una intensidad residual del 70% de la original.

Por lo tanto, el comportamiento de la curva se asemeja al presentado por minerales de la serie de las hematitas, las componentes de la mineralización residen principalmente en minerales de coercitividad alta.

Ya con estos resultados y con el análisis de variación de la dirección se procedió a desmagnetizar el resto de los especímenes con un campo de 200 Oe, se obtuvo así la dirección media de la magnetización característica y las coordenadas del P6V, ver (Tablas III.3 y III.4) respectivamente.

Una vez obtenidos estos resultados y aplicándoles la prueba de dispersión para ambas magnetizaciones, la MRN y la MC de acuerdo con el valor de R_0 , se considera que los datos se presentan distribuidos según una dirección preferencial.

El sitio 02 se localiza en el maar de "La Alberca", al oeste del poblado de Valle de Santiago.

Se colectaron en este sitio 8 núcleos obteniéndose 10 especímenes con los que se realizó la medición de las propiedades magnéticas. En la (Fig. III.4) se presenta el diagrama estereográfico de los datos de MRN; donde podemos observar la dispersión de los mismos.

Conforme a la distribución que estos datos presentaron se consideró apropiado analizar una muestra como piloto para los pasos de desmagnetización; la magnetización que se encontró es estable, en el DZ se observa que las componentes se desplazan hacia el origen a partir de los 100 Oe.

Por otra parte, la curva de desmagnetización (J_i/J_0), para

este sitio, mostro un valor del campo destructivo medio de 11.5 mT aproximadamente y una intensidad residual del 20 % del valor inicial.

Por la forma de la curva, podemos decir que el espectro de coercitividad se asemeja al que presentan minerales de dominio sencillo como son las magnetitas y titanomagnetitas. Por lo que podemos considerar una baja coercitividad en las componentes de desmagnetización.

Una vez analizada la variación de la dirección y la intensidad normalizada, se considero adecuado desmagnetizar el resto de las muestras a 400 Oe, haciendo un promedio con estos datos para obtener la dirección media de la magnetización característica y las coordenadas del Polo (PGV). Los datos aparecen en las (Tablas III.3 y III.4).

El valor de R_0 , con respecto al valor R de las magnetizaciones MR y MC es más pequeño, por lo tanto: podemos afirmar que los datos se agrupan en una dirección preferencial y no al azar.

El sitio 03 se localiza en la ladera sureste del cerro Prieto al norte de Moroleón y noroeste de Uriangato. La roca es muy dura y compacta, fué difícil obtener los núcleos de este sitio, en el laboratorio se obtuvieron 11 especímenes.

En este sitio al graficar los datos de MRN, observamos que la dispersión magnética que presentan es notable (Fig. III.5), la dirección promedio y sus datos estadísticos aparecen en la (Tabla III.2), de acuerdo con lo anterior, se decidió desmagnetizar todas las muestras como pilotos.

Algunas de estas muestras fueron la 36A y 44B, que en los diagramas de Zijderveld (DZ) vemos que se comportan de manera estable y se dirigen al origen a partir de los 100 Oe (Fig III.5), en otras de las muestras como la 38A y 40A se puede deducir la presencia de más de una componente de desmagnetización, esto es evidente por la forma de las curvas.

Graficando estos datos en los diagramas estereográficos, se observa que su comportamiento es disperso, por lo que fué necesario trazar círculos mayores en los diagramas de igual área para cada muestra, e intersectar dichos círculos para obtener una dirección promedio de magnetización. (Fig. III.6).

En la curva de desmagnetización para este sitio se observa un espectro de coercitividad continuo. En el caso de las muestras 36a, 36b, 42a, 41a, 44a, 43a, 44b; el campo destructivo medio (MDF) fué de aproximadamente 13 mT, con lo que se puede mencionar la coercitividades para estas son bajas y se puede mencionar la presencia de minerales del grupo de las titanomagnetitas. A 100 mT, la intensidad residual es del 10 % de la original, lo que corrobora las bajas coercitividades.

En este mismo sitio se tiene también que las muestras 37b,

SITIO DI BIS

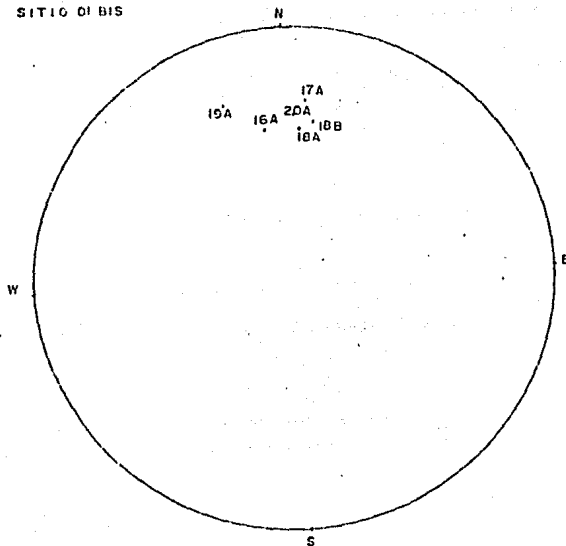
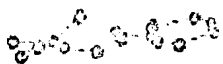


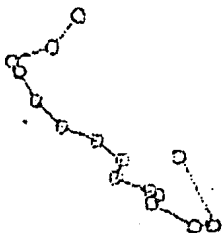
FIG. III.3 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

16A
Treatments

N, Up



N



In-Situ

16A

Treatments

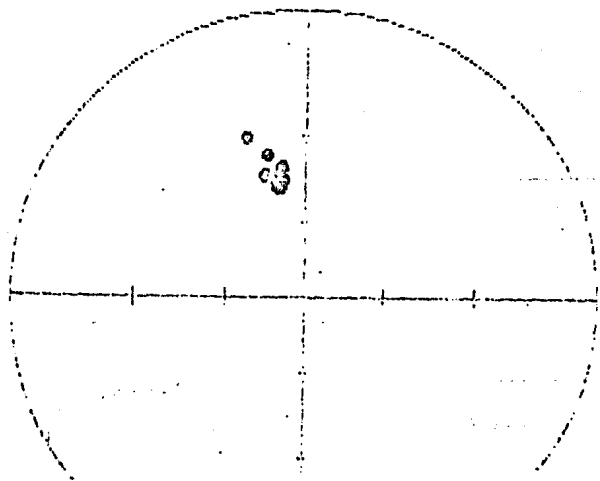


Fig. III.3 Se ilustran en esta fig. los diagramas de Zielderveld (DZ) y de igual área para la muestra 16A, que pertenece al sitio 01 Bis. Observe que el DZ, es muy parecido al de la muestra 14A del sitio anterior.

CURVA DE DESMAGNETIZACION SITIO 01BIS

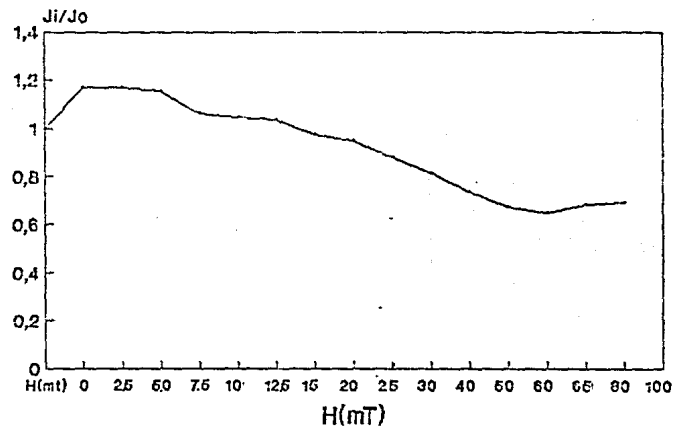
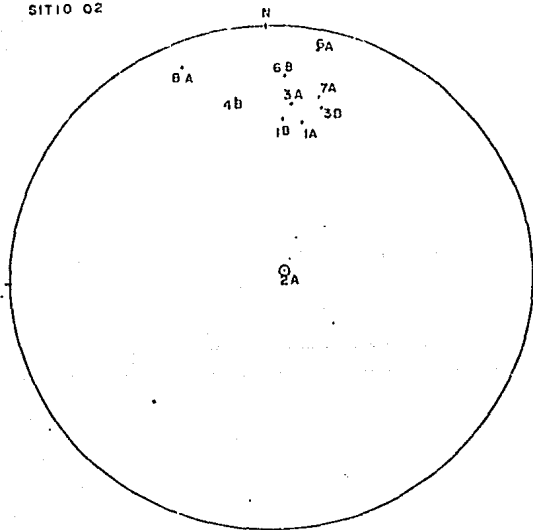


FIG. III.3

SITIO 02



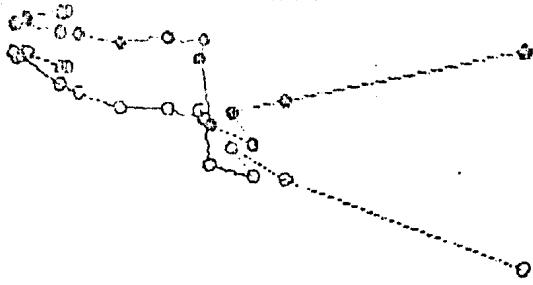
○ NEGATIVOS
● POSITIVOS

FIG. III.4 Diagrama estereografico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

3A
Treatments

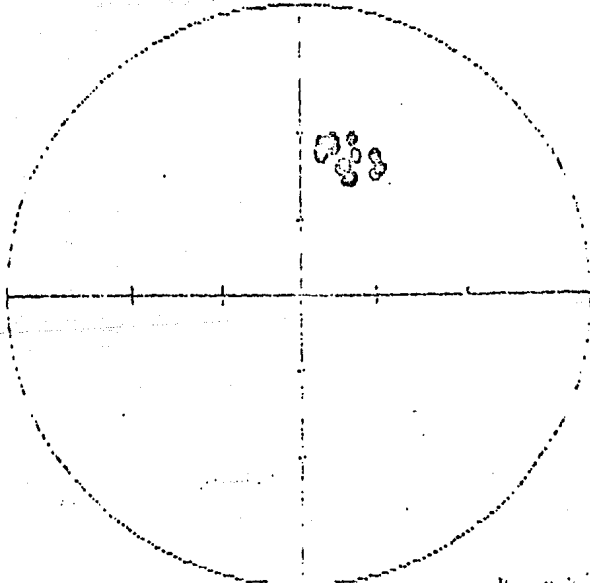
H, Up

N



In-Situ

3A
Treatments



In-Situ

Fig. III.4 Diagramas de desmagnetización de la muestra 3A pertenecientes al sitio 02. Observe que en el DE, las componentes se desplazan hacia el origen y es más estable.

CURVA DE DESMAGNETIZACION SITIO 02

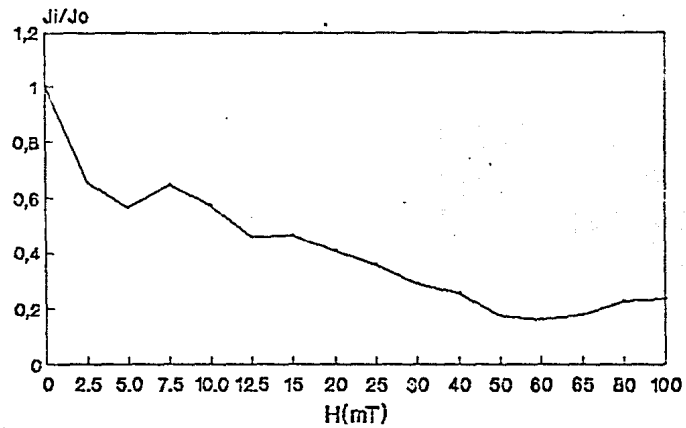


FIG. III.4

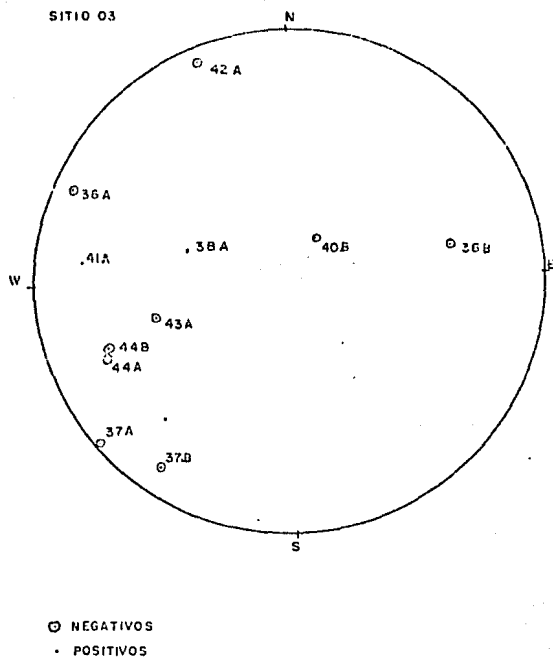
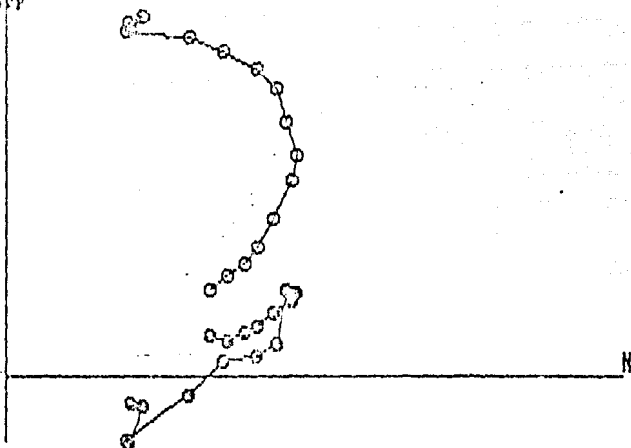


FIG. III.5 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

40a
Treatments

H, Hp



a)

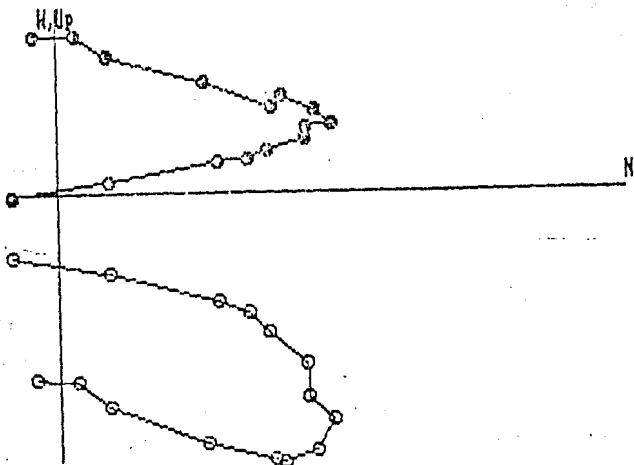
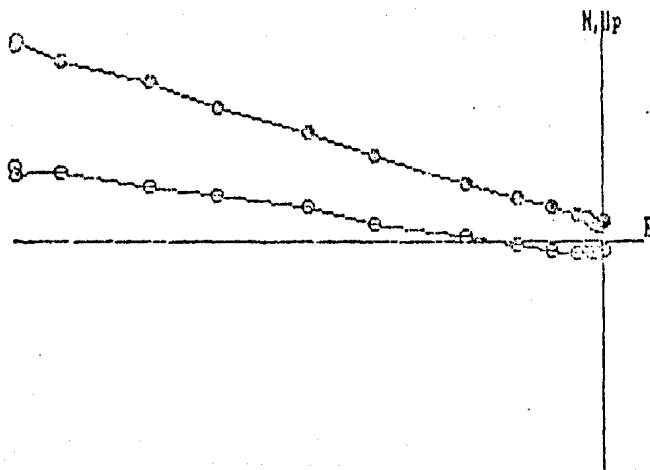
38a
Treatments

Fig. III.5 a) Comparación de diagramas de Zijderveld del sitio 03, donde observamos en las muestras 38a, 40A y 40B, la presencia de más de 2 componentes de desmagnetización, esto es evidente por las curvas complejas de la desmagnetización.

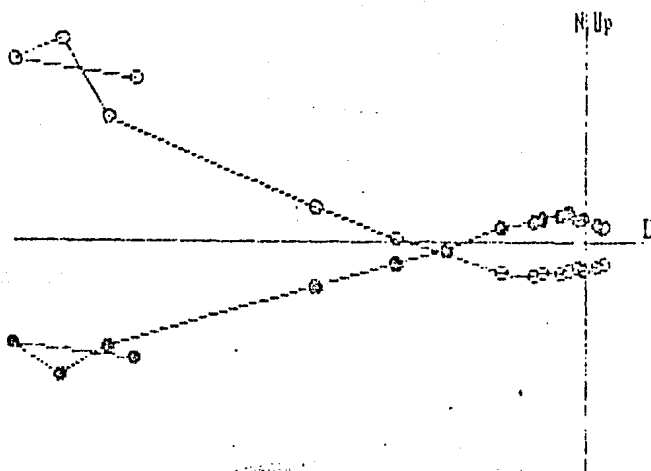
b) En la muestra 36A de este mismo sitio, se observa en cambio la presencia de una sola componente de

36A
Treatments



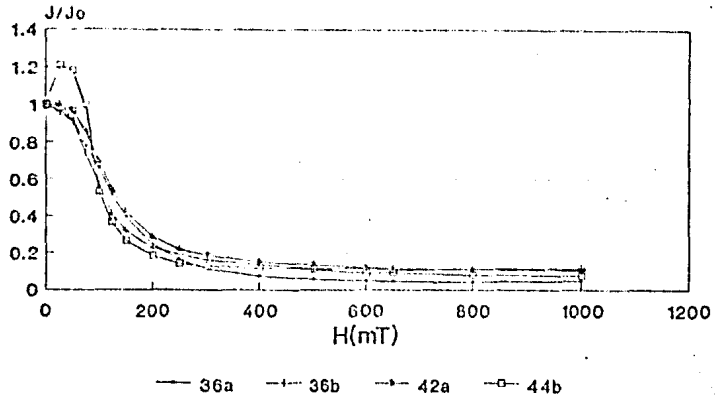
b)

448
Treatments



a)

curva de desmagnetizacion sitio 03



curva de desmagnetizacion sitio03

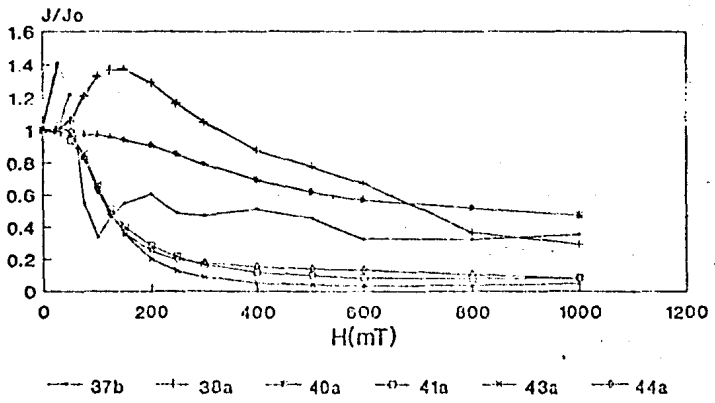


FIG. 111.5

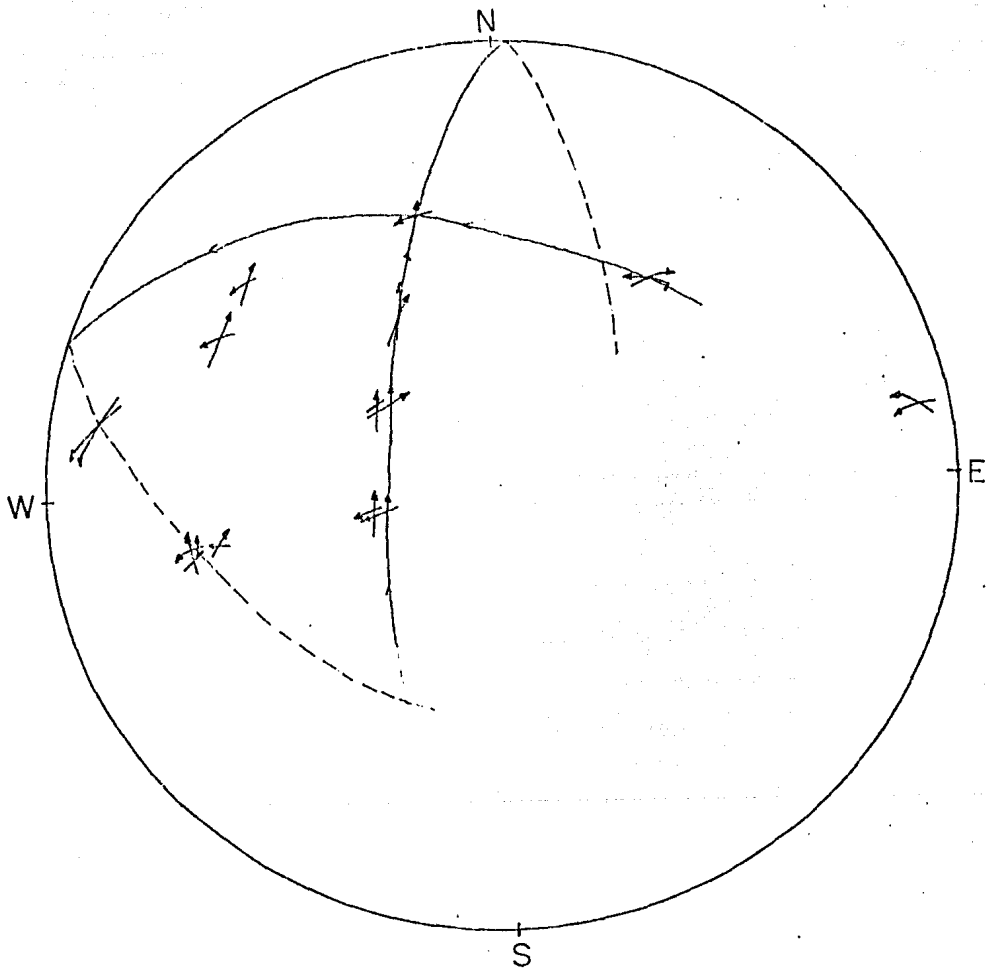


Fig. III.6 Diagrama de intersección de círculos mayores para el sitio 03

30a y 40a presentan un comportamiento distinto, sus campos des tructivos medios son más altos y varían entre los 40 y 80 mT.

De acuerdo con estos datos presentamos que estos rangos se aplican para minerales con coercitividades medias y altas como son el grupo de la ilmenita-hematite. Para estas muestras la intensidad residual a los 100 mT varía entre el 37 y el 50 %. La presencia de estos minerales en la roca puede estar en función de las condiciones de entriamiento de la misma, o en su defecto del grado de alteración que tengan.

Se obtuvo finalmente la dirección media de la magnetización remanente estable y el valor del Polo Geomagnético FGV. Estos datos aparecen en las (Tablas III.3 y III.4).

Al hacer la comparación entre los valores de R para la MRN y MRE y el valor de R_0 encontramos que no existe una distribución al azar de los datos.

El sitio 04 se ubica en la ladera norte del C. Jara Brava, al este de Moroleón y Uriangato. (Fig. III.1).

En este sitio se recolectaron 8 núcleos, dos de los cuales se descartaron por ser de longitud muy pequeña. En el laboratorio se obtuvieron un total de 10 especímenes para medición.

Las mediciones del MRN, se representan gráficamente en un diagrama estereográfico (Fig. III.7), donde puede observarse cualitativamente el grado de dispersión.

La distribución que presentaron los datos hizo que se decidiera que se desmagnetizaran todas las muestras como pilotos.

A pesar de presentar diagramas de Zijderveld DE, como los de la (Fig. III.7), en donde se observa que las componentes de magnetización se dirigen al origen, las direcciones de desmagnetización se presentaban muy dispersas, por lo que fue necesario trazar círculos mayores en los diagramas de igual área de las componentes para tratar de encontrar una dirección de la MRE, con una dispersión confiable. Este dato se reporta en la (Tabla III.3).

En la curva de desmagnetización (J_i/J_0), se observó que el espectro de coercitividad es continuo. El valor del DMF varía de los 10 a los 20 mT y a los 100mT la intensidad residual varía entre el 0 y el 30%. esto nos indica que las coercitividades se encuentran en un rango entre bajas y medias, lo cual corresponde a minerales como las titanomagnetitas y magnetitas.

Una vez obtenida la dirección de la magnetización remanente estable, se obtuvo el FGV para este sitio. El dato aparece en la (Tabla III.4)

Al comparar el valor de R de la MRN con el valor de R_0 , observamos que los datos se encuentran distribuidos al azar; sin embargo, para la MRE, el valor de R aumenta, y se hace mayor que

el de R_0 , por lo tanto para esta dirección de magnetización los datos no se encuentran distribuidos al azar, sino que siguen una dirección preferencial.

El sitio 05 se encuentra en la ladera sur del C. El Capuín. (Fig. III.1).

Se colectaron en este sitio 6 muestras, que fueron las mismas utilizadas para la medición de los datos. Las mediciones del MRN se representan gráficamente en un diagrama estereográfico, (Fig. III.8) en el cual se puede observar el grado de dispersión de los mismos.

Debido a esto, se desmagnetizaron todas las muestras como pilotos. En los diagramas de Zijderveid DE, (Fig. III.8) se observan dos de las muestras, en las cuales después de algunos pasos (100 Oe) se aprecia que las componentes se dirigen al origen, desviándose de nuevo a los 600 Oe. Estas fueron las únicas muestras con este comportamiento, ya que de las restantes no pudo distinguirse el tipo de curva que se tiene, porque en el diagrama los datos aparecen sobrepuestos y esto enmascara las características de la magnetización.

Se utilizaron por lo tanto los diagramas estereográficos para trazar círculos mayores y con las intersecciones de los mismos, encontrar las direcciones de magnetización. El resultado final aparece en la (Tabla III.3).

En cuanto a la curva de desmagnetización, se puede apreciar un espectro de coercitividad continuo, donde el valor del campo destructivo medio es de 10 mT, y donde a los 100 mT, la intensidad residual es del 5% de la original.

Esta curva se acerca a la que muestran los minerales de dominio múltiple son contribuciones a la serie titanomagnetitas, por lo tanto los minerales que portan esta magnetización presentan una coercitividad baja.

El valor del Polo Geomagnético Virtual para este sitio aparece en la (Tabla III.4)

La prueba de dispersión de direcciones de la magnetización remanente natural y de la magnetización característica, indica que entre los valores de R y R_0 para la MRN es evidente que los datos si se presentan distribuidos al azar, mientras que para la magnetización característica estos siguen una dirección preferencial.

El sitio 08, se localiza al oeste del lago de Yuriria, sobre la carretera que va entre Salamanca y Uriangato, en el lado oeste de la misma. (Fig. III.1).

Se recogieron en este sitio nueve núcleos, de los cuales se obtuvieron para el análisis de la magnetización doce especímenes.

SITIO 04

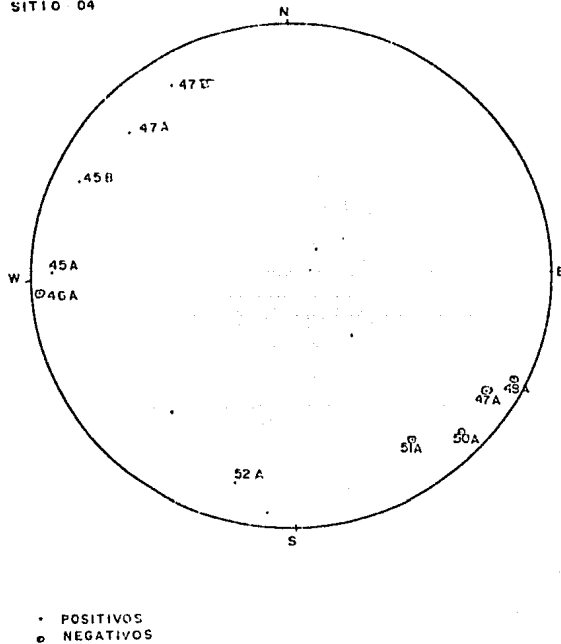
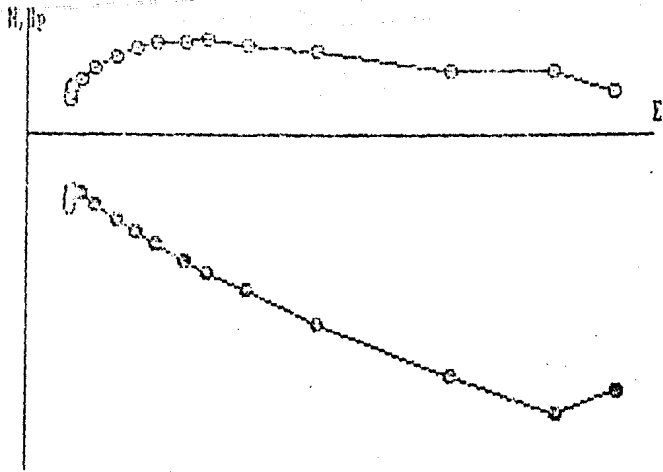


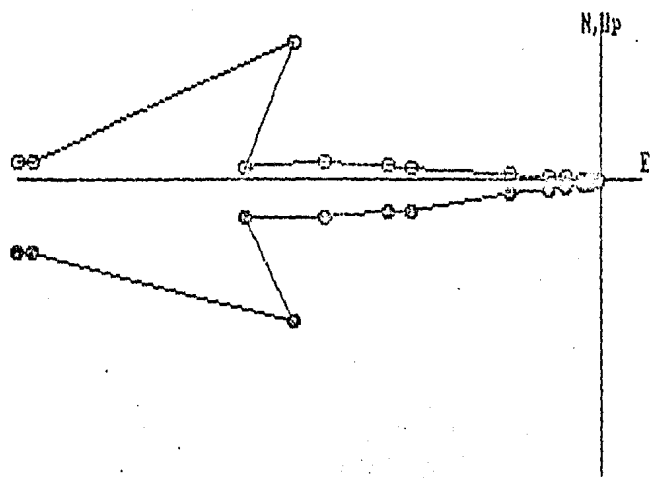
FIG. III.7 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

48A
Treatments



In-Situ

45B
Treatments



In-Situ

curva de desmagnetizacion sitio 04

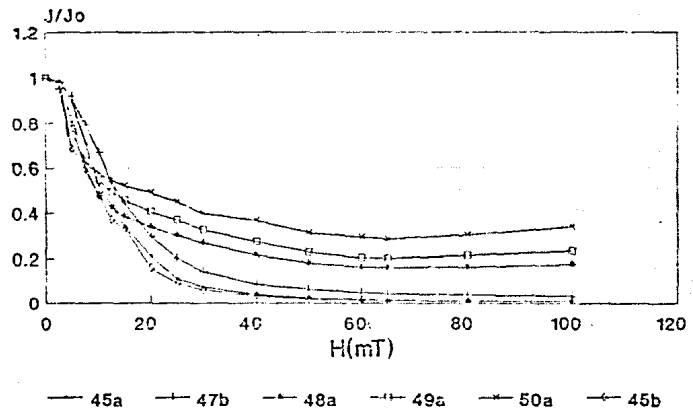


FIG. III.7

SITIO 05

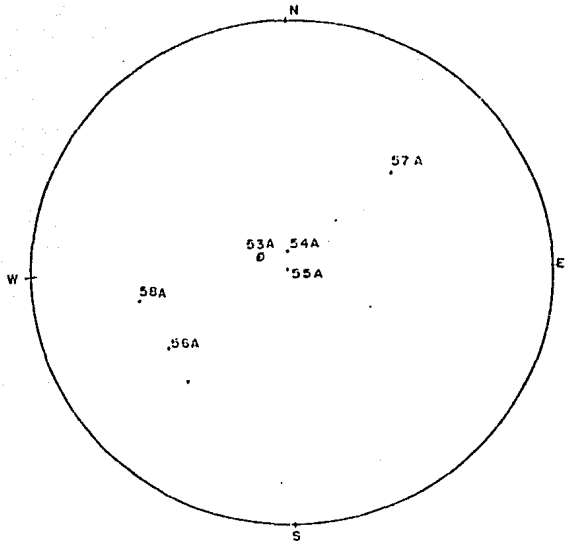
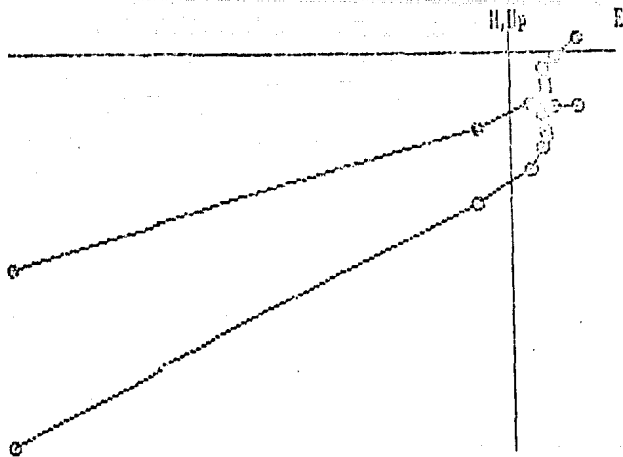


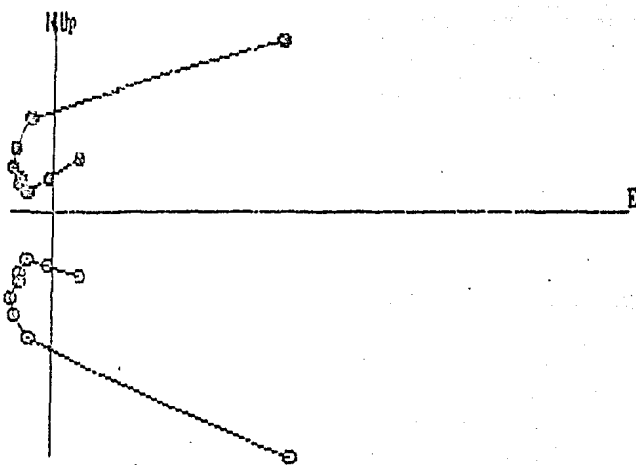
FIG. III.8 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

56A
Treatments



In-Situ

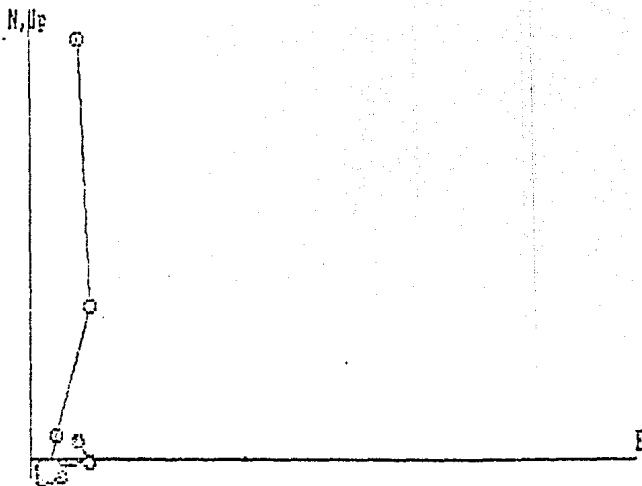
57A
Treatments



In-Situ

Fig. III.6 Comparación de DE para algunas muestras del sitio 05.

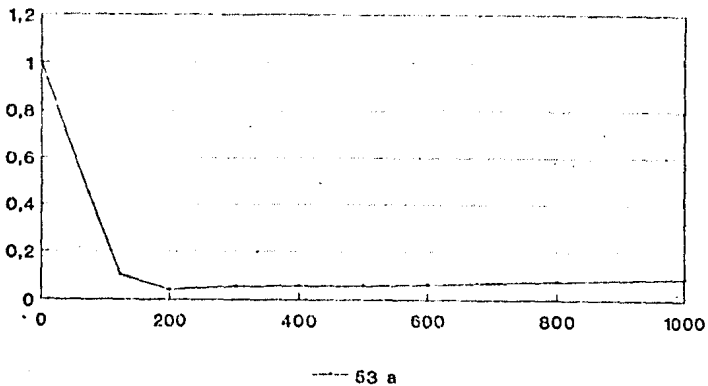
55A
Treatments



In-Situ

FIG. III.8 Diagrama de Zijderveld (DZ) para la muestra 55A;
: observese:el enmascaramiento de los datos en el
: icentro.

curva de desmagnetizacion sit 05



curva de desmagnetizacion sitio 05

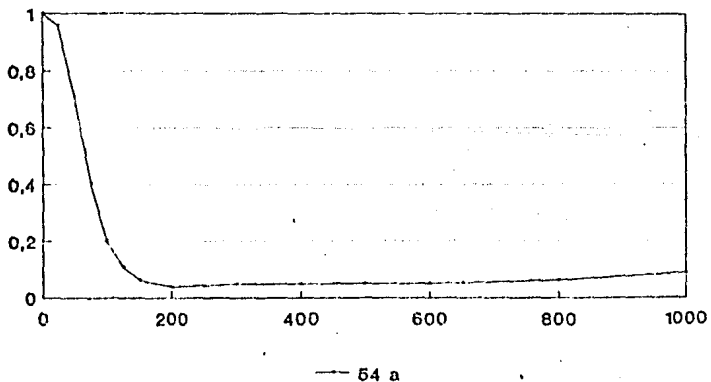


FIG. III. 8

En la (Fig. III.9), se muestra el diagrama estereográfico de los datos del MRN, en el cual se observa una buena agrupación de los mismos. Del análisis de variación de la dirección, se decidió trabajar una muestra como piloto. El valor de la media del MRN, aparece en la (Tabla III.2).

Se obtuvo una magnetización muy estable y donde la componente se dirige inmediatamente al origen; por lo tanto se decidió aplicar el lavado magnético a las muestras restantes bajo un campo de 100 Gc. Los resultados obtenidos arrojan el comportamiento esperado; ya que la magnetización es muy estable (Fig. III.9) por lo tanto, fué sencillo obtener el valor promedio de esta MRE.

Continuamos con el análisis de la curva de desmagnetización y observamos, que el espectro de coercitividad es continuo. El campo destructivo medio (DMF) para este sitio es de 5 mT, y la intensidad residual a los 100 mT, tiene un valor de 10% de la original, lo cual nos indica que la coercitividad es baja, y que se asocia a las titanomagnetitas.

Los resultados de la dirección media de la MRE, aparecen en la (Tabla III.3) y las coordenadas del PGV en la (Tabla III.4).

Al aplicar la prueba de variabilidad con el factor R_0 , observamos que; tanto para la MRN como para la MRE: R es mayor que R_0 , por lo tanto, se deduce que los datos presentan una distribución que sigue una dirección preferencial.

La polaridad de este sitio fué intermedia, y sus coordenadas lo acercan mucho al polo geográfico actual.

El sitio 09, se localiza al suroeste del poblado de Casacuarán, en el frente de una colada basáltica.

Se obtuvieron en este punto 6 núcleos de los cuales pudimos cortar 10 especímenes en laboratorio.

Al obtener la MRN de los mismos se observó cualitativamente en el diagrama estereográfico de la (Fig. III.10), la distribución de los datos.

Con base en el análisis de estos se escogieron dos muestras como pilotos. En los DZ, de estas muestras se observa una componente estable que se dirige al origen después de los 100 Gc, (Fig. III.10); se decidió desmagnetizar las demás muestras a uno sólo; sin embargo los resultados obtenidos no fueron satisfactorios y se tuvo que proceder a desmagnetizar todas las muestras, con todo el tratamiento magnético. Escasas dos muestras más observaron el mismo comportamiento que las muestras piloto (Fig. III.10), no obstante las direcciones finales de desmagnetización se agruparon en dos direcciones bien marcadas.

Al aplicar la estadística de Fisher, una de estas resultó la más apropiada de acuerdo a las direcciones esperadas.

En cuanto a la curva de desmagnetización, observamos un campo destructivo medio que varía entre los 26 y los 29 mT y una intensidad residual del 29 % a los 100 mT. Con base en estos datos, podemos señalar que las coercitividades son de valor medio y se asocian a los minerales como la magnetita y la titanomaghemita.

La prueba de dispersión de direcciones de la magnetización remanente natural y de la magnetización característica, indica de acuerdo al valor de R_0 , que los datos siguen una dirección preferencial, es decir; no hay una dispersión al azar de los mismos. El valor del PGV, calculado para este sitio se presenta en la (Tabla III.4).

Para los sitios de la serie M-1, 2, etc. se procedió con el mismo tratamiento. A continuación se describen estos.

El sitio M-1, se localiza al norte del área a escasos 8 km de Salamanca. Se recolectaron 8 núcleos, se obtuvieron 11 especímenes.

Del análisis de los datos del MRN que se observan en el diagrama estereográfico de la (Fig. III.11), se escogió una muestra como piloto (66a). Al observar el comportamiento de los componentes de magnetización se encontró que es una magnetización estable, ya que la curva en el DZ, (Fig. III.11) se mueve rápidamente al origen a partir de los 100 Oe. Se decidió desmagnetizar el resto de las muestras a 5 pasos.

La prueba de dispersión de direcciones de la magnetización remanente natural MRN, y de la magnetización remanente estable MRE, indica de acuerdo con el valor del R_0 , que los datos no se encuentran distribuidos al azar.

Los valores de la MRE y del PGV, para este sitio aparecen en las (Tablas III.3 y III.4).

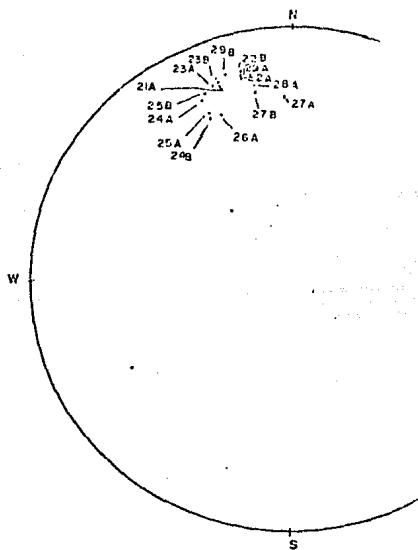
El sitio N-2 se localiza en el poblado de la Compañía, aproximadamente a 3 km de Valle de Santiago.

Se tomaron 8 muestras en campo, y se obtuvieron 9 especímenes para la medición en el laboratorio. Las mediciones del MRN, se representan gráficamente en un diagrama estereográfico (Fig. III.12), donde puede observarse cualitativamente el grado de dispersión de los datos. La dirección promedio para este sitio se muestra en la (Tabla III.2).

Debido a la distribución de los mismos, se procedió a tratar todas las muestras como pilotos, desmagnetizándolas en 6 pasos.

Los DZ, de estas, muestran una magnetización estable. Sin embargo, la dirección promedio de los mismos se presenta con una dispersión muy alta, por lo que fue necesario graficar los componentes en diagramas estereográficos. Estos diagramas mostraron

SITIO 08



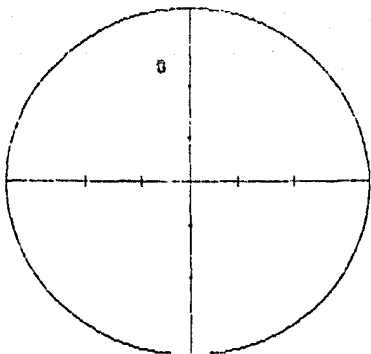
• POSITIVOS

FIG. III.9 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

22

Treatments

In-Situ

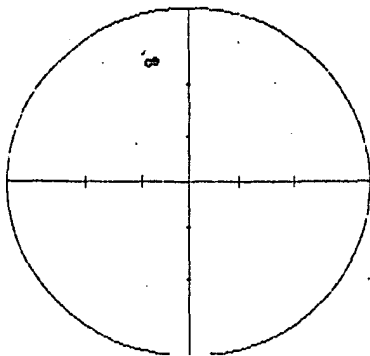


In-Situ

23B

Treatments

In-Situ

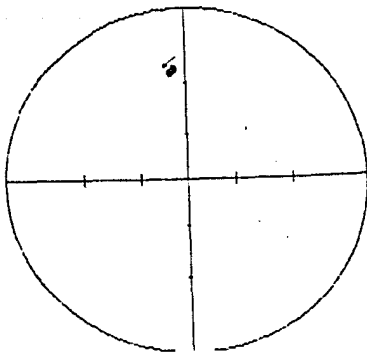


In-Situ

23A

Treatments

In-Situ



In-Situ

Fig. III.9 Diagramas de igual área, en donde se observa la estabilidad de la magnetización del sitio 08.

curva de desmagnetizacion Sit08

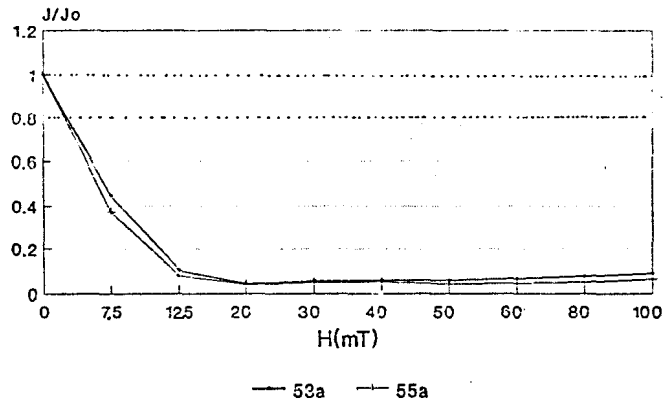


FIG. III.9

SITIO RR09

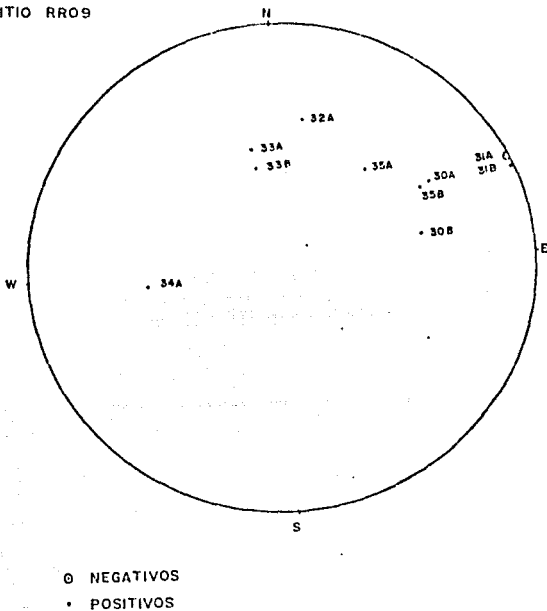
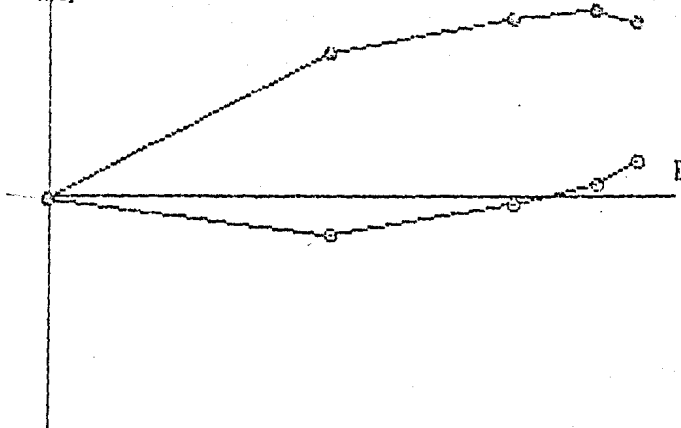


FIG. III.10 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

31A
Treatments

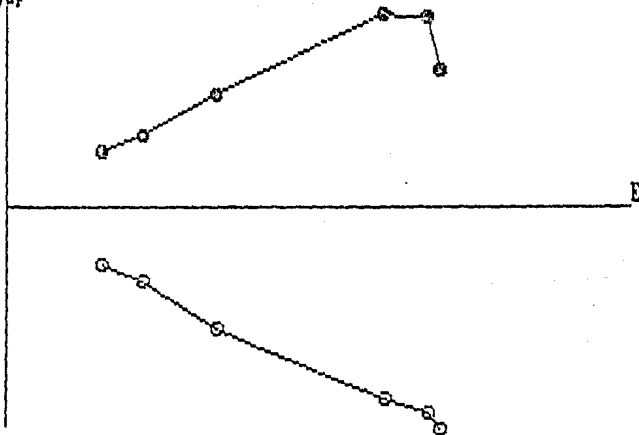
N, Up



In-Situ

30A
Treatments

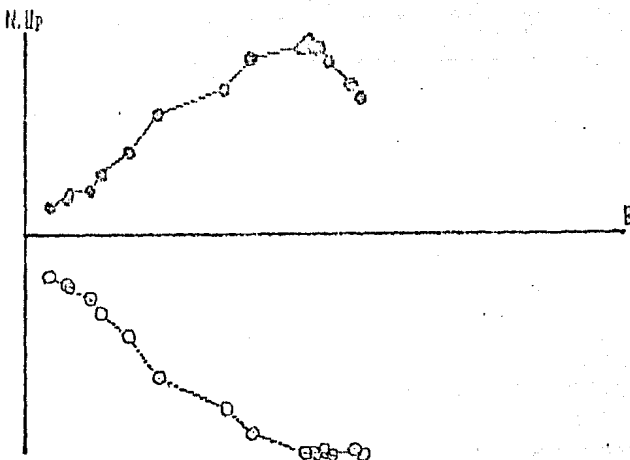
N, Up



In-Situ

Fig. III.10 Diagramas de Zijderveld del sitio 09. en estos sólo se aprecia una componente de magnetización: sin embargo, para este sitio se obtuvieron dos direcciones utilizando la intersección de círculos mayores.

35b
Treatments



In-Situ

curva de desmagnetizacion sitio09

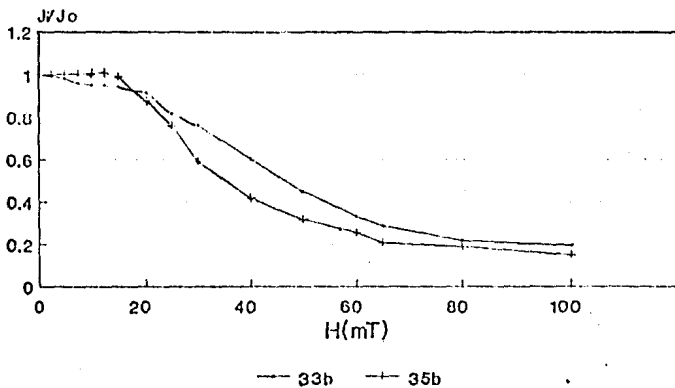
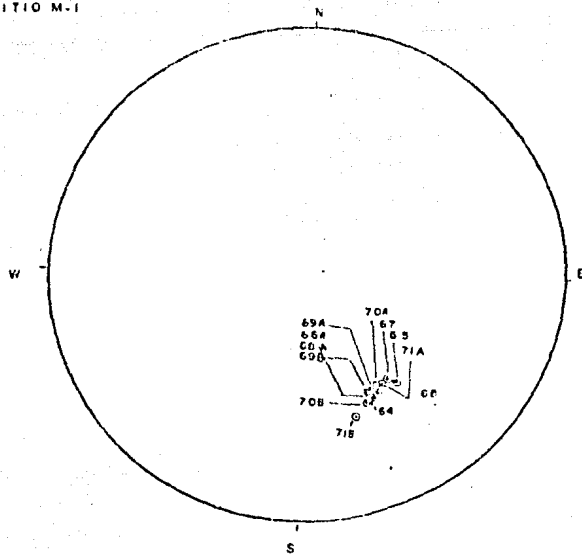


FIG. III.10

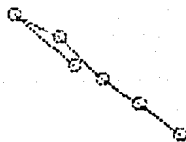
SITIO M-1



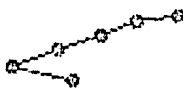
• POSITIVOS
⊙ NEGATIVOS

FIG. III.11 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

64
Treatments

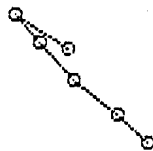


H, Dp

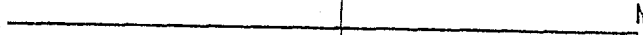


In-Situ

67
Treatments



H, Dp

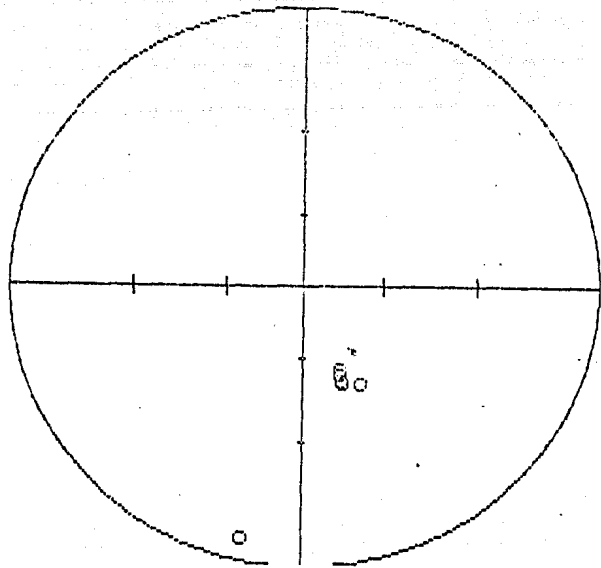


In-Situ

Fig. III.11 Diagramas de igual área y diagramas de Zijderveld donde observamos la estabilidad de la magnetización para el sitio M1.

66

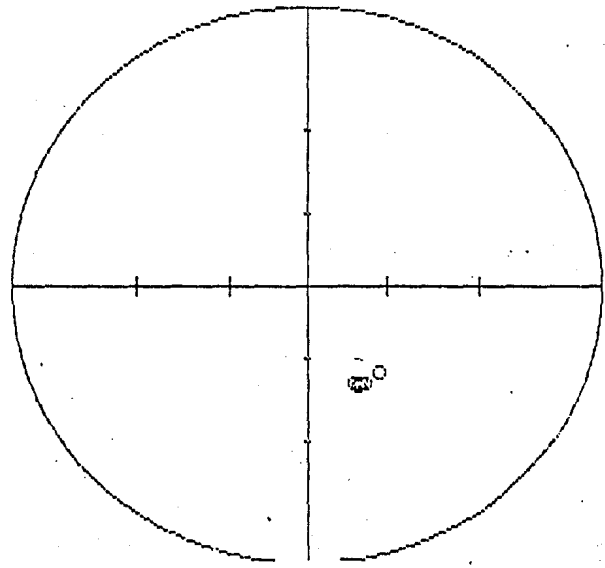
Treatments



In-Situ

65

Treatments

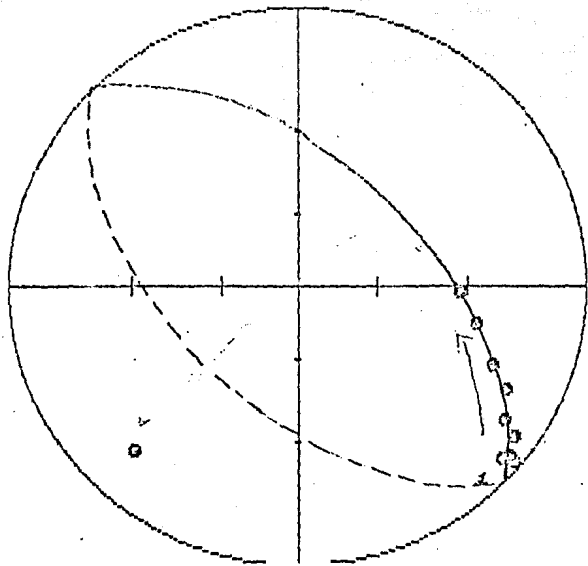


In-Situ

FIG. 111.11

78

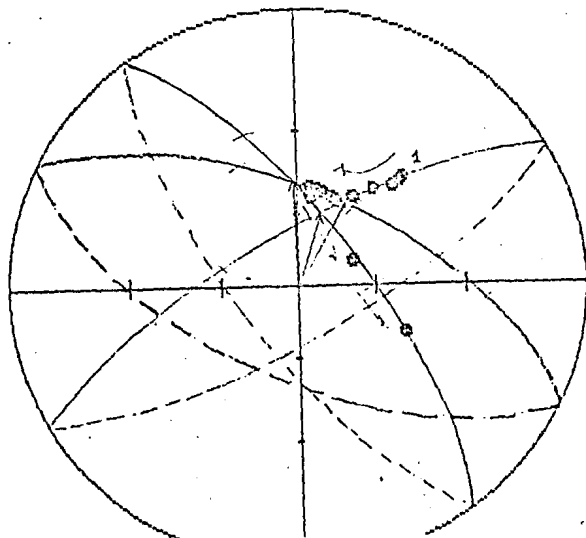
Treatments



In-Situ

79

Treatments



In-Situ

FIG. III. 12 *Comparación de diagramas de intersección de círculos mayores. Observe en cada uno la agrupación de las intersecciones de planos, estas indican las direcciones en las que se agrupa la orientación de magnetización.*

una tendencia a distribuirse en círculos (Fig. 111.12) por lo que se realizó el trazo y la intersección de círculos mayores.

Con esto se obtuvieron dos direcciones bien definidas, de las cuales, una coincidió con la esperada. Además de presentar una dispersión razonable. La dirección media final, obtenida para la MRC se presenta en la (Tabla 111.3).

De la curva de desmagnetización podemos observar que el valor del campo destructivo medio, varía entre los 10 y los 35 mT; mientras que el valor de la intensidad residual a los 100 mT es de menos del 10 %. Por tanto, podemos decir que la coercitividad presentada en las componentes de magnetización es intermedia en su mayoría, sólo la muestra 79 presenta una coercitividad baja.

Esto significa que los minerales magnéticos en este sitio, se asocian a la serie magnetita-titanomagnetita; encontrando una gran cantidad de este último. El valor del PGV, para este sitio, se muestra en la (Tabla 111.4).

Aplicando la prueba de dispersión de direcciones, encontramos que el parámetro R_0 es en el caso de la MRN menor, por lo que las direcciones se agrupan en una dirección preferencial. En cuanto a los datos de MRE el R es ligeramente más pequeño que R_0 , sin embargo podría decirse que los datos se encuentran distribuidos hacia una dirección.

El sitio N-3, se localiza en el poblado de Jaral del Progreso a 14 km al este de Valle de Santiago.

Se colectaron 6 núcleos que fueron los mismos utilizados para la desmagnetización. En el diagrama estereográfico de la (Fig. 111.13), se observa la dispersión de los datos del MRN. Debido a esta dispersión se decidió aplicar el mismo tratamiento a todas las muestras como si fueran pilotos. Los diagramas de Zijdeveld DZ, que resultaron del tratamiento se muestran en la (Fig. 111.13). No fue posible distinguir el comportamiento de alguna componente estable de la magnetización; por lo que fue necesario graficar estos datos en diagramas de igual área y buscar las intersecciones por círculos mayores.

De estas intersecciones, se encuentran tres direcciones, de las cuales solamente una presentaba una distribución más aceptable y una dirección congruente con las esperadas. Por lo que se atribuye la dirección media de la magnetización característica, a esta componente. Los datos aparecen en la (Tabla 111.3).

Del análisis de la curva de desmagnetización, se observa que los espectros de este sitio coinciden con el comportamiento del mismo, ya que encontramos que hay coercitividades: bajas, medias y altas, las cuales se asocian a series mineralógicas distintas como son: magnetitas-titanomagnetitas; ilmenitas-titanomagnetitas y hematitas-titanohematitas.

El valor del campo destructivo medio va de los 9 a los 35 mT y en el caso de la muestra 83, no se determinó este mientras que para los porcentajes de intensidad residual estos varían de los 9 a los 100%. (Fig. III.13), encontrando con esto una probable razón del porqué el comportamiento tan disímulo de este sitio.

Al aplicar la prueba de la dispersión observamos que para MRN, los datos se distribuyen completamente al azar, mientras que para la magnetización característica; siguen una dirección preferencial.

El valor del Polo Geomagnético Virtual, se encuentra en la (Tabla III.4).

El sitio M-4 se ubica en la Hoya Rincón de Paraqueo, que se localiza al noroeste de Valle de Santiago. (Fig. III.1).

Se tomaron de este sitio 8 muestras, de las cuales se midieron 7 como especímenes, debido a que una de ellas se rompió no fué posible orientarlo.

En el diagrama estereográfico de la (Fig. III.14), se muestra la distribución cualitativa de los datos del MRN.

Del análisis de dispersión de los datos del MRN, observamos que el comportamiento magnético de este sitio fué muy parecido al del sitio anterior, tuvieron que desmagnetizarse todas las muestras como pilotos.

Los resultados obtenidos en los DZ, no fueron satisfactorios, por lo que fué necesario utilizar diagramas estereográficos para observar las componentes de magnetización que fueron dos de las que se distinguieron por intersección de círculos mayores.

De la curva de desmagnetización observamos que las coercitividads son medias-altas; siendo el valor del campo destructivo medio de entre los 30 y 60 mT y el porcentaje de la intensidad inicial del 25 al 60%. Esto coincide con el comportamiento de los análisis anteriores de Zijdeveld (DZ) y de intersección de círculos mayores.

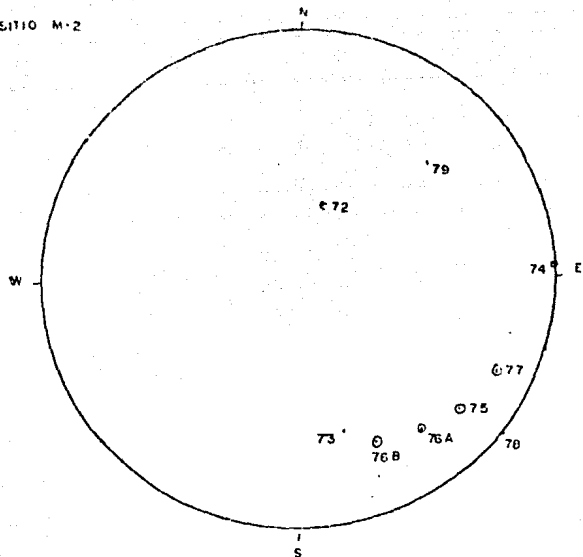
Se asocian por lo tanto a dos tipos de series mineralógicas para la magnetización las ilmenitas-titanomagnetitas y las hematitas-titanohematitas.

En la prueba de dispersión los valores del MRN, en comparación no son menores por lo que las direcciones se encuentran distribuidas totalmente al azar. En cambio para la MRC o MRE, es evidente que las direcciones no se encuentran distribuidas al azar, sino que siguen una dirección preferencial.

El valor del Polo Geomagnético Virtual PGV, para este sitio aparece en la (Tabla III.4).

El último de los sitios es el sitio M-5 que se ubica en el

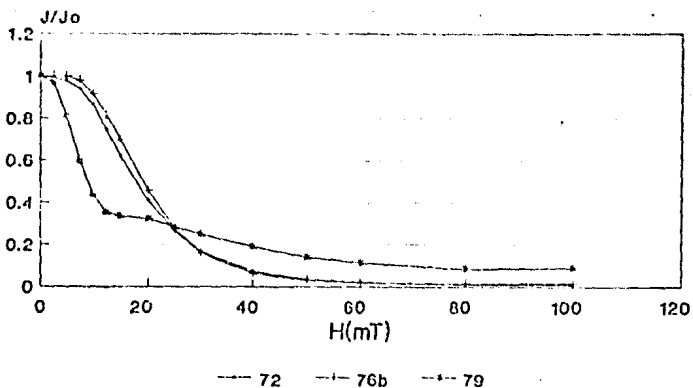
SITIO M-2



• POSITIVOS
○ NEGATIVOS

FIG. III.12 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

curva de desmagnetizacion
sitio m2 p1



curva de desmagnetizacion
sitio m2 p2

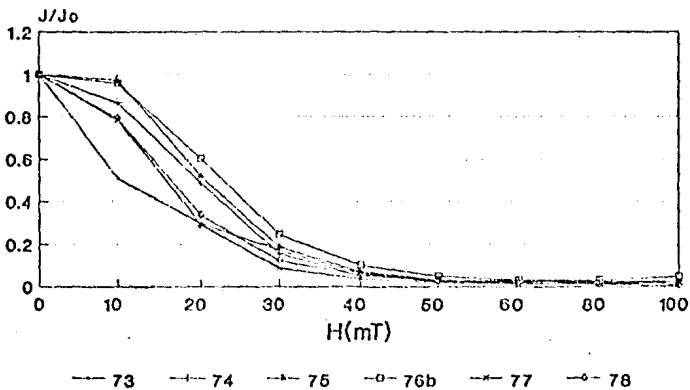


FIG. III.12

Sitio 403

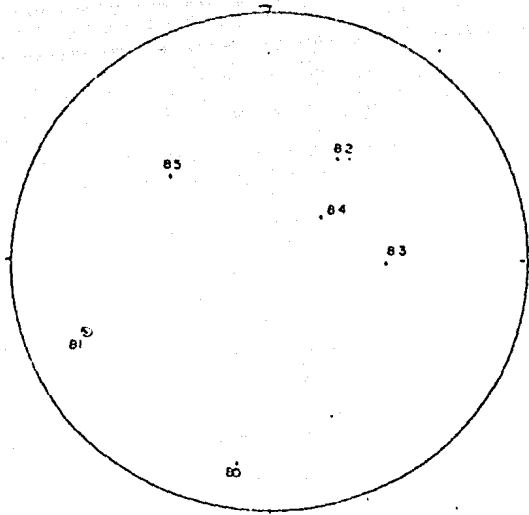
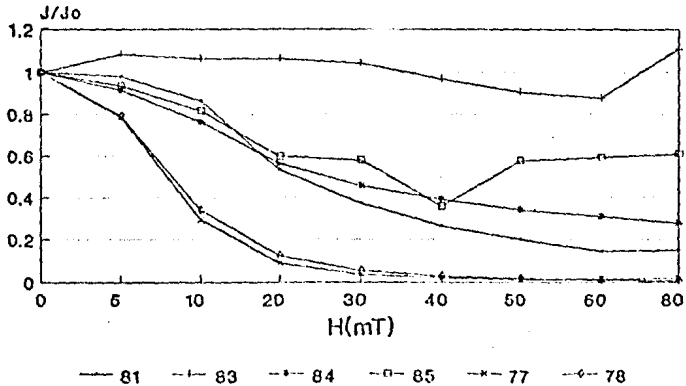
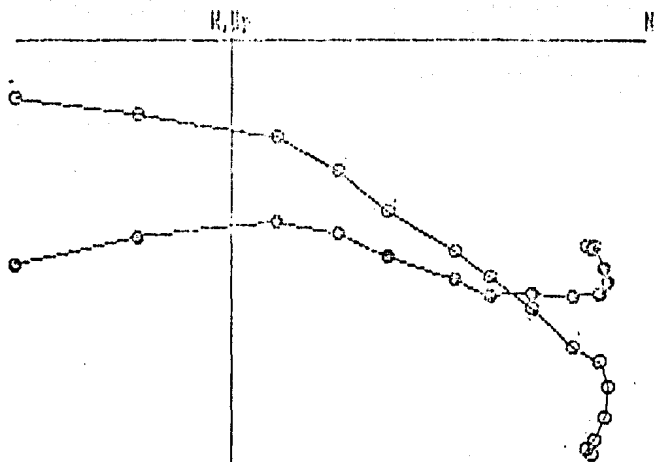


FIG. III.13 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

curva de desmagnetización sitio m3 p1

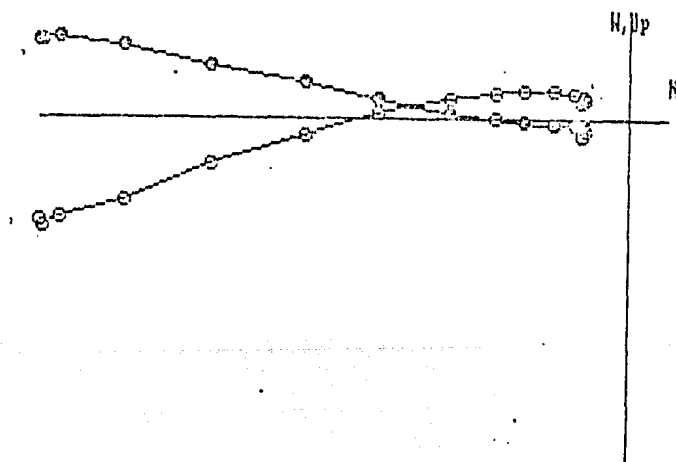


62
Treatments



In-Situ

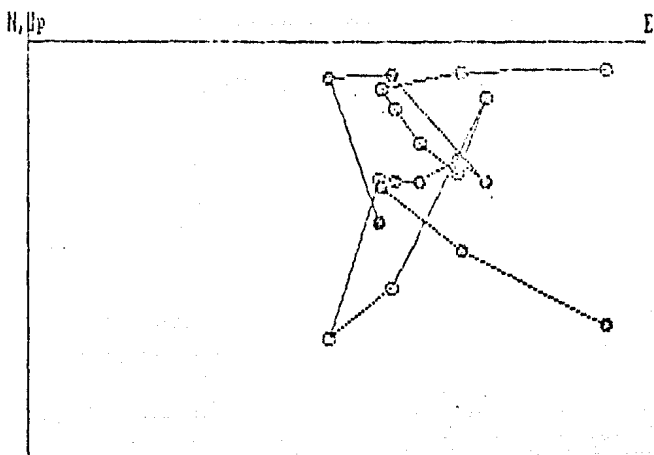
80
Treatments



In-Situ

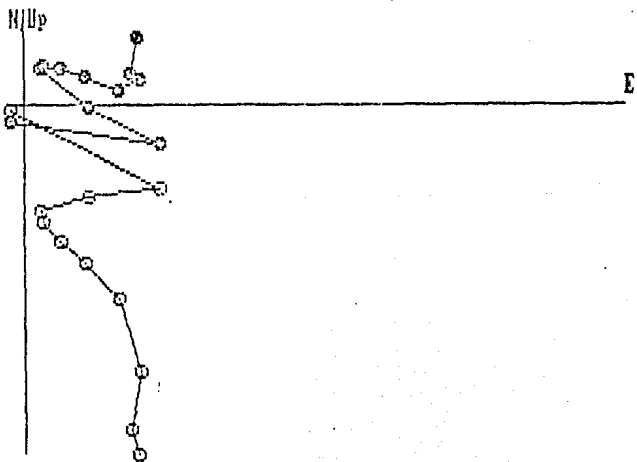
Fig. III.13 Diagramas de Zijderveld para las muestras 80 y 62, 83, 19 para el sitio M5. Observe las formas de las curvas, nos indican más de dos componentes de magnetización.

83
Treatments



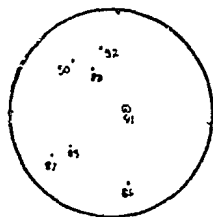
In-Situ

84
Treatments



In-Situ

FIG III. 13



- 12 años

FIG. III.14 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

curva de desmagnetización sitio m4 p1

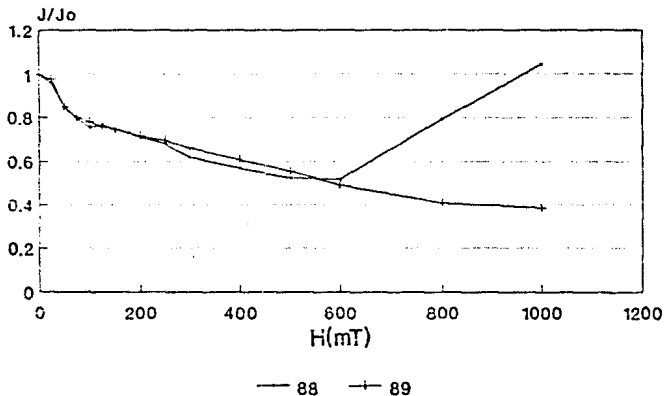
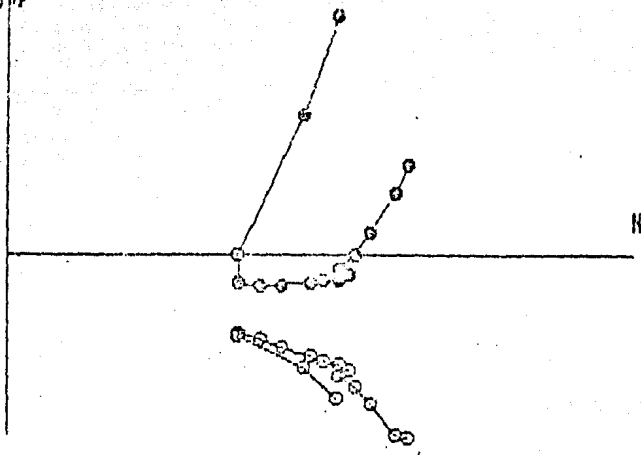


FIG. III.14

88
Treatments

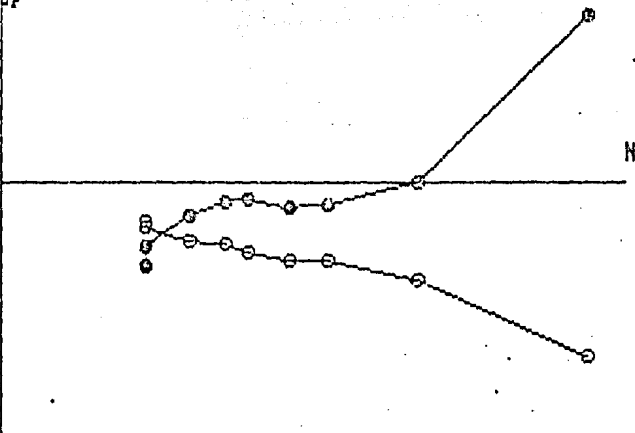
H, Hp



In-Situ

90
Treatments

H, Hp



In-Situ

Fig. III.14 Comparación de DE para las muestras 88 y 90 del sitio M4. Observe como la magnetización tiende al origen.

curva de desmagnetizacion sitm4p2

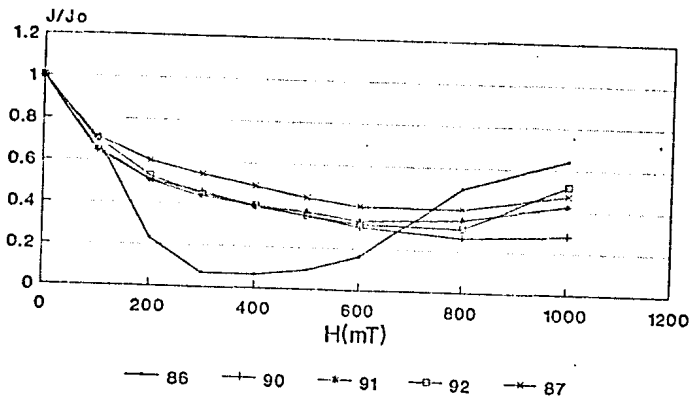


FIG. III.14

maar de San Nicolas, en la zona sur de la misma. (Fig. III.1)

En el diagrama estereográfico de la (Fig. III.15), aparecen los datos de la MRN.

Por la alta dispersión que en el diagrama se observa se decidió desmagnetizar todas las muestras como pilotos. Por lo que se sometieron a 7 pasos de desmagnetización. Los DZ, a pesar de presentar una sola componente, no coinciden con la dirección de la misma; por lo que fué necesario trazar los dia gramas estereográficos para realizar intersecciones de círculos mayores y tratar de distinguir algún componente.

Se observaron dos direcciones, de estas se escogió una que es la que se reporta como magnetización característica por ser la que más se acerca a los datos esperados.

Del análisis de la curva de desmagnetización, se observan dos espectros de coercitividad; uno bajo y otro alto, el valor del campo destructivo medio, es de 1.7 mT para uno y no se determinó el otro.

Los porcentajes de la intensidad residual son del 65% de la original. Se considera que esto es reflejo directo del comportamiento magnético del sitio.

Se les asocia una mineralización del tipo de las magnetitas y las hematitas. El Ro en comparación con el R, para los datos del MRN, señala que los datos se encuentran distribuidos al azar; mientras que para la magnetización característica se agrupan en una dirección preferencial.

El valor del polo geomagnético virtual se reporta en la (Tabla III.4).

SITIO M5

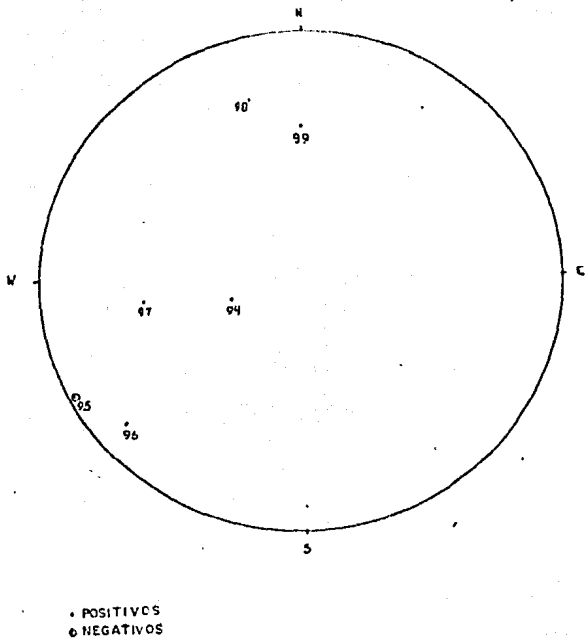
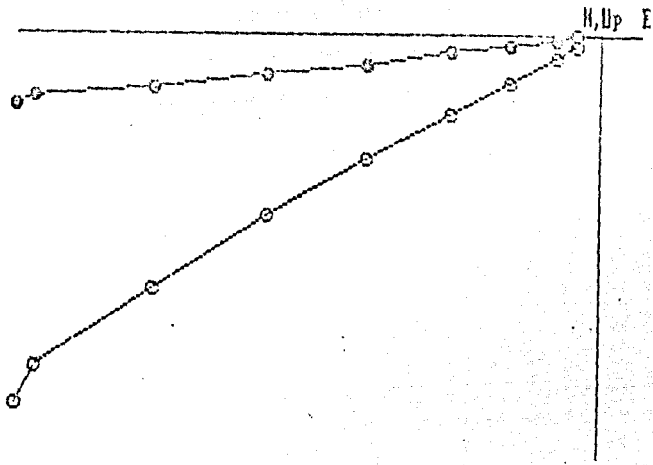


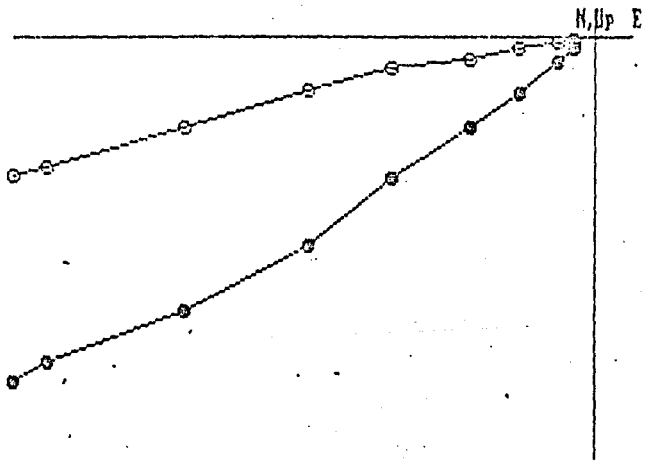
FIG. III.15 Diagrama estereográfico donde se muestra la distribución del MRN para este sitio.

97
Treatments



In-Situ

96
Treatments



In-Situ

Fig. III.15 Diagramas de Zijderveld simples para las muestras 96 y 97 del sitio M5. A pesar de presentarse estos diagramas, la dispersión de la dirección de magnetización final es muy alta y fué necesario utilizar círculos mayores para localizar una dirección de magnetización más exacta.?

curva de desmagnetizacion
sitio m5

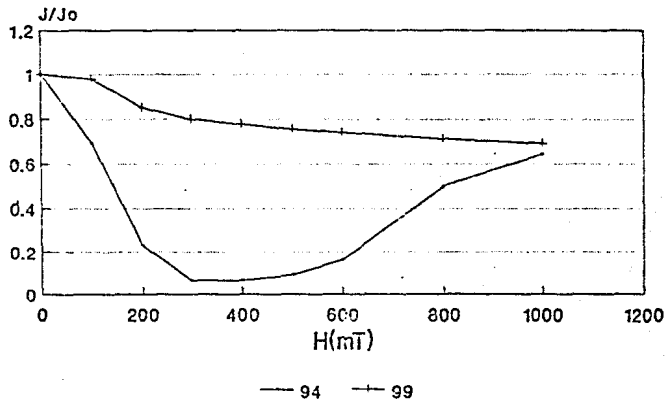


FIG. III.15

IV INTERPRETACION Y DISCUSION

Los datos de polaridad de las unidades muestradas corresponden a los cron geomagnéticos de Brunhes, Matuyama y Gauss, que abarcan los últimos 3.4 Ma.; con 7 datos de polaridad normal para Brunhes, uno de polaridad reversa para Matuyama y 3 de polaridad normal para Gauss.

El sitio M-1 tiene un dato de polaridad reversa que es probable corresponda al cron de Brunhes, a alguna excursión local, debido a que es un cono cinerítico aparentemente muy joven.

El sitio S05 presenta una polaridad intermedia normal, por lo cual se considera transicional dentro del cron de Brunhes debido a la edad asignada.

En el área los datos radiométricos con los que se cuenta son limitados, sólo se tienen 2 datos directos los de Ben, et al. (en prensa) de 2.23 ± 0.23 y 2.35 ± 0.25 , que corresponden a rocas de los cerros Culiacán y Grande, lo que concuerda con los datos paleomagnéticos obtenidos de polaridad normal; y el dato de Murphy y Carmichael, (1984), para el flujo de lava del mar de San Nicolás de 1.2 Ma, en este caso el dato es de polaridad intermedia, por lo que no coincide del todo con la edad reportada.

Los datos paleomagnéticos obtenidos de las direcciones medias de desmagnetización fueron promediados para obtener el polo geomagnético virtual para cada sitio y calculados los parámetros R, F, DR y DF. Estos datos aparecen en la tabla IV.1.

El parámetro R (rotación) representa la diferencia angular entre la declinación observada y la declinación calculada a partir del polo esperado, de referencia. Si el valor es positivo, ello indica una rotación del vector magnético en sentido de las manecillas del reloj; si es negativo, ello indica una rotación en sentido contrario como se observa en el mapa de la Fig IV.1.

El parámetro F representa la diferencia angular en la inclinación observada con respecto a la esperada y se representa como el círculo mayor con respecto al plano perpendicular a la dirección que define R.

Los resultados señalan que esta región muestra una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj, esto podría ser explicado suponiendo los siguientes factores:

a) Se podría deber a efectos de variación secular en la que las direcciones paleomagnéticas observadas representan una medición puntual del campo, por lo que las variaciones seculares

producirían efectos de segmentación estadística.

b) La presencia de una anomalía geomagnética local, la cual al no ser documentada produce efectos de alteración en las mediciones de la magnetización remanente.

c) En términos tectónicos, donde las rotaciones observadas en los resultados paleomagnéticos corresponderían a rotaciones tectónicas asociadas a la presencia de un sistema de fallamiento lateral izquierdo que es el que produciría este efecto.

En el área existe un lineamiento de estructuras volcánicas (maars), con una dirección promedio de N350W, con una longitud de 20 km aproximadamente y un espesor promedio de 7 km. El lineamiento es aparente desde el extremo noroeste del área hasta la ribera sur del lago de Yuriria.

Desde el punto de vista regional, este lineamiento presenta una dirección semejante al lineamiento de fallas normales Taxco-Querétaro, que se localiza al este de Valle de Santiago y que cruza por la región de Acambay Fig. IV.2, con una dirección promedio de N250W. De manera semejante, al oeste del área se localiza otro lineamiento estructural con fallas normales en el área de Penjamo, con una dirección promedio de N150W. Estos lineamientos resultan ser aproximadamente paralelos entre sí y casi perpendiculares a la dirección de convergencia de la placa de cocos.

La dirección de subducción es NE, lo cual genera en este mismo sentido esfuerzos de tipo compresivo, por lo que se puede esperar una serie de estructuras que correspondan a este régimen.

No obstante, las fallas son de tipo normal que se asocian a regímenes distensivos, esto puede ser producido por otro sistema de esfuerzos que actúe al mismo tiempo, que puede ser por el sistema de fallas con sentido casi E-W, muy semejante a la orientación del eje Neovolcánico con una componente de tipo normal (distensiva) muy importante a la cual se asocia un desplazamiento lateral de tipo izquierdo.

La combinación de esta serie de esfuerzos, tiene como resultado un movimiento de rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj, lo que en este caso coincide con los datos paleomagnéticos.

Los resultados obtenidos, concuerdan en un contexto regional con una serie de direcciones discordantes, desplazadas hacia la izquierda de las direcciones esperadas documentadas en el centro y occidente de México. Soler-Arechalde, (1990) (op cit.), Urrutia-Fucugauchi, (1984), Cabral-Cano, et al. (1986); y que son indicativas de un patrón de movimientos tectónicos para la Faja Volcánica Mexicana.

Las fallas de tipo normal que se presentan en la zona sureste del área, pertenecen al patrón de fracturamiento de la región

TABLA IV.1
CALCULO DE ROTACIONES CON RESPECTO AL POLO GEOGRAFICO
ACTUAL

SITIO S	DECOB (Do)	INCL (Io)	A95	DECESP (De)	INCESP (Ie)	R-Do-De	F-Ie-Io	A95	DR	DF
S01	343.6	35.7	19.0	360o	36.4o	-16.4	+0.7	0	12.5	19.9
S01BIS	348.0	42.4	05.5	"	36.4o	-12.0	-6.0		7.5	05.5
S02	006.3	32.7	06.6	0o	36.6o	+06.3	+4.0	por que	7.8	06.6
S03	345.7	41.1	05.0	360o	36.2o	-14.2	-5.0		8.2	05.0
S04	334.0	49.5	19.0	"	36.2o	-26.0	-4.2	se cono	19.0	19.0
S05	110.0	65.6	10.7	180o	35.2o	+30.0	-29.3		20.5	10.7
S08	339.0	23.2	03.1	360o	36.4o	-22.0	+15.1	ce la	3.44	03.1
S09	340.0	44.0	11.0	"	35.3o	-20.0	-7.5		15.4	11.0
M-1	152.0	47.0	03.2	180o	36.7o	-28.9	+10.0	posicion	4.7	03.2
M-2	359.7	38.0	14.7	360o	36.6o	-29.2	-1.4		17.1	14.7
M-3	324.6	51.0	20.0	"	35.6o	-35.3	-14.4	excita	29.2	20.0
M-4	365.6	27.3	11.6	"	36.7o	-54.0	-9.38		13.0	11.6
M-5	272.5	44.7	14.7	"	36.6o	-87.4	-9.11		21.0	14.7

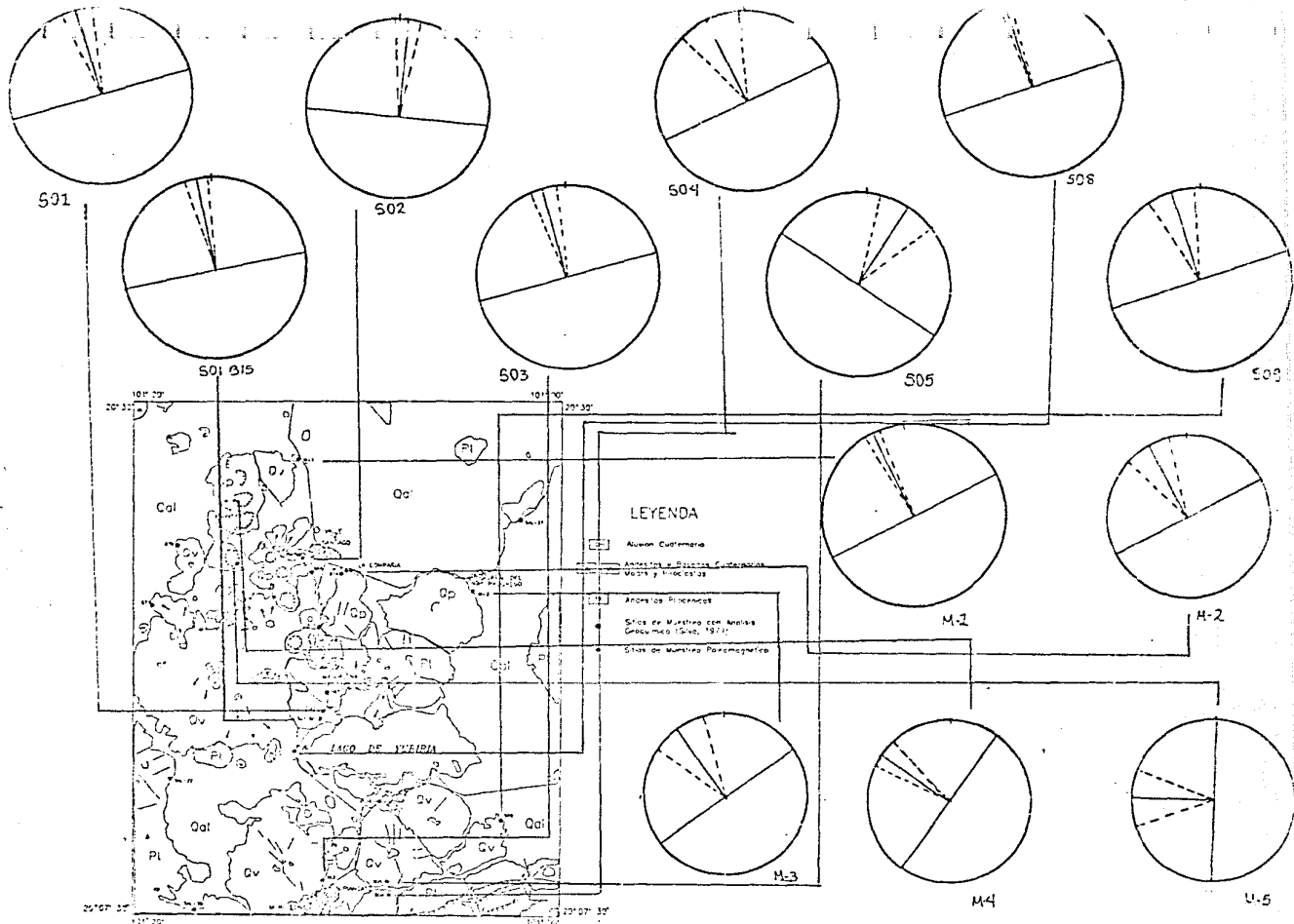


FIG.1 Mapa simplificado del área donde se muestra gráficamente el valor de R y DR de cada sitio. La declinación está referida a la raya en la parte superior del círculo.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

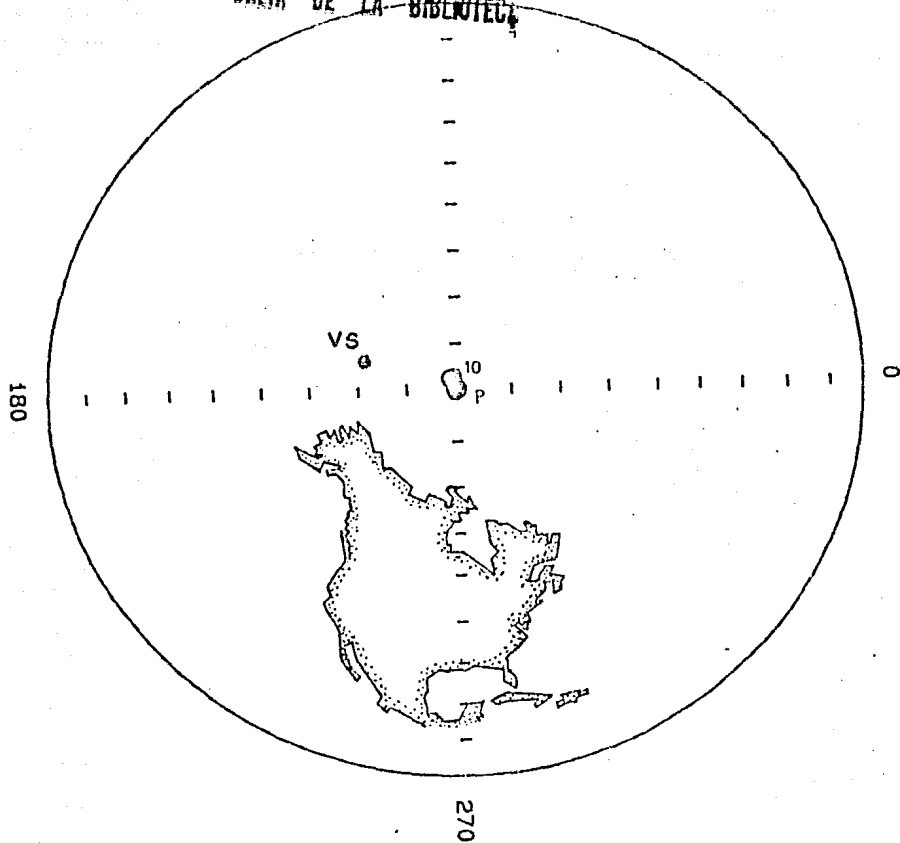


FIG. IV. 1 Se muestra en el diagrama la posición del polo promedio para la zona de Valle de Santiago esta nos indica que hubo una rotación en sentido antihorario con respecto al polo magnético actual y al de hace 10 Ma.

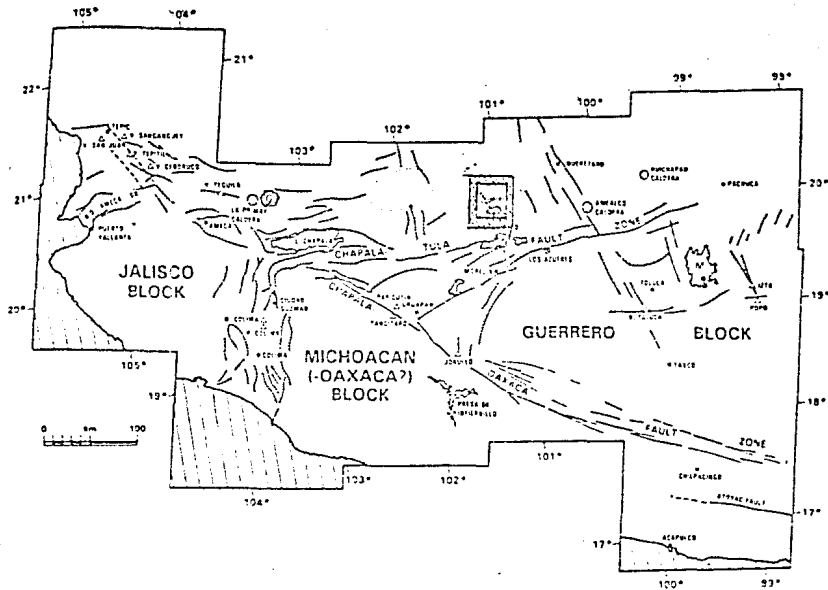


FIG. IV.2 En el mapa se muestra los rasgos neotectonicos mas importantes del centro de Mexico Tomado de Johnson, et al..(1990). En el recuadro aparece el area de estudio y punteado el lineamiento que forman los maars de Valle de Santiago

de Cuiztzo que tienen una componente importante lateral izquierda y que han sido documentadas por Tibaldi (1989) y Pasquare et al. (1988).

Uno de los modelos tectónicos recientes que concuerda con los resultados obtenidos es el propuesto en el cual la región se encuentra afectada por fallas oblicuas laterales-izquierdas en un patrón en echelón inducido por una fase transtensional de deformación, de Pasquare et al. (1988), o el modelo propuesto por Johnson y Harrison (1990), de cizalla y transtensión en esta parte de México. Se considera por lo tanto que una componente de fallamiento lateral izquierdo es el causante de una rotación antihoraria de los datos paleomagnéticos, y que puede estar ligada a un sistema de fallas de tipo normal sensiblemente paralelas a la posición del eje Neovolcánico, ya que se ha documentado que este tipo de estructuras se encuentran activas en la actualidad.

Desde el punto de vista geológico es evidente que este lineamiento de estructuras volcánicas representa una zona de debilidad en la región y que ahora sometida a la actividad neotectónica actual, ha sido reactivada originando estas estructuras de tipo monogenético que se asocian a regímenes distensivos.

Los análisis isotópicos de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$, realizados en tres muestras de material juvenil, provenientes de los maars, de Rincón de Parangueo, de Alvarez y la Alberca, dan rangos de entre los 0.7034 y 0.70366, lo que evidencia la no contaminación cortical de los magmas.

La presencia de xenolitos de granulitas de composición básica en el maar de Rincón de Parangueo, demuestra que el ascenso del material fué rápido, de manera que no tuvo tiempo de absorber el fragmento continental y contaminarse, además de que puede suponerse que existe un fracturamiento cortical importante en esta zona y evidencia el carácter cortical en esta parte de México. En la parte central de México es el afloramiento más occidental de este tipo.

El material que originó esta zona, es de tipo calci-alcálico lo cual corresponde tectónicamente con el tipo de estructura de arco volcánico, aunque en las rocas cuaternarias se presenta una tendencia alcalina y tholeítica en estas lavas. (Silva 1979); lo cual resulta normal considerando que esta región se coloca en lo que sería la parte postarco y relativamente distal de la zona de subducción.

V. CONCLUSIONES

- Los resultados de polaridad obtenidos con los datos paleomagnéticos ubican a las unidades estratigráficas en tres crons geomagnéticos:

Unidad Pliocénica Cron de Gauss

Unidad Cuaternaria: Miembro Piroclástico.... Crons Matuyama
(maars) Brunhes

Miembro Volcánico Crons Matuyama
(conos y derrames)

estos datos corresponden con la edad estimada por métodos radiométricos y con la posición estratigráfica que se infería anteriormente.

- El valor medio de las direcciones paleomagnéticas es:

Dec: 171.04
Inc: 70.25 10 sitios
a95: 10.71
k: 21.2689

que comparado con la curva de deriva polar para Norteamérica, y la posición polar geográfica presenta un desplazamiento a la izquierda del polo actual. Esto sugiere la ocurrencia de una rotación en sentido antihorario de los datos paleomagnéticos.

- Esta rotación se interpreta como el producto de un sistema de fallas con una componente lateral izquierda importante que produjo el movimiento antihorario.

- En la zona existe un lineamiento con dirección NW-SE, que es probable represente una zona de debilidad cortical en la cual se originaron estructuras de tipo distensivo (maars) y que puede corresponder con un sistema de fracturamiento antiguo que ha sido reactivado por la tectónica actual.

- La presencia de xenolitos en el área de los maars, indica un ascenso rápido del magma, y la profundidad del mismo. Las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, indican que no hubo contaminación cortical en los magmas.

BIBLIOGRAFIA

- Aranda-Gomez, J.J., 1982. *Ultramafic and High grade metamorphic xenoliths from central Mexico*. Ph. D. Thesis, Univ. of Oregon, Eugene.
- Aranda-Gomez, J.J. y Ortega-Gutierrez, F., 1987. *Mantle Xenoliths in Mexico*. in *Mantle Xenoliths*, edited by P.H. Nixon, John Wiley, New York. 75-84.
- Ban, M., Hasegawa, T., Delgado-Granados, H. y Takeoka, N. 1991. *K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic Field, Mexico*. Accepted for publication in *Geol. Intern.*
- Bloomfield, K. y Valastro, S., 1974. *Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca, volcano Central, Mexico*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85. 901-906.
- Bremer-Bremer, M.; Urrutia, F.J., 1985. *Magnetoestratigrafía y variaciones del campo geomagnético en rocas volcánicas del centro de México*. *Rev. Ing.*, 35, 41-45.
- Cabral-Cano, E., Morán Zenteno, D.J., Urrutia, F. J., 1986. *Pa leomagnetismo y terrenos Tectonoestratigráficos de México*. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*. Tomo XLVII, vol.2.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983. *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico*.: *Can. J. Earth Sci.* 20. 1040-1051.
- Campos, J.O., Urrutia, F.J. y Arroyo, M.A. 1989. *Depth to Curie Isotherm from aeromagnetic data and geothermal considerations for the Western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Geofísica Internacional*. v. 28-5, 993-1005.
- Campos, J.O., Arroyo, M.A. y Urrutia, F.J., 1990. *Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican volcanic Belt from aeromagnetic data*. *Tectonophysics*, 172, 77-90.
- Cantagrel, J.M. y Robin, C., 1979. *K-Ar Dating on Eastern Mexican volcanic rocks. Relations between the andesitic and alkaline provinces*. *Jour. Volc. Geother. Res.*, 5, 99-114.
- Connor, B.Ch., 1987. *Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico*. *J. Volcan. and Geoth. Res.*, 33. 191-200.
- Demant, A., Mauvois, R. y Silva-Mora, L. 1975. *Estudio Geológico de las hojas Morelia, Maravatio, Edo de Michoacán*. UNAM. Inst.

Geol. (reporte interno)

- Dement, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *USAM, Rev. Inst. Geol.*, 2, 172-187.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London Ser. A*, 217, 295-305.
- Fisher, R.V. y Waters, A.C., 1970. Base surge bed forms in maar volcanoes. *Am. J. Sci.*, 368, 157-180.
- Gaskin, B.J., Buttler, J.C. y Gaskin, W.A., 1973. Geology of the Xalapasco de La Joya Crater. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 5(7), 631-632.
- Gastil, R.G. y Jensky, W., 1973. Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci.*, 13: 171-180.
- Greene, G.M., 1975. The geochemistry of spinel lherzolites from xalapasco La Joya in San Luis Potosi, Mexico. *M.Sc. Thesis, Univ. of Houston*.
- Green, G.M. y Butler, J.C., 1979. Spinel Lherzolites from xalapasco de la Joya, San Luis Potosi, S.L.P., México. *Mineral. Mag.*, 43, 483-486.
- Johnson, C.A., 1987. A study of neotectonics in Central México from Landsat Thematic mapper imagery (M. S. Thesis). *University of Miami, Coral Gables, Fla.* 112 p.
- Lorenz, V., 1973. On the formation of maars. *Bull. Volcanol.*, 37 183-304.
- Lorenz, V., 1975. Formation of Phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to Kimberlite diatremes. *Phys. Chem. Earth*, 9, 17-27.
- Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bull. Volcanol.* 48, 265-274.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1985. Active rifting in southwestern Mexico: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, v 10, 37-48.
- Luhr, J.F., Aranda-Gomez, J.J. y Pier, J.G. 1989. Spinel-Lherzolite-Bearing Quaternary Volcanic Centers in San Luis Potosi Mexico. 1. Geology, Mineralogy and Petrology.
- Merrill, R.T. y McElhinny, M.W. *The Earth's magnetic field. Academic Press, Inc.*

- Mooser, F. y Maldonado, K., 1961. *Penecontemporaneous tectonics along the Mexican Pacific coast.* Geoph. Intern., 1(1), 1-20.
- Mooser, F., 1972. *The Mexican volcanic belt: Structure and Tectonics.* Geofis. Int., 12-1, 55-70.
- Mooser, F., Narim, A.E.M. y Negendank, J.F.W., 1974. *Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks VIII A Paleomagnetic and Petrologic Study of Volcanics of Valley of Mexico.* Geologische Rundschau, 63, 451-483.
- Mora-Alvarez, G.; Caballero-Miranda, C.; Urrutia, F. J.; Uchiwai, Sh., 1991. *Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, basin of Mexico? - A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study.*
- Murphy, G.P. y Carmichael, I.S.E., 1964. *A report on the occurrence of maars in the Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico.* Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 16.
- Negendak, J.F., Ebaner, W.R., Krowzyk, R., Mooser, F., Tobschall, y Werle, D., 1985. *Geological and Geochemical investigations of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt.* Geofis. Int. Special Volume on Mexican Volcanic Belt. Part 2. (Ed. S. P. Verma) V. 24-4, 477-576.
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., y Ort, M.H., 1987. *Othogenesis xenoliths from Central Chihuahua, Mexico: Restite or Cumulate? (abstract).* Geol. Soc. Am. Abstr-Programs, 19, 822.
- Nixon, G.T., 1982. *The Relationship between Quaternary volcanism in Central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere.* Geol. Soc. Amer. Bull., 93, 514-523.
- Noll, H., 1967. *Maare und maar - a Hulliche Explosions krater in Island.* Koln Univ. Geol. Inst. Sonderveroffentlichungen 1-117. 3.9.
- Ordóñez, E., 1906. *Los cráteres de explosión de Valle de Santiago.* Cong. Geol. Internacional. 10. Mexico Guide des excursions. 14, 8 p.
- Pasquare, G., Garduno, V.H., Tibaldi, A. y Ferrari, M., 1980. *Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt.* Tectonophysics, 146, 353-364.
- Patchett, P.J., y Ruiz, J., 1987. *Nd isotopic ages of crust formation and Metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico.* Contrib. Mineral. Petrol., 96, 523-528.

- Peccerillo A. y Taylor, S.R., 1976. *Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contr. Mineral. and Petrol.*, 58, 63-81.
- Powell, J.A. y Gromet, L.P., 1980. *Preliminary geochemical studies of selected crustal xenoliths Xalapasco de la Joya Maar, San Luis Potosi, México. (abstract) EOS Trans, AGU*, 61, 368.
- Roberts, S.J. y Ruiz, J., 1969. *Geochemistry of Exposed Granulite Facies Terrains and Lower Crustal Xenoliths in Mexico. J. Geophys. Res.* v 74, 7961-7974.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., and Arculus, R.J., 1988a. *Nd-Sr isotope composition of Lower Crustal Xenoliths-Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico. Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 56-43.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutierrez F., 1988 b. *Proterozoic and Phanerozoic Basement Terranes of Mexico from Nd isotopic studies. Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 274-281.
- Silva-Mora, L., 1979. *Contribution a la connaissance de L'axe Volcanique Transmexicain: Etude Geologique et Petrologie des laves du Michoacan Oriental. D.I. Université de Droit, D'economie et des Sciences D'aix Marseille, St. Jérôme. (inédito).*
- Shubert, D.H. y Cebull, S.E., 1984. *Tectonic Interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics*, 101, 159-165.
- Soler-Arechalde, A.M., 1990. *Paleomagnetismo de la region de Acambay, Faja Volcánica Transmexicana. Tesis de grado de Maestria. UNAM.*
- Suter, M., Quintero, O. y Johnson C.A., 1990. *Active Faults and state of Stress in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, México. Part 1. The Venta de Bravo Fault Submitted to J. Geophys. Res. Dec. 1989. Revised Jul. 1990.*
- Tibaldi, A., 1989. *The Pleistocene Fault Pattern in Northern Michoacán, Mexico: An example of three-dimensional strain. Annales Tectonicae, Vol. III, 1, 34-43.*
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Del Castillo, L., 1977. *Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Bohnel, H., 1988. *Tectonics along the Trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data. Phys. Earth Planet. Inter.*, 52, 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Molina-García, R.S., (1992). *Gravity modeling of Regional Crustal and Upper Mantle Struc*

ture of the Guerrero Terrane-1, Colima Graben and southern Sierra Madre Occidental, Western Mexico. (en prensa).

Waters, A.C. y Fisher, R.V., 1970. Maar Volcanoes. In Proc. Second Columbia River Basalt Symposium, Cheney, Washington, eastern Washington State College Press, 157-170.

Wohletz, K. H., 1980. Explosive hydromagmatic volcanism. Arizona State Univ., Ph. D. Diss. 1-303.

Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions II Evolution of tuff rings and tuff cones. Am. J. Sci., 283, 305-413.

Valencio, D. El magnetismo de las rocas. Caps. I, II, III, IV, y V. Ed. Universitaria de Buenos Aires.