



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

00383

1
1 ej.

GEOQUIMICA Y PALEOMAGNETISMO DE LA SIERRA CHICHINAUTZIN

TESIS

que presenta la
M. en C. Ana Lillian Martin Del Pozzo
en cumplimiento parcial de los requi-
sitos del grado DOCTOR en Ciencias
(Geología)

México, D.F.

1990

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

C O N T E N I D O

	Página
RESUMEN	1
I.- INTRODUCCION	2
<u>Localización</u>	3
<u>Estudios Previos</u>	5
II.- MARCO GEOLOGICO	7
<u>La Faja Volcánica Transmexicana</u>	7
<u>La Cuenca de México</u>	10
<u>El Vulcanismo Monogenético</u>	11
<u>Zona del Volcán Parícutín</u>	13
<u>El Parícutín</u>	15
<u>Valle de Toluca</u>	17
<u>Vulcanología de la Formación Chichinautzín</u>	18
<u>Tectónica de la Zona de Estudio</u>	26
III.- PALEOMAGNETISMO Y ESTRATIGRAFIA	28
1. INTRODUCCION	29
<u>El Magnetismo Terrestre</u>	31
<u>Tipos de Magnetización</u>	32
<u>La Escala Geomagnética del Tiempo</u>	33
2. MORFOESTRATIGRAFIA Y FECHAMIENTO	37
<u>Geomorfología Volcánica</u>	37
<u>Fechaiento</u>	41
3. MAGNETOESTRATIGRAFIA	44
<u>Metodología</u>	44
<u>La Cuenca de México</u>	45
<u>La Sierra Chichinautzín</u>	60
<u>Conclusiones</u>	65
IV.- GEOQUIMICA Y PETROLOGIA	68
1. INTRODUCCION A LA PETROGENESIS	69
2. MUESTREO Y METODOS ANALITICOS	81
<u>Fluorescencia de Rayos X</u>	82
<u>Absorción Atómica</u>	83
<u>Vía Húmeda</u>	83
<u>Discusión de Métodos de Análisis en Rocas Totales</u>	84
<u>Petrografía y Análisis Químicos semi-cuantitativos y</u>	
<u>cuantitativos de minerales</u>	85
<u>Espectrometría de Masas - Determinación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$</u>	86
3. ANALISIS PETROGRAFICO-MINERALOGICO	87
<u>Los Basaltos</u>	91
<u>Las Andesitas Basálticas</u>	91
<u>Las Andesitas</u>	98
<u>Las Dacitas</u>	109
4. DISCUSION DE ANALISIS QUIMICOS Y GEOQUIMICOS	144
<u>Diagramas Araña</u>	190
<u>Isótopos de Estroncio</u>	194
5. INTERPRETACION PETROGENETICA	204
<u>La contaminación</u>	204
<u>Los contaminantes</u>	208
<u>El Proceso Magmático</u>	215
6. CONCLUSIONES	223
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	226

RÉSUMEN

Las lavas de los volcanes monogenéticos de la Sierra Chichinautzin presentan polaridad magnética normal y no coinciden con los modelos de variación secular, observándose la baja variación propuesta para bajas latitudes. La posición polar media estimada para la Formación Chichinautzin es de 74.5°N y 86.1°E .

Se obtuvieron 12 fechamientos (radiocarbono) de 23,200a a 3,250a para las lavas de la Sierra Chichinautzin que permitieron delimitar tres grupos morfoestratigráficos de volcanes (10,000a; 10,000-25,000a y 25,000-40,000a).

La composición de las rocas de la Sierra Chichinautzin es básicamente andesítica aunque existen basaltos y dacitas en menor proporción. Las lavas presentan relaciones bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703-0.704) que contrastan con la presencia de xenolitos, xenocristales y las características de desequilibrio de las rocas (plagioclasa sódica con bordes de plagioclasa cálcica, piroxenos con bordes más magnésicos, cristales de cuarzo junto con forsterita, cristales de plagioclasa y cuarzo fragmentados y parcialmente fundidos, etc.) y constatan un proceso de contaminación. La mayoría de los xenolitos contiene menor K_2O , Rb y Zr que las lavas, aunque sus valores de Sr y Ba son muy variados. Los contaminantes son rocas corticales que pueden pertenecer tanto a intrusivos con bajas relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a lavas antiguas, como posiblemente a algunas granulitas.

Los magmas que formaron las lavas de la Formación Chichinautzin no pertenecen a una misma cámara profunda o reservorio, ya que presentan diferencias fundamentales en sus relaciones químicas (MgO, Cr, Ni, SiO₂ y Sr) que indican que no están asociadas a un proceso de cristalización fraccionada. Tanto los elementos mayores como los traza, sugieren un proceso de fusión puntual, lo que es apoyado por falta de correlación con la edad y entre diferentes focos de emisión cercanos. La fuente de los magmas puede estar en la zona de baja velocidad sísmica entre la corteza y el manto, ya que los contenidos de Mg, Ni y Cr son transicionales. Los magmas de la Sierra Chichinautzin deben provenir de por lo menos tres tipos de materiales (fusión parcial) que se contaminan.

INTRODUCCION

El vulcanismo monogenético, en general, ha sido poco estudiado y se desconocen muchos de los aspectos de su generación, por lo que el estudio de un campo monogenético como el de la Sierra Chichinautzin aporta al conocimiento de este tipo de fenómeno. En esta investigación se pretendió decifrar el papel que juegan la cristalización fraccionada, la fusión parcial y la contaminación en la génesis de los magmas que forman volcanes monogenéticos. El tipo de fuente o fuentes y su profundidad representan otra incognita que se trató de resolver en este trabajo.

Aunque los datos geofísicos no han delimitado cámaras magmáticas someras debajo de volcanes monogenéticos, algunos autores (McBirney, 1987) si las considera importantes. Otro objetivo de este estudio fue el de observar relaciones indicativas de cámaras magmáticas someras o a profundidad, como fuente homogénea de todo un campo monogenético o en su caso, desechar este tipo de hipótesis.

En México existen miles de volcanes monogenéticos o volcanes que sólo han tenido una etapa de actividad y por lo tanto, su estudio es de interés no sólo desde el punto de vista petrológico, sino por el riesgo que pueden presentar para centros urbanos como la Cd. de México. La formación misma de la Cuenca de México está ligada al vulcanismo monogenético de la Formación Chichinautzin.

Durante este estudio se llevaron a cabo una serie de análisis geoquímicos y las consiguientes interpretaciones petrológicas para tratar de entender el comportamiento magmático de las rocas de la Sierra Chichinautzin. Se realizó una reinterpretación de las fotografías aéreas 1:50,000 y 1:25,000, e imágenes Landsat TM 1:200,000 para redefinir unidades morfoestratigráficas y rasgos estructurales. Después se muestrearon las diferentes unidades volcánicas y se prepararon para análisis de elementos mayores (vía húmeda y fluorescencia de rayos X), elementos traza, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, Pb y Th (absorción atómica y fluorescencia de rayos X), petrografía, microscopía electrónica, microsonda y análisis isotópico de Sr.

Para entender la evolución del magmatismo de la Formación Chichinautzin en el tiempo fue necesario establecer nuevos parámetros estratigráficos, por lo que se realizó el estudio paleomagnético de variación secular antigua apoyada en la geomorfología o morfoestratigrafía y algunos fechamientos de C14. El utilizar métodos alternos de fechamiento surgió por la dificultad de fechar los volcanes poco explosivos y de edad Cuaternaria con métodos tradicionales. Los datos cuantitativos de magnetización remanente y posición polar ayudan a correlacionar a las diferentes unidades de la Sierra Chichinautzin y proporcionan información acerca de la variación secular durante la época de polaridad magnética normal, Bruhnes. También se retrabajaron los datos paleomagnéticos publicados sobre la Cuenca de México para definir los paleopolos de las diferentes secuencias volcánicas.

Localización

La Sierra Chichinautzin, localizada entre 99°00 a 19°20 de longitud oeste y 19°00 a 19°15 latitud norte, fue estudiada anteriormente por Martín Del Pozzo (1980, 1982). Para obtener una visión más completa de la evolución magmática de esta zona volcánica se decidió muestrear nuevamente la misma área (Figura 1) pero con un enfoque petrogenético y así poder extender los estudios anteriores.

La Sierra Chichinautzin forma el límite sur de la Cuenca de México y corresponde al Distrito Federal y a los Estados de México y Morelos. El área está limitada por la Ciudad de México (antiguo lago) al norte, al sur por el valle de Cuernavaca y al oeste por las Sierras de las Cruces, Ajusco y Zempoala; por el este, la Formación Chichinautzin se extiende hasta el pie de la Sierra Nevada. La hoja Milpa Alta de Detenal (INEGI) E-14-A-49, escala 1:50,000, cubre el área estudiada.

Los volcanes Pelado, Chichinautzin y Tláloc forman el parteaguas sur de la Cuenca de México, pero la mayor parte de la precipitación se infiltra por la naturaleza permeable de los

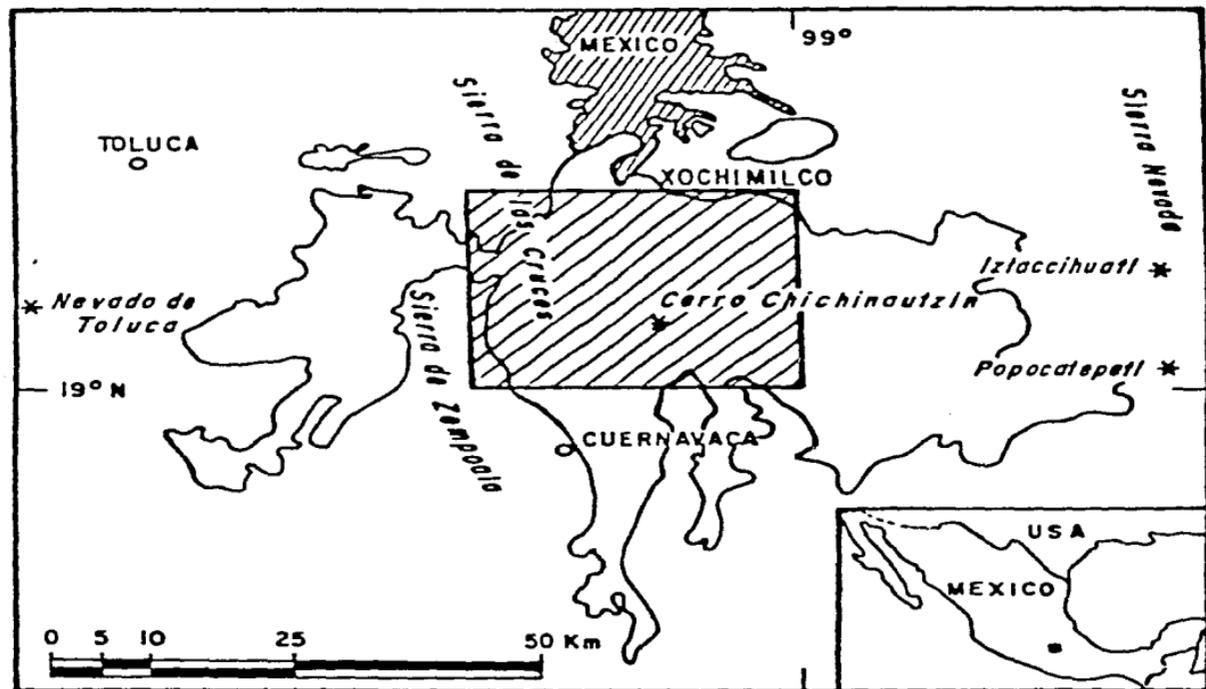


Figura I.— MAPA DE LOCALIZACION

productos volcánicos. El área está poco disectada por corrientes fluviales debido a la juventud del relieve. Otros aspectos geográficos fueron tratados por Martin del Pozzo (1980).

Estudios Previos

Desde el Siglo XIX existen publicaciones sobre las investigaciones que se llevaron a cabo en las rocas volcánicas de la Cuenca de México (Humboldt, 1826; Felix y Lenk, 1890; Ordóñez 1890 y 1895; Marroquin y Sánchez, 1897), pero los estudios fueron enfocados principalmente al reconocimiento geológico y a la hidrología de las Sierras del Ajusco y Las Cruces.

Wittich (1910, 1917) realizó estudios sobre las lavas del Pedregal de San Angel calculándoles una edad de 2,000 años y Libby (1951) las fechó en 2,400 años por el método de radiocarbono. Schmitter (1953) estudió la petrografía y geoquímica de las mismas lavas.

Fries (1956, 1960) y Schlaepfer (1968) realizaron el mapeo de la Cuenca de México, incluyendo al Grupo Chichinautzin como lo nombró Fries (1960).

Lugo (1970) y Martin del Pozzo (1980 y 1982) estudiaron la geología, geomorfología y vulcanismo de la Formación Chichinautzin a detalle y junto con los estudios de Bloomfield (1973, 1974, 1975, 1977) pudieron definir las características del vulcanismo monogenético de la zona.

También se han realizado varios estudios geoquímicos en base a los cuales se han propuesto diversos modelos petrogenéticos para el origen de los magmas que formaron la Sierra Chichinautzin: 1.- Fusión parcial de las toleitas oceánicas o sus equivalentes de alta presión con la formación de un magma andesítico primario (Gunn y Mooser, 1971); 2.- fusión parcial de la corteza inferior con la participación de material simático (Negendank, 1973 y Richter y Negendank, 1976), 3.- formación de un magma andesítico primario (Nixon, 1979). 4.- Robin (1982) sugiere la fusión parcial del manto

como mecanismo dominante de formación de los magmas pero 5.- Verma y Armienta (1983) apoyan la cristalización fraccionada.

La Sierra Chichinautzin y la Cuenca de México en general fueron estudiadas paleomagnéticamente por Mooser y otros (1974) y Herrero y Pal (1978). Posteriormente se llevó a cabo un estudio preliminar de variación secular antigua sobre la Sierra Chichinautzin (Herrero et al., 1986).

La Faja Volcánica Transmexicana

Humboldt (1826) observó que existía en México un paralelo de volcanes alrededor de los 19° de latitud norte. A esta alineación irregular de volcanes que forma un rasgo geográfico muy importante en el centro de nuestro país se le ha nombrado Eje Volcánico Mexicano y más adecuadamente Faja Volcánica Transmexicana (FVT) (Mooser, 1957). Desde la Costa de Veracruz, hasta los estados de Colima, Jalisco y Nayarit se levanta una serie de volcanes poligenéticos que forman grandes estratovolcanes como el Pico de Orizaba, el Popocatepetl y el Volcán de Colima, calderas como las de los Humeros, Amealco y La Primavera y pequeños volcanes monogenéticos como Alchichica, Xitle, Paricutin y Jorullo (Figs. 2 y 3). La edad de la FVT es discutible, ya que afloran rocas Terciarias que algunos autores (Demant, 1978) consideran pertenecientes al sistema de la Sierra Madre Occidental y por lo tanto, proponen que la FVT es Pliocuaternaria. Por lo menos diez volcanes de la FVT han tenido actividad en tiempos históricos (Figura 2).

Existe una serie de hipótesis acerca del origen de la FVT. Humboldt propuso que la FVT estaba formada por una gran fractura (1826), y Menard (1955) consideró que representa la extensión de la fractura de Clarión; Mooser (1975) también propuso una geosutura. Se han planteado modelos que prolongan al sistema de fallamiento del Golfo de California provocando desplazamiento lateral derecho en la FVT (Gastil y Jensky, 1973) y la formación de una microplaca con la FVT como límite (Shurbet y Cebull, 1984). Urrutia y Boehnel (1988) con base en datos paleomagnéticos, sugieren un desplazamiento lateral izquierdo dentro de la FVT. También se ha propuesto que el extremo occidental, el Bloque Jalisco, forma una placa incipiente (Allan et al., 1987). De cualquier manera, la hipótesis más aceptada para la formación de la FVT es la que la asocia a la subducción de las Placas de Cocos-Rivera bajo la Americana (Molnar y Sykes,

VOLCANES ACTIVOS DE MEXICO

- 1- VOLCAN DE COLIMA
- 2- CEBORUCO
- 3- POPOCATEPETL
- 4- PICO DE ORIZABA
- 5- TUXTLAS
- 6- TACANA
- 7- CHICHON
- 8- 3 VIRGENES

- 9- PARICUTIN
- 10- JORULLO
- 11- JABALI
- 12- XITLE
- 13- CHICHINAUTZIN

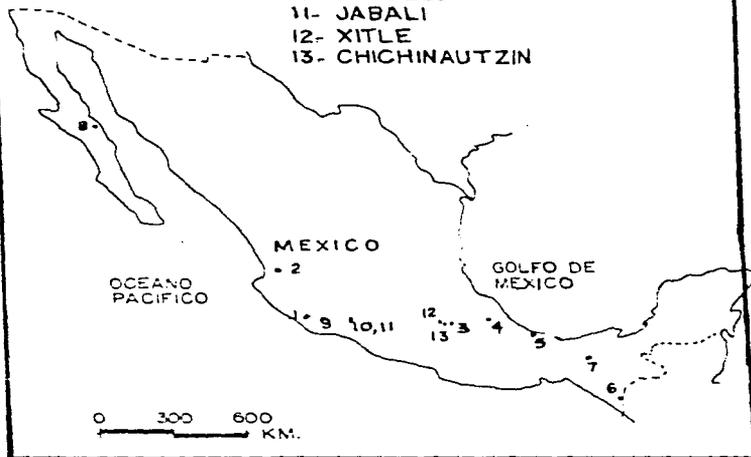


FIG. 2 Mapa de los Volcanes Activos de México

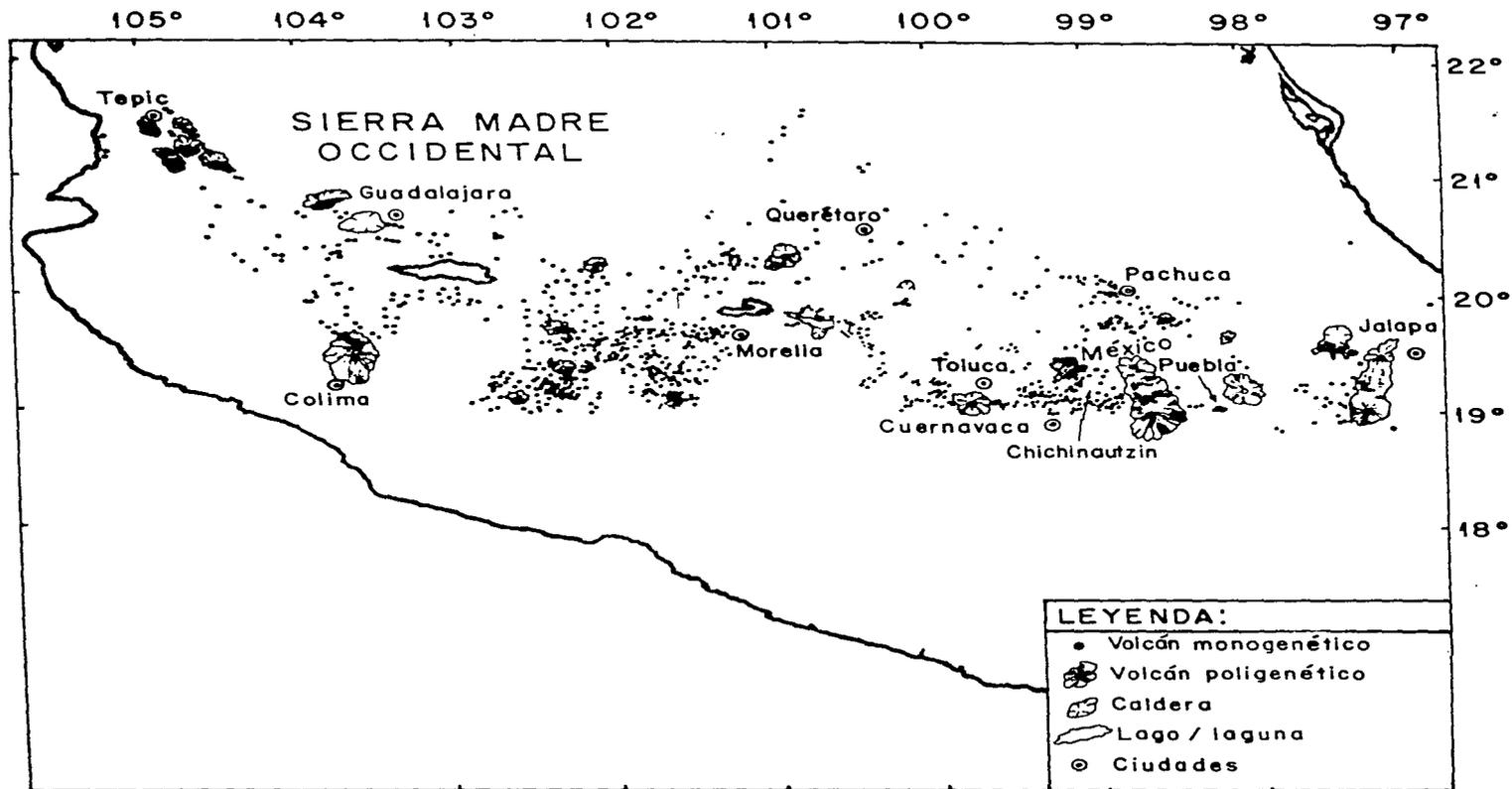


Figura 3.- Mapa de la Faja Volcánica Transmexicana que muestra la distribución de los volcanes monogenéticos (modificado de Demant, 1978).

1969). La falta de focos profundos en la FVT y la dificultad en definir al plano de Benioff bajo el centro y este de la FVT pueden deberse a atenuaciones por las cámaras magmáticas y la desviación de 15° de la FVT con respecto a la trinchera mesoamericana podría estar asociada a procesos tectónicos secundarios, como podría ser el desplazamiento lateral. Pasquare y otros (1987) consideran que la FVT se formó durante varias etapas tensionales desde el Oligoceno y ligan a los diferentes sectores de la FVT a la provincia "Basin and Range" y al sistema de fallas "Californianas".

La Cuenca de México

La Cuenca de México se localiza en la parte central de la FVT y está formada por rocas volcánicas, tanto terciarias como cuaternarias y depósitos lacustres plio-cuaternarios.

Dentro de la Cuenca aflora una serie de unidades terciarias que se discutirán con mayor detalle en la sección de paleomagnetismo de la Cuenca de México. La Andesita Zempoala y las Formaciones Las Cruces y Ajusco son de interés por la relación estrecha que guardan con la Formación Chichinautzin y por lo tanto, se incluyeron en el muestreo.

Las dacitas de la Formación Las Cruces afloran en la Sierra del mismo nombre localizada en el extremo W-SW de la Cuenca de México. Aunque los fechamientos muestran edades de 11Ma (Mooser, 1975) y 2-11Ma (Negendank et al., 1984) se pueden distinguir algunos centros eruptivos como los Picachos y el volcán que se encuentra entre el Valle de Toluca y el Volcán monogenético Muñeco de la Sierra Chichinautzin. Los rasgos fisiográficos de la Sierra de las Cruces hacen que se distinga fácilmente; se encuentra disectada por grandes barrancas y se observan escarpes pronunciados en sus rocas de color gris característico. Las dacitas son porfiriticas con fenocristales de hornblenda, piroxeno y plagioclasa con o sin cuarzo. En el campo se observaron flujos piroclásticos y lavas dentro de esta secuencia.

Al sur de la Sierra de las Cruces se localiza la Sierra de Zempoala con cuyas rocas se correlacionan. Aunque la Andesita

Zempoala no se ha fechado aún, se distinguen algunos aparatos volcánicos individuales y se pueden mapear flujos piroclásticos y lavas de composición andesítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno.

El Ajusco con su Pico del Aguila, muestra pendientes abruptas y representa un solo aparato volcánico principal formado por domos, lavas y piroclastos andesíticos. El Ajusco presenta polaridad reversa (Bremmer, 1985, Martín del Pozzo y otros, 1986) y vestigios de glaciación, por lo que se infiere que tiene más de 0.72 Ma y que posiblemente se haya formado antes de la última época glacial y durante la época de polaridad reversa Matuyama (0.72 - 2.5 Ma).

El Vulcanismo Monogenético

Un volcán monogenético es aquél que hace erupción durante una sola etapa, a través de una fisura o boca y construye un pequeño edificio en forma de maar, cono escoriáceo, domo o volcán de escudo. El conducto se considera una fisura a diferencia del vulcanismo poligenético donde el conducto es posiblemente cilíndrico (Fedotov, 1976). El vulcanismo monogenético tiene una duración de meses a aproximadamente 10 años, mientras que el poligenético puede presentar actividad interrumpida durante un millón de años. Existe una marcada diferencia entre el volumen de los volcanes poligenéticos como los de Hawaii y los del continente Americano (miles de km^3 y los monogenéticos como el Parícutin (1.4 km^3), Tolbachik (1.8 km^3 , Fedotov, 1976) y Xitle (3 km^3).

Los tipos de erupciones y, por lo tanto, las estructuras o edificios que se forman en el vulcanismo monogenético son variados, aunque en México se ha acostumbrado llamarles conos cineríticos. La mayor parte de los miles de volcanes monogenéticos que se encuentran en la Faja Volcánica y en el norte del país son conos piroclásticos, pero no de ceniza sino más bien de lapilli. Se pueden observar muchos cortes en este tipo de conos, ya que han sido muy utilizados como material de construcción en la Cuenca de México, zona de Toluca y Maravatio y en las cercanías de la Ciudad de Morelia. Las lavas asociadas a los conos de lapilli,

generalmente, salen de la base de los volcanes y podemos considerar que este tipo de estructuras y productos son el resultado de erupciones de explosividad intermedia parecida a la estromboliana. En el campo monogenético de Michoacán y en las Sierras Chichinautzin y Santa Catarina existen volcanes transicionales, conos anidados que presentan indicios de un cambio en el aporte de agua al conducto. Esto se refleja en conos con características surtseanas, cenizas finas de color gris que muestran estratificación delgada, y que cambian a características estrombolianas, lapilli rojizo con poca estratificación cuando el aporte de agua disminuye. Los maars mexicanos, xalapascos o joyas, son estructuras bajas formadas por ceniza con bloques. Este tipo de estructuras se encuentra en el campo monogenético de La Guadiana en Durango (La Breña), en San Luis Potosí (Laguna de la Media Luna), en Michoacán-Guanajuato (Valle de Santiago) y Cuenca de Oriental (Alchichica), aunque en estas mismas zonas dominan los conos de lapilli, al igual que en las regiones de San Quintín, Baja California, Sonora y Chihuahua. En los campos de volcanes monogenéticos también existen volcanes de lava, derrames viscosos sin cono y derrames fluidos con conos de lava, que se formaron durante erupciones efusivas.

En la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) el vulcanismo monogenético está distribuido en diferentes campos volcánicos de los cuales la zona de Colima y la de los Húmeros son excepcionales, ya que los productos de la zona de Colima son del tipo alcalino asociado a zonas en vías de oceanización (Luhr y Carmichael, 1981) y las de los Húmeros a vulcanismo post-caldera.

Negendank y otros (1987) al estudiar el vulcanismo de la región oriental de la FVT encontraron que el vulcanismo monogenético al sur del cofre de Perote se formó por actividad efusiva de carácter subalcalino (hawaiitas) a diferencia de la zona de Palma Sola donde el vulcanismo es principalmente alcalino (basáltico), aunque también existe calcialcalino (andesitas basálticas) a menor escala. En la cuenca de oriental se encuentran numerosos conos y maars cuaternarios de composición calcialcalina a alcalina-subalcalina.

Robin (1982) encontró valores altos en Sr (561-915 ppm), Ni (50-185 ppm), Cr (85-285 ppm) y MgO (6.5-8.8), y bajos en K₂O (1.1-1.7%) y Ba(350-535 ppm) para los basaltos y andesitas de los volcanes monogenéticos (51-56%SiO₂) de la región de Orizaba y Puebla y por esto sugiere que las andesitas básicas pueden ser primarias.

En Nayarit existen más de 50 volcanes monogenéticos alcalinos que incluyen a tres calcialcalinos. Están alineados al NW como los volcanes Sanganguey y Las Navajas y son paralelos a las fallas regionales que Verma y Nelson (1989) asocian a esfuerzos tensionales perpendiculares a las líneas de los conos cineríticos. Nelson y Carmichal (1984) concluyeron que los magmas alcalinos básicos han presentado fraccionamiento de OL en su ascenso y que los magmas subieron en pequeñas cantidades, cada una con evolución propia. Debido a que las rocas alcalinas básicas presentan concentraciones de elementos traza incompatibles mayores que los calcialcalinos, Nelson y Livieres (1986) consideran que se formaron a partir de diferentes fuentes.

A continuación se hará un breve análisis del vulcanismo de Michoacán y la zona de Toluca por ser zonas de vulcanismo semejante al de La Sierra Chichinautzin.

Zona del Volcán Parícutin, Michoacán

Esta zona volcánica está formada por volcanes monogenéticos de menos de un millón de años y que varían de basálticos a andesíticos. Estos a su vez, cubren volcanes andesíticos poligenéticos más antiguos como son Tancitaro, Aguila, Angahuan y San Marcos.

El Parícutin es el más joven (1943-1952) de los más de 150 conos de ceniza y 20 conos de lava que existen en el área. Aparentemente estos volcanes están orientados en varias direcciones, pero la preferencial es NE, lo que también se refleja en la sobreposición de bocas en los diferentes volcanes. La densidad de conos es de 0.1/km².

Durante la erupción del volcán Parícutin la migración de la

actividad dio lugar a una alineación nororiental en las diferentes bocas. En septiembre de 1944 se formó un graben de 500 m de ancho y más de un kilómetro de largo con rumbo N 30 E directamente al sur del cono del Parícutín; varias fisuras de cientos de metros de largo se formaron dentro del graben con la misma orientación N 30 E, y varias bocas incluyendo las de Junio, 1945 se formaron sobre estas fisuras.

Los conos cineríticos Pantzingo y Cutzato están alineados paralelos a esta dirección NE. También los cerros Curitzera-Anillo-Secuín forman un alineamiento paralelo a esta fisura NE. El conjunto volcánico (cone cluster) del Jabalí y el Volcán Capacuaro que son de los volcanes más jóvenes de esta zona también se encuentran sobre una línea NE-SW. El alineamiento de los volcanes Pelón, Cumbuen y Peracho viejo se puede extender hasta el Parícutín y la zona de tremores (durante erupción) al SW de este.

En las fotografías aéreas 1:500,000 y 1:1,000,000 se observa claramente esta orientación nororiental de los volcanes. También se observa una orientación NW que puede representar la falla conjugada.

Por medio de la morfología, observando cuales productos cubren a cuales y basado en el trabajo de Williams (1950) se puede hacer una estratigrafía volcánica:

Parícutín (1943-1952)
Jorullo (1759-1766)
Jabalí (histórico por mención de Purepechas)
Cerro Prieto
Surandaro
Capatacutiro
Capacuaro
Tzinzungo
Cutzato
Zirosto y Tiripan

La densidad de conos en Michoacán y Guanajuato es de 0.025 conos/km² y la tasa de erupción de 0.8 km³/1,000 años (Hasenaka y

Carmichael). Lugo (1985) considera que es la zona más activa de la FVT.

Los volcanes son basálticos y andesíticos que aparte de los conos cineríticos, conos de lava y lavas sin cono, forman maars como los localizados en la zona de Valle de Santiago (Demant, 1979, Silva-Mora, 1980); Hasenaka y Carmichael, 1985).

Hasenaka (1981) observó que los volcanes monogenéticos de Michoacán presentan diferencias en los contenidos de K_2O , MgO , y $Ni-Ca$ con los de Guanajuato al norte y Silva-Mora (1979) por otra parte encontró altos valores de K_2O , Na_2O_3 y TiO_2 para los basaltos y andesitas calcialcalinas de los volcanes monogenéticos del oriente de Michoacán.

El Parícutin

En febrero de 1943 se formó el Volcán Parícutin a partir de un hoy en el cual se oían ruidos y emanaba calor desde agosto del año anterior (Foshag y González, 1956). El 20 de febrero de 1943 se formó una ámpula de dos metros de altura sobre una fisura que se había abierto. Al romperse el ámpula, expulsó ceniza y así comenzó la formación del Volcán Parícutin que produjo gran conmoción entre los habitantes y en el mundo científico. El Parícutin estuvo activo nueve años con una fase inicial estromboliana que eyectó bombas y ceniza y posteriormente lavas. La actividad migró del cráter superior a varias bocas laterales y cambiaron varias veces los tipos de productos de lavas ceniza - lava. Las lavas son andesitas calcialcalinas.

De 1943-1947 se produjo el 75% del volumen, pero las lavas variaron muy poco, de 55 a 56% en SiO_2 , O_{18} de 6.9-7, y $87Sr/^{86}Sr = 0.7038$. Posteriormente hubo un aumento en Ba , Rb , Li y K_2O y disminución en MgO , Cu , Zn , Cr , Ni , Sr y Co . Estas variaciones fueron asociadas a una cámara magnética estratificada según McBirney y sus colegas (1987).

Wilcox (1954) modeló los magmas del Parícutin por un proceso combinado de cristalización fraccionada y asimilación, aunque Tilley (1968) basándose en las razones iniciales de estroncio

considera que la asimilación fue mínima.

McBirney y otros (1987) al reestudiar las lavas del Parícutín proponen una combinación de cristalización fraccionada con hasta 20% de asimilación de corteza continental para explicar su formación. Esto lo fundamentan en la similitud de los xenolitos incluidos en las lavas del Parícutín con las rocas del basamento que afloran en áreas cercanas.

El Jorullo y El Jabalí

En las inmediaciones de la Ciudad de Uruapan se encuentran El Jabalí y El Jorullo. Este último comenzó su actividad en octubre de 1759 con erupciones de ceniza hasta febrero de 1760 y parece que después hubo expulsión de lavas. El volcán estuvo en erupción siete años, durante los cuales se formaron tres conos adventicios alineados de norte a sur. La actividad fumarólica continuó durante 8 años más.

Existe una descripción detallada de la erupción del Jorullo (Gadow, 1930; Luhr y Carmichael, 1985). A partir de junio de 1759 se oyeron ruidos subterráneos (como en el Parícutín) que aumentaron a detonaciones para el mes de septiembre y fueron acompañados por sismos que fracturaron las construcciones cercanas. El 29 de septiembre salió una densa nube negra del Arroyo Cuitinga, habiéndose reportado varios sismos esa mañana. Aparentemente la erupción causó importantes variaciones en la circulación de aguas subterráneas, ya que en el otoño de 1759 nacieron varios manantiales y chorros de lodo caliente emanaron de varias bocas. Después de las primeras erupciones que fueron freatomagmáticas, el volcán comenzó a expulsar ceniza el 6 de octubre que cubrió el pueblo de La Huacana a 9 km, causando su abandono. El carácter eruptivo cambió a magmático en la segunda semana de octubre y aunque no se sabe a ciencia cierta la fecha de la emisión de lava, se considera que fue entre 1760 y 1766. Aparentemente las erupciones más fuertes ocurrieron en 1764 disminuyendo la actividad hasta 1774. El magma construyó cinco conos de lava y ceniza orientados N35E, la alineación dominante del vulcanismo monogenético de Michoacán y Guanajuato, y produjo un volumen de 2 km³ (Luhr y Carmichael, 1985) entre lavas tipo Aa y piroclastos.

El magma del Volcán Jorullo evolucionó de un basalto primitivo con hiperstena normativa a una andesita basáltica cuarzo-normativa. Aunque existen xenolitos graníticos, Luhr y Carmichael (1985) consideran que la asimilación fue insignificante y modelan los magmas como producto de dos etapas de cristalización fraccionada a niveles de la corteza inferior o del manto (8-15kb: 24-45 km) y otro a bajas presiones. El fraccionamiento de olivino, augita, plagioclasa y pequeñas cantidades de espinela, aunque controlan la distribución de algunos elementos no explican el enriquecimiento anómalo en Rb, Sr, Ba, Hf, Th y Ta de las lavas más jóvenes.

Aunque Luhr y Carmichael (1985) consideran que la asimilación no fue importante en el magma del Jorullo, la presencia de xenocristales y las variaciones en composición de la plagioclasa y augita, así como los enriquecimientos anómalos en Rb, Sr, Ba, Hf, Th y Ta en las lavas más diferenciadas, indican lo contrario.

También en esta región el vulcanismo alcalino del volcán monogenético La Pilita, que se encuentra a 3 km al S de Jorullo, parece estar ligado a una fuente diferente que la del Jorullo.

La única referencia al Jabali se encuentra entre los escritos de los Purépechas que describieron una erupción con flujos de lava saliendo de estos conitos (Williams, 1950).

Valle de Toluca

Alrededor de la ciudad de Toluca se encuentran 41 volcanes monogenéticos de 8,390 +/- 100 a 40,000 años (Bloomfield, 1975) que forman conos cineríticos y de bloques de lava. También se observa derrames de lava viscosa sin cono, como el Basalto Tenango que es en realidad una andesita por su índice de color y porcentaje de sílice. Las rocas varían de andesitas de piroxenos a andesitas de olivino. La densidad de conos en el área es de 0.1 km² con un volumen total para los flujos de lava holocénicos de 4.5 km³ (Bloomfield, 1975).

Características Generales

La similitud en la morfología de los volcanes monogenéticos mencionados y sus productos ponen en relieve la semejanza en su

tipo de actividad, principalmente Estromboliana que formó conos de lapilli con lavas saliendo de sus bases. Muchos conos presentan volcanes adventicios o conos sobrepuestos lateralmente sobre una alineación preferencial que nos hace pensar en fracturas profundas que determinan su formación.

En la parte central de la FVT los magmas son calcialcalinos (basalto a dacita) como se observa en el diagrama FMA (Figura 4), pero en el suroeste de la FVT (Colima) y en el norte de México (San Luis Potosí, Durango, Chihuahua y Baja California) son alcalinos. Por lo tanto, aunque el carácter químico de los magmas está relacionado con el régimen tectónico: Las debilidades estructurales que producen el vulcanismo monogenético aparentemente fisural, son complejas.

Vulcanología de la Formación Chichinautzin

La evolución de la Formación Chichinautzin, una secuencia de lavas y tefra localizadas en la parte central de la FVT, es típica del vulcanismo monogenético de México. El volcán Chichinautzin que significa en Náhuatl señor que quema, le da el nombre a la Sierra. Al oeste del área estudiada, Bloomfield (1975) obtuvo edades de $8,440 \pm 70$ a $38,590 \pm 3,210$ para los volcanes de la Formación Chichinautzin y Libby (1951) fechó las erupciones del Xitle, posiblemente el volcán más joven de la secuencia, en 2,400 años; los dos por el método de C14. De cualquier manera la juventud del relieve y polaridad magnética normal que presentan las rocas ponen un límite máximo de 720,000 años a la edad de la Formación Chichinautzin (Herrero y Pal, 1978; Herrero et al., 1986). Las dificultades y alternativas de fechamiento para estas rocas se discutirán en las siguientes secciones, aunque las unidades estratigráficas básicas que se utilizaron en este estudio, unidades Plv1, Plv2, Plv3, Plv4 y Hv, están fundamentadas en parámetros morfológicos y edades radiométricas (Bloomfield, 1975; Martin Del Pozzo, 1980, 1982). Las características geomorfológicas sobre las que se basa esta subdivisión se encuentran detalladas en la Tabla 1.

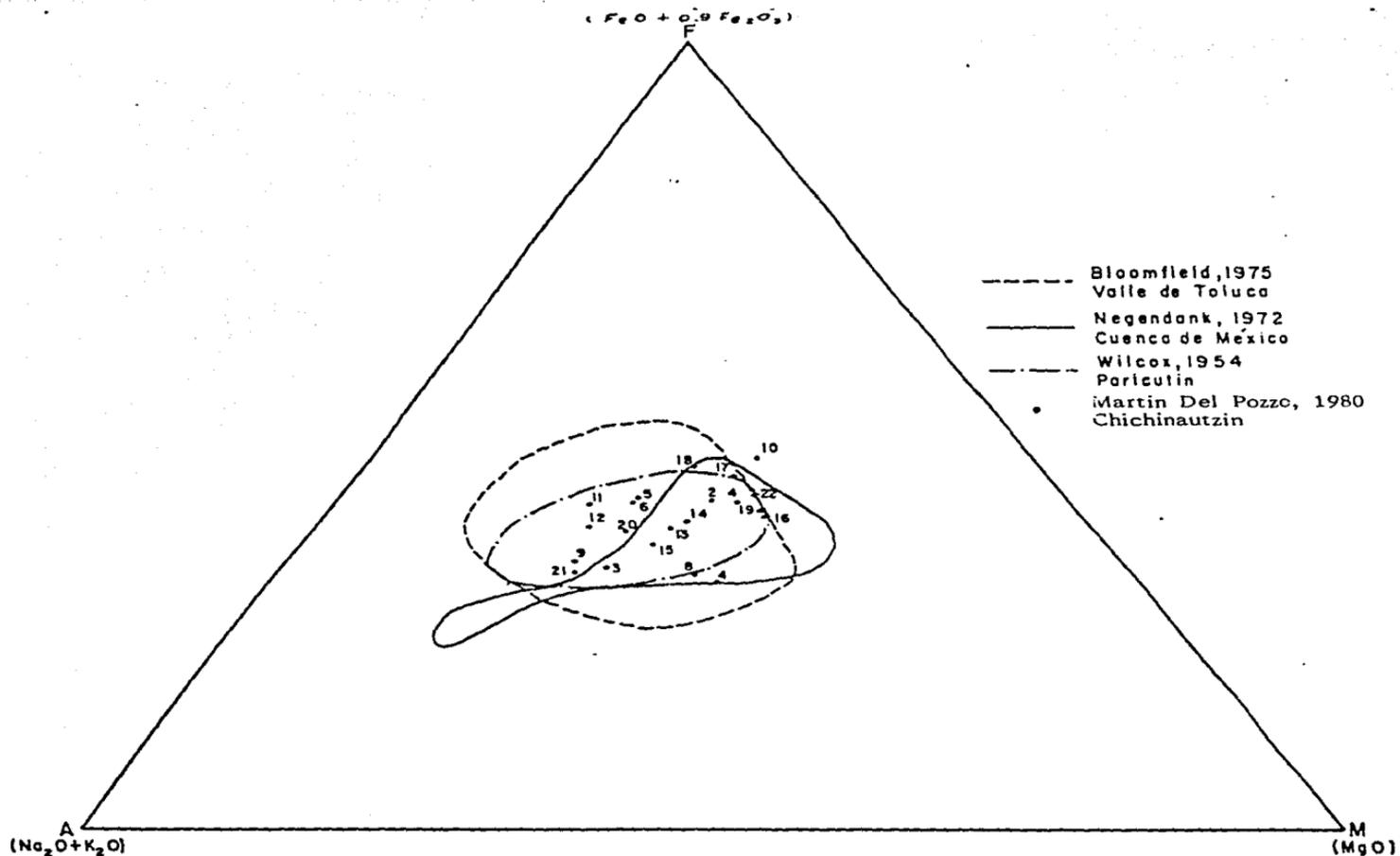


Figura 4.— DIAGRAMA FMA DE LAS ROCAS CUATERNARIAS

TABLA 1. PARAMETROS GEOMORFOLOGICOS USADOS PARA LA SUBDIVISION
ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION CHICHINAUTZIN

Unidad Edad relativa	Parámetros geomorfológicos	Edad isotópica* (años)
Hv Volcánitas** holocénicas	Suelo delgado. Cubierta uniforme de vegetación baja. Todas las estructuras de flujo perfectamente preservadas. Unidades de flujo individuales son cartografiables. Sin cultivar (pedregal).	8,440 \pm 70
Plv4 Volcánitas pleistocénicas 4	Unidades de flujo individuales tienen bordes marcados "levees". Márgenes: con cubierta de árboles. Centros de derrames tienen cubierta de suelo delgada.	19,530 \pm 160
Plv3 Volcánitas pleistocénicas 3	Cubierta de suelo impersistente. Todas las crestas de presión visibles. Márgenes de derrames muy marcados. Poca erosión de crestas terminales.	21,860 \pm 380
Plv2 Volcánitas pleistocénicas 2	Márgenes de derrames y crestas terminales marcados. Superficie de derrames cubierta con suelo (2 m a 3 m). Crestas de presión escasas.	30,500 \pm 1,160
Plv1 Volcánitas pleistocénicas 1	Márgenes de derrames redondeados. Sin estructuras de flujo internas. Gruesa cubierta de suelo (4 m). Intensamente cultivados.	38,590 \pm 3,210

* Las edades isotópicas mostradas en esta tabla están basadas en las dataciones publicadas por Bloomfield (1975).

** Se propone el término volcánitas para denominar a todo tipo de rocas volcánicas.

El vulcanismo de la Formación Chichinautzin, hasta donde se sabe, comenzó en el Pleistoceno con erupciones de explosividad intermedia que formaron las andesitas de la unidad Plv1. La actividad que debió haber sido Estromboliana se concentró en la parte central de la Sierra Chichinautzin. Aunque se observan conos de lapilli y de lava y derrames con una gruesa cubierta de suelo, las dimensiones y extensión de esta unidad son difíciles de determinar por la cubierta de productos volcánicos más jóvenes (Figura 5).

Después de la formación de los volcanes de la unidad Plv1, la actividad volcánica migró hacia el noroeste originando a los vulcancitos de esa zona y las andesitas y basaltos de la unidad Plv2 (Figura 5). La explosividad y morfología volcánica de los productos de estas dos secuencias son similares.

Posteriormente el vulcanismo que formó a la unidad Plv3 se hizo más extenso formando pequeños volcanes andesíticos y basálticos en diferentes puntos de la Sierra Chichinautzin (Figura 5). En la unidad Plv3 se observa la misma heterogeneidad petrográfica que en la unidad Plv2 y una proporción de lavas a piroclastos que denota una explosividad intermedia también similar a esa unidad.

A excepción del Volcán Cuautzin localizado en la parte central de la Sierra Chichinautzin, los conos de la unidad Plv4 se concentran en el sur de la Sierra. El índice de explosividad disminuyó en relación a las unidades anteriores, ya que la proporción de lavas es mayor a la de lapilli y ceniza. Se puede observar en la Figura 5 que las lavas de la unidad Plv4 tienen gran extensión; su composición varía de andesita a basalto.

El vulcanismo durante el Holoceno se concentró en tres áreas diferentes de la Sierra Chichinautzin formando las rocas de las unidades Hv (Figura 5). En el noroeste de la Sierra Chichinautzin (zona Tetequillo-Xicomulco) se formaron volcanes que produjeron gruesos derrames de lava andesítica a dacítica y por la misma viscosidad de las lavas, la mayoría no formaron conos. La explosividad de estos volcanes fue baja porque existe muy poco material piroclástico asociado. Las lavas, que variaron de

andesitas de piroxenos hasta dacitas de hornblenda, se presentan en derrames hasta de 300 m de espesor que fluyeron hacia el norte siguiendo la topografía que descendía hacia el Lago de Xochimilco. Las crestas de presión y líneas de flujo en estas lavas de bloque también indican el punto de emisión de cada volcán.

Se observa la alineación E-W del vulcanismo de la región noroccidental que seguramente influyó en producir las características similares de actividad que presentan estos volcanes (zona Tetequillo-Xicomulco, Figura 5). En la zona de las Lagunas de Zempoala se concentró un vulcanismo similar al de la zona Tetequillo-Xicomulco, pero donde las lavas fluyeron de la base de los conos y presentan una composición ligeramente más ácida, cosa que se discutirá en la siguiente sección. Los derrames gruesos de la lava dacítica de bloques formados por el vulcanismo monogenético cubren a las lavas y flujos piroclásticos Terciarios de la Formación Zempoala y presentan una dirección de flujo hacia el sur. Un tercer tipo de vulcanismo formó volcanes de lava y otros de lapilli y ceniza principalmente, en la región central de la Sierra Chichinautzin (Figura 5). Esta actividad basáltica y de andesita basáltica, que incluye al Xitle del noroeste de la Sierra, formó derrames fluidos de poco espesor que cubrieron grandes extensiones (Figura 5). La proporción de lavas es mucho mayor al de piroclastos, por lo que en índice de explosividad es bajo.

La concentración de ciertas características específicas como son explosividad alta o baja, tasa de efusión y composición en áreas determinadas, sugiere un proceso distinto que determinó el mecanismo de erupción para cada zona. Posibles causas de las diferencias entre cada área son los esfuerzos tectónicos, porcentajes de agua, fuentes de generación o reservorios diferentes, velocidades o volúmenes magmáticos distintos. De cualquier manera estas similitudes y diferencias de la unidad Hv nos indican cambios fundamentales en el vulcanismo reciente de una y otra zona.

En resumen existen tres tipos de volcanes en la Sierra Chichinautzin. se encuentran conos de lapilli y ceniza (escoriáceos) como los conos superiores del Xitle, Pelado o Teutli

(Figura 5) que presentan pendientes externas de aproximadamente 30°. En cambio las bases de los volcanes Pelado y Teutli presentan formas de escudo ya que la emisión de lavas ocurrió a partir de la base de los conos escoriaceos, pero también existen conos de lava con pendientes más abruptas como los volcanes Chihinautzin y San Miguel (Figura 5). No se detectaron variaciones petrográficas importantes entre los diferentes volcanes de lava, tanto cónicos como de escudo, ni en los conos escoriaceos, lo que indica que la viscosidad y morfología de las lavas y de los conos parece haber estado relacionado a la tasa de emisión o efusión. El tercer tipo de vulcanismo formó los derrames gruesos de 70 a 300 m de espesor que pueden o no estar asociados a conos y que se encuentran en las zonas Tetequillo-Xicomulco y Zempoala (Figura 5). En este tipo de volcanes la tasa de emisión de las lavas seguramente fue baja produciendo flujos lentos por su misma viscosidad. Si se comparan los volúmenes de los derrames gruesos que forman una sola unidad de flujo con los derrames fluidos compuestos de varias unidades individuales de flujo, se observa que las segundas, con una tasa de emisión mayor, presentan volúmenes más grandes con la única excepción del derrame de La Gloria (Tabla 2). Si los derrames viscosos fueran más jóvenes se pensaría en un decremento en el abasto de magma pero los derrames fluidos de los volcanes Xitle y Chichinautzin parecen haber sido los más jóvenes. Esto podría explicarse si el proceso magmático no está ligado a una sola fuente de magma profundo, sino a un proceso puntual para cada volcán. Este es uno de los problemas que se trató de resolver con los estudios geoquímicos y se discutirá en la siguiente sección.

El índice de explosividad para la mayor parte de los volcanes de la Sierra Chichinautzin parece haber sido intermedio (Martín Del Pozzo, 1980, 1982), aunque como se planteó anteriormente en las unidades Hv y Plv4 aumentó la proporción de lavas y por lo tanto, bajó el índice de explosividad. Martín Del Pozzo (1980, 1982) determinó con base en el diámetro medio de las partículas (MDO) y las características de oxidación, que los piroclastos de la secuencia Chichinautzin fueron formados por erupciones de tipo Estrombolianas principalmente, y transicionales al tipo de

TABLA 2 . Comparación de Volúmenes de lava entre volcanes monogenéticos de diferentes tipos

<u>Volcán</u>	<u>Volumen en km³</u>	
Tlaloc	4.8	lavas fluidas
Xitle	3.2	" "
Pelado	1.9	" "
Yololica	1.25	" "
Tabaquillo	0.72	lava viscosa
Tetequillo	0.52	" "
Xicomulco	0.45	" "
Tioca	0.21	" "
Jumento	0.15	" "
Tepetlapan	0.03	" "
La Gloria	3.20	" "

actividad Surtseyana que seguramente fue determinado por la cantidad de agua presente en cada sitio y su acceso al conducto magmático. La actividad de algunos volcanes que sólo emitieron lavas se clasifica como del tipo Islándico por la alineación que muestran los volcanes, aunque no existe relación alguna con la tectónica de centro de dispersión ni con el carácter toleitico que presenta este tipo de vulcanismo en Islandia. Las rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin son calcialcalinas (Martín Del Pozzo, 1980).

Las lavas holocénicas cubren la mayor parte de la Sierra Chichinautzin con un área y volumen de 413.75 km² y 20.325 km³, respectivamente. Aunque existen algunos afloramientos de lava Pahoehe y Aa, la mayoría de las lavas son de bloque. La viscosidad, volumen y extensión de las lavas parece estar determinada por la tasa de efusión.

Tectónica de la Zona de Estudio

El cierre de la Cuenca de México hacia el sur se atribuyó a la erupción de las lavas y piroclastos de los volcanes de la Sierra Chichinautzin que sellaron el drenaje provocando la formación del lago y relleno por depósitos lacustres. Debido al alineamiento de los volcanes monogenéticos (E-W), a los desniveles y escarpes anteriores, fallamientos posiblemente Pleistocénicos que son visibles en las imágenes de satélite, pero que no cortan a los depósitos Holocénicos, se propone que el cierre de la cuenca pudo haber sido tectónico la región estudiada correspondiendo a un horst. Es posible que el vulcanismo haya sido sintectónico aprovechando las zonas de fallamiento como debilidades para la subida del magma. Mooser (1975) propuso que había más de un kilómetro de hundimiento en la Cuenca de México, basándose en la perforación del pozo TexCoco y el desnivel de las calizas al norte (Pachuca) y al sur (Cuernavaca). En la región de Las Cruces y El Cantil-Colegio Militar, suroeste de la Cuenca, también se observan desniveles topográficos importantes que aunque han sido cubiertos por el vulcanismo más joven, todavía son notables.

Existe fallamiento normal con dirección N-S y N65°W en las

rocas terciarias y un fallamiento E-W más joven que corta algunos de los conos y lavas cuaternarias. También se encuentran fallas con pequeños desplazamientos y longitudes menores a los 2 km en direcciones diversas (Figura 5). El alineamiento de conos y conos sobrepuestos es predominantemente E-W.

PALEOMAGNETISMO

Y

ESTRATIGRAFIA

INTRODUCCION

Dado el problema de fechar el vulcamiento reciente con técnicas tradicionales se han complementado las unidades morfológicas con dataciones de C^{14} y magnetoestratigrafía.

Los volcanes monogenéticos de la sierra Chichinautzin presentan polaridad normal, lo que los ubica dentro de la Epoca Bruhnes, dada la juventud de su relieve (Mooser et al., 1974, Herrero et al., 1986). Algunos lavas pueden indicar excursiones dentro de este periodo de polaridad normal (Martin Del Pozzo et al., 1985), que además de ser marcadores estratigráficos complementarían los estudios de la escala paleomagnética. Los datos paleomagnéticos también son útiles para resolver problemas de correlación.

Se trató de establecer una base de datos para correlación y datación relativa entre las distintas unidades de la sierra

Chichinautzin y las otras lavas de la Cuenca de México. Los datos cuantitativos de intensidad de magnetización remanente, dirección de magnetización remanente y posición polar, pueden ayudar a correlacionar a las rocas de la sierra Chichinautzin. Otro objetivo de este trabajo fue estudiar la variación secular durante la época Bruhnes.

La precisión del fechamiento utilizando la variación secular, depende de la dispersión y cantidad de datos paleomagnéticos, así como de la tasa de variación. La dispersión de los datos no sólo refleja los errores analíticos, sino que también depende de anomalías locales en el campo geomagnético, aspectos tectónicos y de alteración. La tasa de variación del campo es alrededor de 4° por cada cien años, aunque esto varía (Holcomb, 1980). En este trabajo se pretende hacer una aportación preliminar al estudio de la variación secular en la Cuenca de México.

La variación secular del campo geomagnético (y la magnitud del campo dipolar) durante tiempos históricos, ha presentado una distribución geográfica irregular que se observa con mayor magnitud en el hemisferio sur que en el hemisferio norte (Cox y Doell, 1964). Existen zonas de baja variación secular como Hawaii, Galapagos, Isla de Pascua, Islas Sociedad y la Isla Pagana que posiblemente forman una ventana dipolar en el Pacífico, entre los 0° y 40° de latitud norte (Herrero y otros, 1986).

Para poder utilizar el fechamiento por variación secular, es necesario construir una curva de variación basada en otras técnicas de fechamiento (p. e. ^{14}C), aunque después de que se conoce la historia de variación secular esta puede usarse para fechamiento

con ciertas limitaciones.

Los estudios paleomagnéticos pueden ser útiles en la correlación de eventos volcánicos, en delimitar la duración del vulcanismo y en definir la estratigrafía volcánica (magnetoestratigrafía), como lo muestran los estudios de Paleomagnetismo y Potasio-Argón de las calderas Valles (Doell et al., 1969), de paleomagnetismo de Jalisco (Urrutia-Fucugauchi y Pal, 1977; y Urrutia Fucugauchi, 1980) y de los volcanes monogenéticos del Eiffel en Alemania (Bohnel et al., 1982). En la vulcanología los estudios paleomagnéticos también pueden indicar variaciones en la temperatura e historia de enfriamiento de flujos piroclásticos, avalanchas y lahares e inclusive de depósitos de caída.

El Magnetismo Terrestre

El campo magnético interno de la tierra presenta un componente dipolar y otro no dipolar. El campo magnético dipolar es el principal y parece estar asociado a las características de un dinamo que presenta el núcleo. Aparentemente un campo magnético inicial indujo una corriente en el núcleo fluido al moverse por la rotación, esto a su vez produce un campo magnético que induce corriente adicional y así sucesivamente, mantiene el campo. Las fuentes de energía para el dinamo pueden ser la convección térmica o la precesión diferencial entre el núcleo externo y el manto.

El dipolo magnético es geocéntrico, pero presenta una desviación de 11° con respecto al eje de rotación. El polo magnético norte se localiza en la latitud 74°N y longitud 100°W

mientras que el polo magnético sur en la latitud $67^{\circ}5$ y longitud $145^{\circ}E$.

El campo no dipolar representa alrededor de 5% del campo magnético total, aunque su distribución y magnitud son variables y puede estar asociado a herogeneidades en la frontera núcleo-manto.

Por su naturaleza vectorial el campo magnético se representa en la superficie terrestre por tres componentes: declinación, inclinación y magnitud (intensidad).

Tipos de Magnetización

El campo magnético que queda registrado en las rocas puede ser adquirido por procesos naturales o inducidos en el laboratorio. La magnetización remanente natural está formada por todos los componentes de remanencia adquiridos por diversos procesos, tales como el térmico, deposicional y químico. La magnetización termoremanente se produce al enfriarse un magma debajo del punto de Curie de los minerales magnéticos. Esta magnetización es muy estable y depende de la forma, tamaño y composición de los portadores magnéticos, ya que estos pueden comportarse como dominios simples o múltiples (cristales más grandes). Durante el transporte, depósito y diagénesis de los sedimentos o piroclastos, también se adquieren campos magnéticos, así como durante la cristalización y crecimiento de los minerales magnéticos y a causa de impactos.

El campo magnético isotermal puede producirse por rayos o por

un campo magnético estacionario intenso sobre los portadores magnéticos, mientras que los campos magnéticos alternos y directos producen magnetización anistérica. En un campo alterno se puede adquirir la magnetización rotacional (rotando la muestra) o giromagnética.

Los factores que influyen en el proceso de magnetización son la composición original, temperatura, tasa o velocidad de enfriamiento y presencia de oxígeno. Los minerales magnéticos son óxidos, hidróxidos y sulfatos de fierro y de titanio y la mayoría puede representarse dentro del sistema ternario, Rutilo (TiO_2) - Wustita (FeO) - Hematita y Maghemita (Fe_2O_3). Existen tres tipos de solución sólida en este diagrama ternario, la de la serie de las titanomagnetitas que es una solución sólida entre ulvospinela (Fe_2TiO_4) y magnetita, la de la ilmenita-hematita y la de la pseudobruquita.

La Escala Geomagnética del Tiempo

El campo magnético al presentar variaciones temporales en su dirección e intensidad, es una herramienta estratigráfica muy útil. Las épocas de polaridad son periodos largos del orden de millones de años de polaridad normal o reversa que están asociadas tanto al campo dipolar como al no dipolar. Los eventos tienen una duración menor (0.1-1 Ma). La variación secular puede estar asociada tanto al campo no dipolar como a oscilaciones del dipolo y más bien parece estar ligada a irregularidades en la frontera núcleo-manto (Merrill y McElhinney, 1984). También existen variaciones en el

momento dipolar y en la intensidad debidos posiblemente a la turbulencia en el núcleo externo con duraciones de 100-1,000a. Las variaciones de periodo corto como son las tormentas magnéticas, las variaciones diurnas, las micropulsaciones y las variaciones subacústicas son debidas al campo magnético externo que proviene principalmente del sol.

La escala de tiempo de la polaridad magnética para los últimos 4 millones de años está basada en una combinación de fechamientos de K-Ar realizados en rocas volcánicas y datos de polaridad paleomagnética (Mc Dougall, 1979), pero se ha extendido la escala hasta 80 Ma por extrapolación con el patrón de anomalías magnéticas marinas, (Tarling, 1983). La escala de polaridad estima el limite entre las épocas Bruhnes-Matuyama en 0.72 Ma; Matuyama-Gauss en 2.47 Ma; Gauss-Gilbert en 3.41 Ma y Gilbert - época 5 en 5.44 Ma. (Figura 6). Dentro de las épocas existen periodos de duración menor con polaridad opuesta y duración de alrededor de 0.1 Ma (eventos).

El evento Laschamp de la Chaîne des Puys de Francia presenta direcciones reversas en las lavas, aunque existe cierta incertidumbre acerca del fechamiento del evento 8,700 - 20,000a (Bonhommet, 1970) ó 29,000 - 36,000a (Gillot y Cassignol, 1977) y si representa una revisión global. Estudios más recientes (Tarling, 1983) muestran una posible correlación con las direcciones anómalas de más de 30 Ma obtenidas en las rocas de Australia e Islandia. También dentro de la época Bruhnes se han reportado direcciones intermedias y reversas de muy corta duración y que se han denominado excursiones (Mc Dougall, 1979). Es posible que el evento Blake de 100,000a y polaridad reversa observado en los núcleos

marinos, sea una excursión. Sin embargo, aún persisten numerosas incognitas sobre las variaciones dentro de la época Bruhnes.

En la época de polaridad reversa Matuyama también se han documentado cuatro eventos, el Jaramillo, Gilsa, Olduvai y Reunión (Figura 6). Los eventos Mammoth y Kaena pertenecen a la época Gauss y los eventos Cochiti, Nunivak, Sidufjall y Thvera al Gilbert, pero es necesario documentar un mayor número de sitios para definir con mayor detalle y exactitud a la escala geomagnética del tiempo.

MORFOESTRATIGRAFIA

Geomorfología Volcánica

La edad, composición y características eruptivas de las rocas volcánicas se reflejan en la geomorfología, lo cual es de gran utilidad en la estratigrafía.

Wood (1980) observó que la relación entre la altura y diámetro de la base de un volcán cinerítico (H/D) disminuye con el tiempo. Aunque en términos muy generales esto es cierto, tanto Martín Del Pozzo (1982) como Hasenaka (1985) encontraron grandes dispersiones en H/D con la edad, lo que indica que se tienen que incluir criterios de discriminación relacionados directamente al estilo eruptivo.

También se considera que la pendiente de un volcán disminuye con el tiempo, debido a la inestabilidad del mismo cono y la erosión. Este parámetro tampoco funciona de manera cuantitativa en la definición de la edad (Martín Del Pozzo, 1982), ya que los resultados presentan gran dispersión. Sin embargo, la pendiente puede dar una estimación muy general de la degradación, aunque no debe utilizarse como indicador de edad absoluta como se ha usado en ciertas zonas volcánicas.

Hasenaka (1985) propuso que los surcos ("gullies") de los conos cineríticos se hacen menos numerosas con la edad, aunque se ensanchan y profundizan. Este criterio puede ser útil, aunque únicamente se ha observado esta relación en Michoacán. En Chichinautzin no se nota esta relación.

La cantidad de suelo presente es indicador de la edad, aunque también depende del clima, pendiente, materia orgánica y tipo de material que se degrada. Obviamente una ceniza volcánica formará un suelo más rápido que una lava, como se ha observado en el volcán Parícutin, donde las cenizas dieron lugar a un suelo fértil que mantiene una agricultura importante, mientras que la lava todavía forma un malpaís.

Bloomfield (1975) propuso características distintivas en los derrames de lava correlacionados con fechamientos de radiocarbono como unidades morfoestratigráficas (Tabla 1). Estas mismas unidades fueron utilizadas para la zona de Guanajuato - Michoacán (Hasenaka, 1985) y la Sierra Chichinautzin (Martín Del Pozzo, 1982).

La unidad Plv1 de Bloomfield es la unidad cuaternaria más antigua (38.6 ± 3.2 Ka) y se caracteriza por una gruesa cubierta de suelo intensamente cultivado y sin estructuras de flujo distinguibles. El promedio de H/D para los conos de la sierra Chichinautzin con lavas de características Plv1 es de 0.18 porque los conos que presentan mayor proporción de lavas aumentan esta relación. Un valor de 0.12 para los conos escoriaceos (quitando los conos con más lavas) parece ser más real. Los volcanes de la sierra Chichinautzin contienen un mayor porcentaje de lapilli que

de ceniza por lo que el término escoriáceo parece más acertado.

La unidad Plv2 presenta menos suelo (espesor menor a 2 m) que las lavas de Plv1, por lo que se observan márgenes y crestas terminales marcadas. La relación H/D de los conos Plv2 de la sierra Chichinautzin coincide con el valor de 0.11 que obtuvo Bloomfield (1975) para los volcanes monogenéticos del sur de Toluca.

Tanto en la unidad Plv3 como Plv4 la cubierta de suelo es delgada o impersistente y por lo tanto, todas las estructuras de flujo son visibles. Realmente la única distinción entre las dos unidades es la identificación de unidades de flujo individuales en Plv4. La relación entre altura y diámetro de la base (H/D) para Plv4 en los conos de la sierra Chichinautzin es de 0.15 y 0.12 para Plv3.

La unidad Holocénica, Hv, presenta características de flujo perfectamente visibles que reflejan su juventud, así como una H/D de 0.15.

Las pendientes de los conos de las distintas unidades (considerando sólo conos escoriáceos) no disminuyen con la edad. Los volcanes Oyameyo y Mezontepec de la unidad Plv1 presentan pendientes de 30° igual que el Cuauzontle de la unidad Plv2 y los conos de la Cima (28 - 30° y el Yololica (30° - 32°) de la unidad Plv3. En la unidad Plv4 en cambio, el Teutli presenta una pendiente de 32° mientras que los conos de San Bartolo - La Comalera (Fig. 5) varían de 12° a 23°, debido a que se encuentran sobrepuestos. El Pelado presenta una pendiente de 25°, aunque es Holocénico (Hv). Martín Del Pozzo (1982) propuso que las pendientes están ligadas a la taza de efusión y por lo tanto es necesario considerar las

características eruptivas de cada volcán antes de pensar en la degradación. Es peligroso proponer edades en base a pendientes únicamente.

Puede resumirse que para la Sierra Chichinautzin, ni la pendiente, ni la relación radio del cráter/altura de los conos han disminuido con el tiempo y que la relación altura/diámetro de la base (H/D) presenta mucha dispersión. Las lavas pueden ser más útiles como indicadores morfoestratigráficos pero también tiene que considerarse la fluidez de los derrames y la cubierta de piroclastos, ya que un derrame muy grueso formado por un flujo más viscoso conserva sus estructuras más marcadas por el proceso eruptivo en sí, que una lava muy fluida de menor espesor y con leves, crestas de presión y líneas de flujo de menores dimensiones. Las variaciones en los conos pueden ser debidas a diferencias en el tamaño de las partículas que los forman, en el contenido de lavas y bombas, en el nivel de salida de las lavas, así como en la composición.

Los parámetros geomorfológicos pueden ser indicativos de edad pero tienen que considerarse los procesos vulcanológicos que los formaron para discriminar variaciones en el porcentaje de piroclastos y lavas, su composición, tamaño y tasa de efusión. También es primordial considerar las variaciones climáticas y de velocidad de formación del suelo para cada zona. Por lo tanto, deben detallarse las subdivisiones morfoestratigráficas y complementarse con estudios geocronométricos y magnetoestratigráficos.

Fechaamiento

El vulcanismo monogenético debido a su baja explosividad presenta pocos horizontes que contengan materia orgánica carbonizada, además de que la sierra Chichinautzin por su juventud, no puede ser fechada por otros métodos isotópicos como K/Ar o Rb/Sr que requieren de una edad mínima. En algunos conos de escoria se encuentran pequeñas partículas de carbón que a menudo son insuficientes para una determinación por ^{14}C . Los paleosuelos en cambio son de gran utilidad para el fechamiento, aunque en la sierra Chichinautzin la extensa cubierta de lavas recientes impide observar la mayoría de los suelos subyacentes.

Durante el muestreo de la zona se localizaron varios horizontes de paleosuelo y dos conos que contenían partículas de carbón. Estas fueron debidamente limpiadas y colectadas para su análisis por ^{14}C que fue llevado a cabo en los Institutos de Vulcanología DVN1 AC y Geológico AC de la URSS. Los resultados de los análisis se presentan en la Tabla 3. El fechamiento de $3,250 \pm 100$ para los suelos que subyacen al Xitle pone un límite superior a la edad de la Formación Tarango de más de $3,250\text{a}$. Este dato que implica que el Xitle hizo erupción antes de esta fecha lo que concuerda con la fecha de $2,400\text{a}$ que obtuvo Libby (1951).

El volcán Pelado (HV) que refleja su juventud en su morfología, tiene una edad de aproximadamente $4,070\text{a}$, ya que el suelo muestreado parece haberse incluido entre los bloques durante la erupción.

Las edades obtenidas para los conitos de La Cima implican que estos volcanes tienen edades mayores de $10,410\text{a}$. Las

TABLA 3. Determinaciones de Radiocarbono con vida media de 5,568a

Muestra	Volcán	Edad	Laboratorio	Comentarios
1	Xitle-Tarango	3250 ± 100	1. Geol. AC URSS	paleosuelo bajo lava del Xitle, estadio Ciudad Universitaria
2	Pelado	4,070 ± 150	1. Geol. HC URSS	paleosuelo entre bloques de lava borde NE del derrame
3	Cima	10,160 ± 70	1. Vulc. DVNI AC URSS	paleosuelo sobre cono, Estación Cima
4	Cima	10,410 ± 80	1. Vulc. DVNI AC URSS	paleosuelo sobre cono, Estación Cima
5	Raices	15,740 ± 80	1. Vulc. DVNI AC URSS	paleosuelo km 50 autopista
6	Raices	15,570 ± 300	1. Geol. AC URSS	paleosuelo sobre cono
7	Tres Cumbres	16,700 ± 150	1. Vulc. DVNI AC URSS	paleosuelo sobre cono
8	Tres Cumbres	18,680 ± 120	"	paleosuelo sobre km 51 autopista
9	Tres Cumbres	23,200 ±	"	paleosuelo sobre lavas km 51 autopista
10	Malinale	18,900 ± 600	"	carbon entre escorias del cono flanco oriental
11	Tezontle	indeterminado, 200-300		error debido a raices carbonizadas recientes en escorias cono
12	Acopiaco	indeterminado		cantidad de materia organica insuficiente Parres

características morfológicas de estos volcanes permitieron clasificarlos dentro de la unidad Plv3 (21,860a) pero es muy posible que estos volcanes sean más jóvenes, ya que no es posible que pasaran más de 10,000 años para la formación de un suelo sobre sus piroclastos. Los volcanes Raices también son más antiguos que el fechamiento del paleosuelo que los cubre (15,780a).

El volcán Tres Cumbres que anteriormente se clasificó dentro de la unidad Plv4 porque se distinguieron unidades de flujo individuales, presenta una edad un poco mayor a los 23,200 que lo envía al rango de edad de la unidad Plv3. El volcán Malinala en cambio se incluyó en la unidad Plv2 (30,500), por lo escasamente visibles de sus estructuras de flujo y presenta una edad de formación del cono de 18,900a. Esto parece ser debido a la abundancia de cenizas de los conos circundantes que ocultan las características morfológicas originales.

Los horizontes de los volcanes Tezontle y Acopiaco no permitieron un análisis de radiocarbono coherente (Tabla 3).

Debido a los resultados de los fechamientos y a la discusión de la geomorfología volcánica, es recomendable incluir a las unidades Plv4 y Plv3 en una sola, con edades que fluctúan de 10,000 a 25,000a. Además, los fechamientos de Bloomfield no limitan los rangos de cada unidad, sus unidades Plv3 y Plv4 sólo varían por 2,000 años, mientras que las otras se separan por un promedio de 10,000a. Debido a que el Malinala y los volcanes que lo sobreyacen tienen que pasar a esta unidad de 10,000 - 25,000a, se considera pertinente juntar al Cuauzontle Toxtepec y cocinas con los volcanes de la unidad Plv1 en un grupo de 25,000 a 40,000 años de edad.

MAGNETOESTRATIGRAFIA

Metodología

Se localizaron sitios de lavas que no mostraran evidencias de movimientos posteriores a su enfriamiento, ni que estuvieran intemperizadas y se perforaron de 6 a 11 núcleos de 2.5 cm. de diámetro por sitio. Las muestras fueron orientadas en el campo con una brújula Branton-orientador y posteriormente cortadas en el laboratorio. Las direcciones e intensidades del magnetismo remanente se midieron con un magnetometro fluxgate de giro (DIGICO) y se llevaron a cabo técnicas de desmagnetización por campos alternos para borrar las componentes secundarias. La magnetización viscosa se considera varios órdenes de magnitud menor a la remanente. Las direcciones medias para cada sitio y unidad fueron graficadas en una proyección estereográfica de igual área, así como las polaridades virtuales geomagnéticas (VGP).

Debido a ciertas dificultades con el equipo, algunas medidas se realizaron por posicionamiento y lectura manual y la limpieza magnética se llevó a cabo mediante un campo de 50 a 75 militeslas. La magnetización estable se considera la magnetización termoremanente adquirida al enfriarse el magma.

También se complementaron los estudios con los resultados de Mooser y otros (1974), aunque se retrabajaron los datos con criterios de confiabilidad limitando los parámetros estadísticos k (constante de Fisher <10) y $a95$ (cono de 95% de confianza >20). Estas muestras fueron reagrupadas estratigráficamente y las

muestras con relaciones estratigráficas o posiciones geográficas poco claras fueron eliminadas para no distorsionar los resultados. También se calcularon sus paleopolos y la variación secular.

La Cuenca de México

La Ciudad de México está situada dentro de la Cuenca de México que está formada por depósitos volcánicos y lacustres (Fig. 7). Hacia el norte los límites de la cuenca los definen las sierras de Pachuca y Tezontlapan, hacia el sur la sierra Chichinautzin, las sierras de las Cruces y Zempoala al oeste y las sierras Nevada y de Río Frio al este. Dentro de la cuenca también existen varios volcanes aislados y pequeñas sierras, como son el cerro de Chapultepec, el Peñón de los Baños, Xochitepec y Tehuehue, así como los conos de Chimalhuacán y la Estrella y las sierras de Santa Catarina y Guadalupe.

Aparentemente la Cuenca de México se originó en el terciario medio, como un graben de orientación NE-SW. Directamente al sur y al norte de la Ciudad de México se observan afloramientos de la secuencia de calizas cretácicas plegadas, pero que dentro de la cuenca se localizan a más de 2 km de profundidad. El pozo Texcoco (Mooser, 1970) después de cortar 2,060 m de rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, así como sedimentos lacustres sólo alcanzó una brecha calcarea (Balsas), posiblemente de edad Eocénica. Esto apoya un origen tectónico para la cuenca. Mooser y otros (1974) propusieron que el drenaje de la cuenca hacia el sur fue cerrado por la erupción de los volcanes cuaternarios.

Las rocas volcánicas fechadas más antiguas en el área, son de

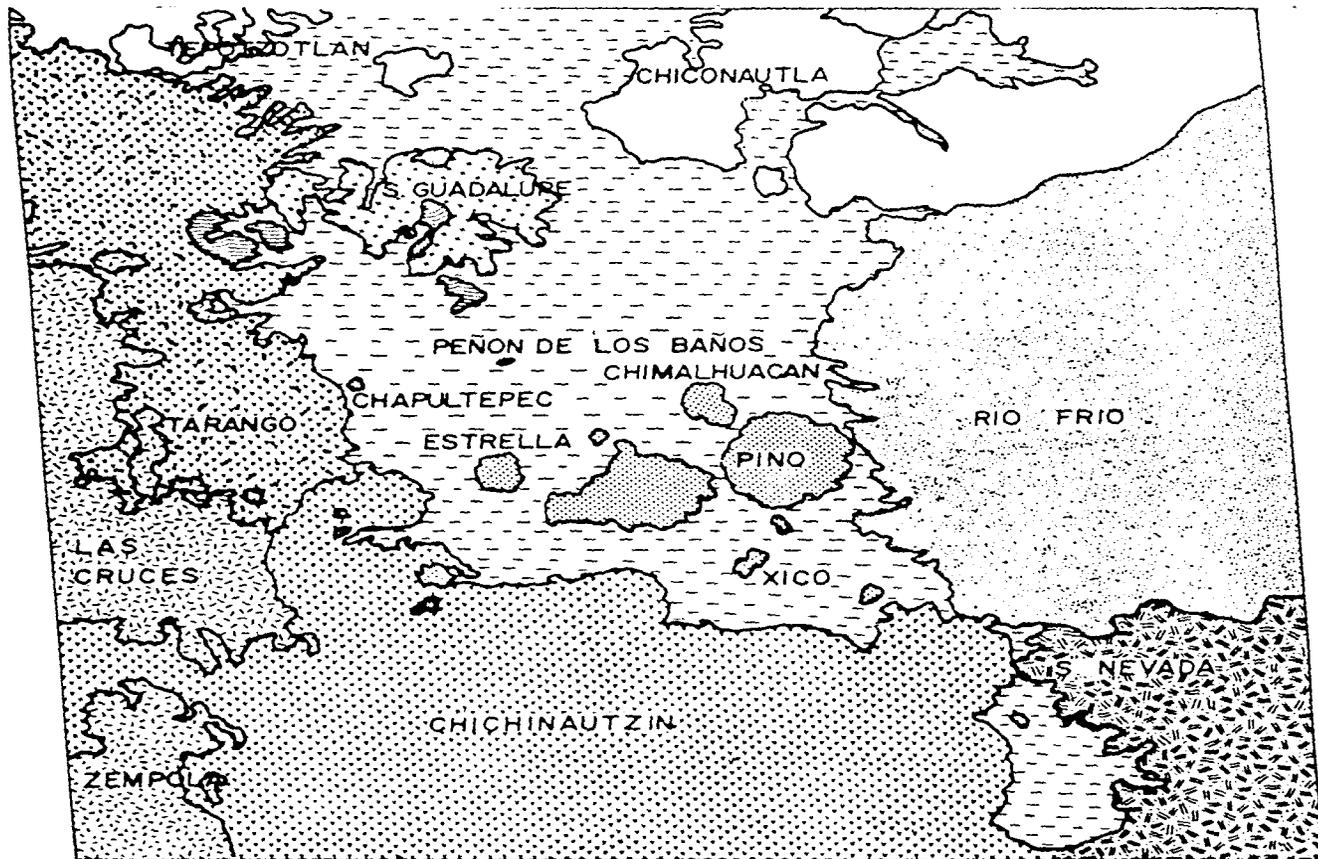


Figura 7. Mapa de la Cuenca de México

30.4 - 30.1 Ma (Mooser et al., 1974), la edad del Grupo Xochitepec. Las rocas volcánicas de la fase Tezontlapan parecen subyacer al Grupo Xochitepec (Mooser et al., 1974). Estas dos secuencias se encuentran en la parte norte de la cuenca aunque Schlaepfer (1968) correlaciona las rocas volcánicas del Tehuehue y Xochitepec del sur de la cuenca con el Grupo Xochitepec. La edad de estas dacitas blancas fracturadas es dudosa por la distancia de la correlación y la falta de continuidad debida a la estructura del graben de la cuenca.

Las rocas volcánicas de la fase Tezontlapan de Mooser y otros (1974) fueron reagrupadas, incluyéndose a las rocas de Santa Isabel, Guerrero, La Cruz y La Villita (Tabla 4, Fig. 8). Estas lavas fueron tratadas conjuntamente en un grupo para el cual se obtuvo una declinación media de -17.9° y una inclinación de 41.4° , aunque los parámetros estadísticos reflejan una alta dispersión angular (K-84 y A95-28°). También en las direcciones medias se observa una fuerte dispersión, aunque todos los sitios presentan polaridad reversa (Fig. 8).

El vulcanismo andesítico y dacítico durante el Mioceno parece haber tenido una distribución extensa en el área. Mooser (1975) considera que los volcanes de Chapultepec, Peñón y Zacatepetl se formaron entre 16 y 21 Ma. El vulcanismo de la sierra de Guadalupe, ubicada en el norte de la cuenca, parece haber comenzado hace 21 Ma, aunque sus lavas riódacíticas y andesíticas continuaron haciendo erupción de 16-12 Ma. Una fase posterior de formación de domos ocurrió en la sierra de Guadalupe de 2 a 5 Ma (Mooser, 1975), cuando hicieron erupción el Chiquihuite, Tenayo y Cerro Gordo.

Tabla 4. Lavas >27 Ma.? G'

23 G'	7/7	310.0	44.8	5.1	141	19.50	99.12	43.72	189.19
24 a G'	7/7	321.9	51.7	8	57	19.49	99.11	53.64	199.34
24 b G'	4/6	319.2	44.5	12.9	52	19.49	99.11	51.96	260.89
25 G'	6/6	25.2	26.9	18.1	15	19.58	99.13	65.33	359.45
26 G'	6/6	358.2	20.5	6.6	104	19.49	99.10	80.93	92.20

Tabla 5. Lavas de 16 - 21 Ma.

Sitio	No. Muestras	Declinación	Inclinación	95	K	Lat. N	Long. W	Lat. Polo P	Long. Polo P
19 Z	10/11	351.7	18.8	10	24	19.63	99.13	77.21	120.82
20 Z	7/6	8.3	11.8	7.8	61	19.54	99.14	74.20	49.03
3 Z	9/9	2.0	52.2	6.4	65	19.29	98.92	76.37	268.23
26 Z	7/7	11.5	53.8	5.3	129	19.31	99.20	71.83	292.67
9 Z	7/7	31.7	60.7	6.1	99	19.42	99.18	55.11	304.13
2 Z	6/6	355.9	26.4	7.4	84	19.44	99.08	75.48	244.85

Nota: Las muestras 19 y 20 pertenecen a la Sierra de Guadalupe, y las muestras 2, 3 y 26 a las Rocas Volcánicas del Valle de Nairnetal, Z pertenece al Zacatepec (26).

C es Sierra Chichinautzin; N Sierra Nevada; S Sierra Santa Catarina y áreas cercanas NE noreste de la cuenca; R Río Frío; X Sierras de Las Cruces y Zempoala; G es la sierra de Guadalupe más joven y G' es la más antigua; Z es el Grupo Zacatepec que incluye sitios diferentes de edad similar.

> 27 Ma.

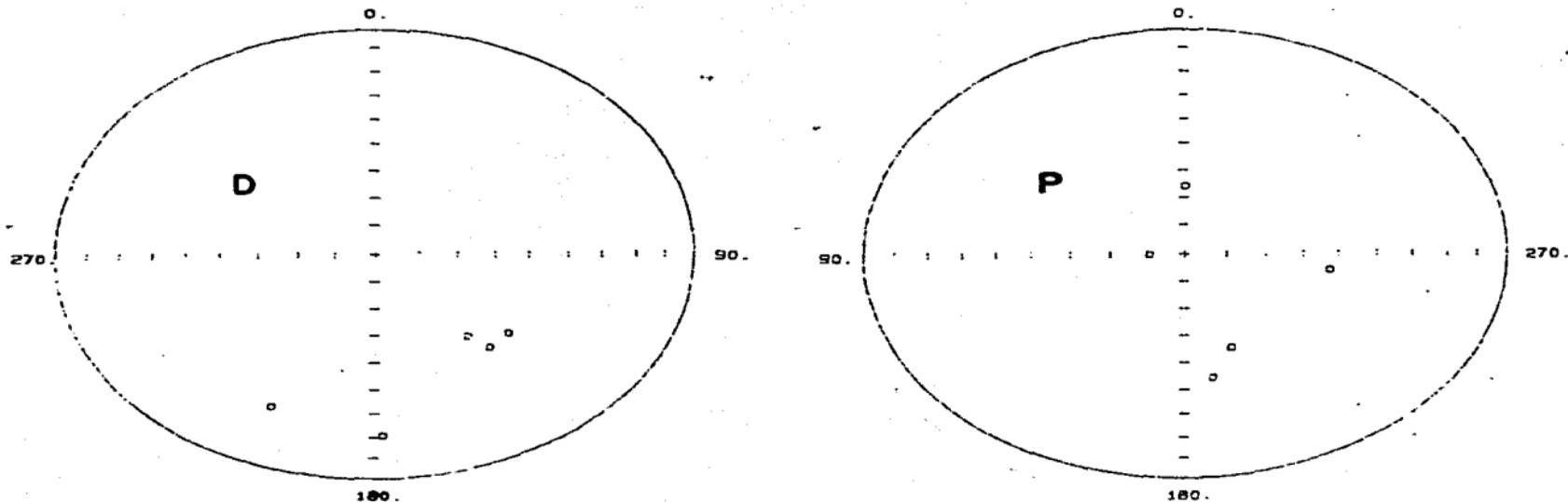


Figura 8. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de más de 27 Ma. La polaridad normal se representa por un círculo relleno y la polaridad reversa por uno abierto.

Los volcanes Coacalco, Cuatepec, Tlapacoya, Zacatepetl, Chapultepec y Peñón de los Baños que presentan características de disección similar y que pueden indicar una edad parecida (16-21 Ma) fueron agrupados (Tabla 5, Fig. 9), obteniéndose una declinación de 4.4° e inclinación de 37.9° y parámetros estadísticos de 12.5 (K) y 19.7° (A95). En cuanto a las direcciones medias de los sitios, son predominantemente reversas, aunque también se presentan direcciones normales (Fig. 9). Se observa cierta dispersión en las direcciones, aún cuando las direcciones reversas se traspasan al hemisferio superior (Fig. 9). La dispersión angular de los polos (Sf) es de 18.6° para este grupo (Tabla 6, Fig. 10) y puede observarse que los paleopolos se encuentran dispersos alrededor del polo actual (Fig. 9).

El grupo de las rocas andesíticas de la sierra de Guadalupe que Mooser y otros (1974) consideraron dentro de la fase principal Guadalupe (12-16 Ma) presenta una declinación de 6.8° e inclinación de 3.7° , pero la constante de Fisher (3.7) y el A95 (31.1°) muestran una dispersión alta Tabla (7). Las direcciones medias son principalmente reversas aunque también se presentan direcciones normales. Las direcciones muestran cierta dispersión aún cuando las direcciones reversas se traspasan al hemisferio superior (Fig. 11). Como puede observarse los paleopolos presentan una distribución alargada N-S (Fig. 11) y una dispersión angular de los polos de 20.6° (Tabla 6).

La fase de formación de domos de la sierra de Guadalupe que presenta, según Mooser y otros, (1974), una edad entre 2 y 5 Ma, refleja diferencias importantes entre la edad de los domos. El cono

16 - 21 Ma.

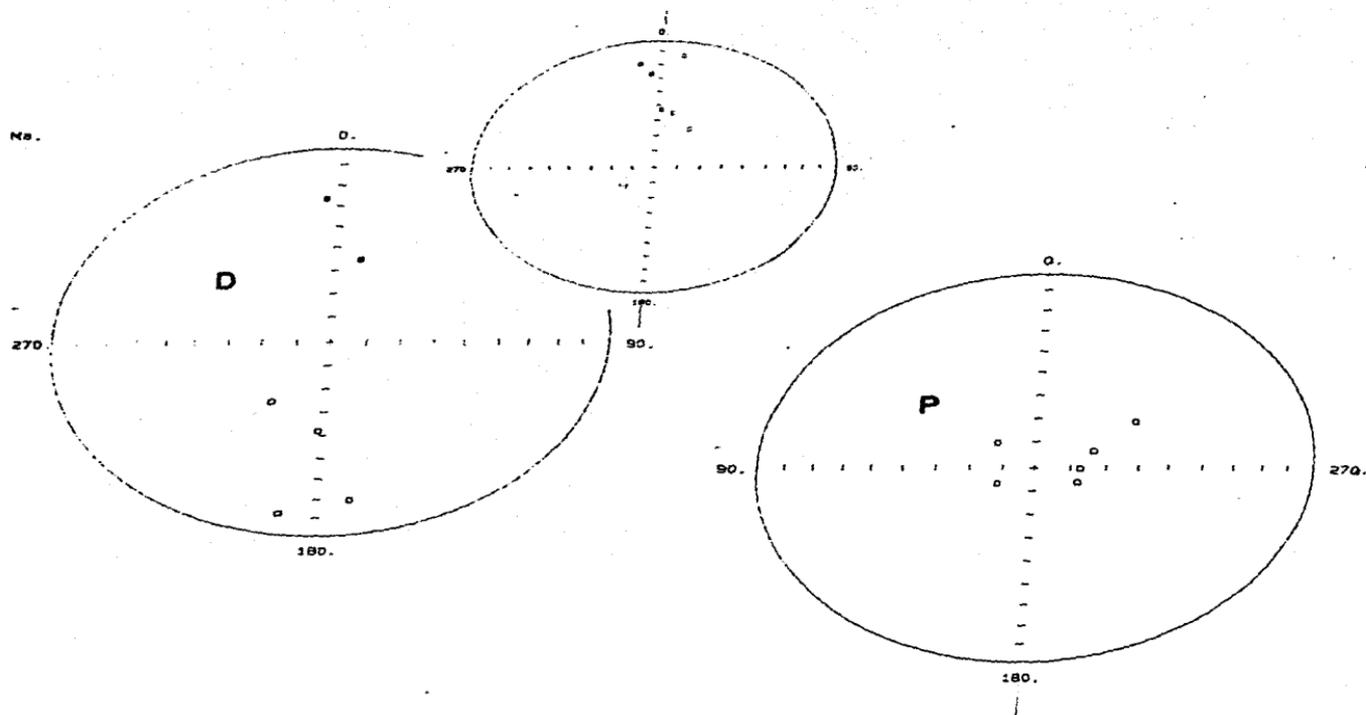


Figura 9. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de 16-21 Ma. En el círculo superior las direcciones se traspasaron al mismo hemisferio.

16 - 21 Ma.

51

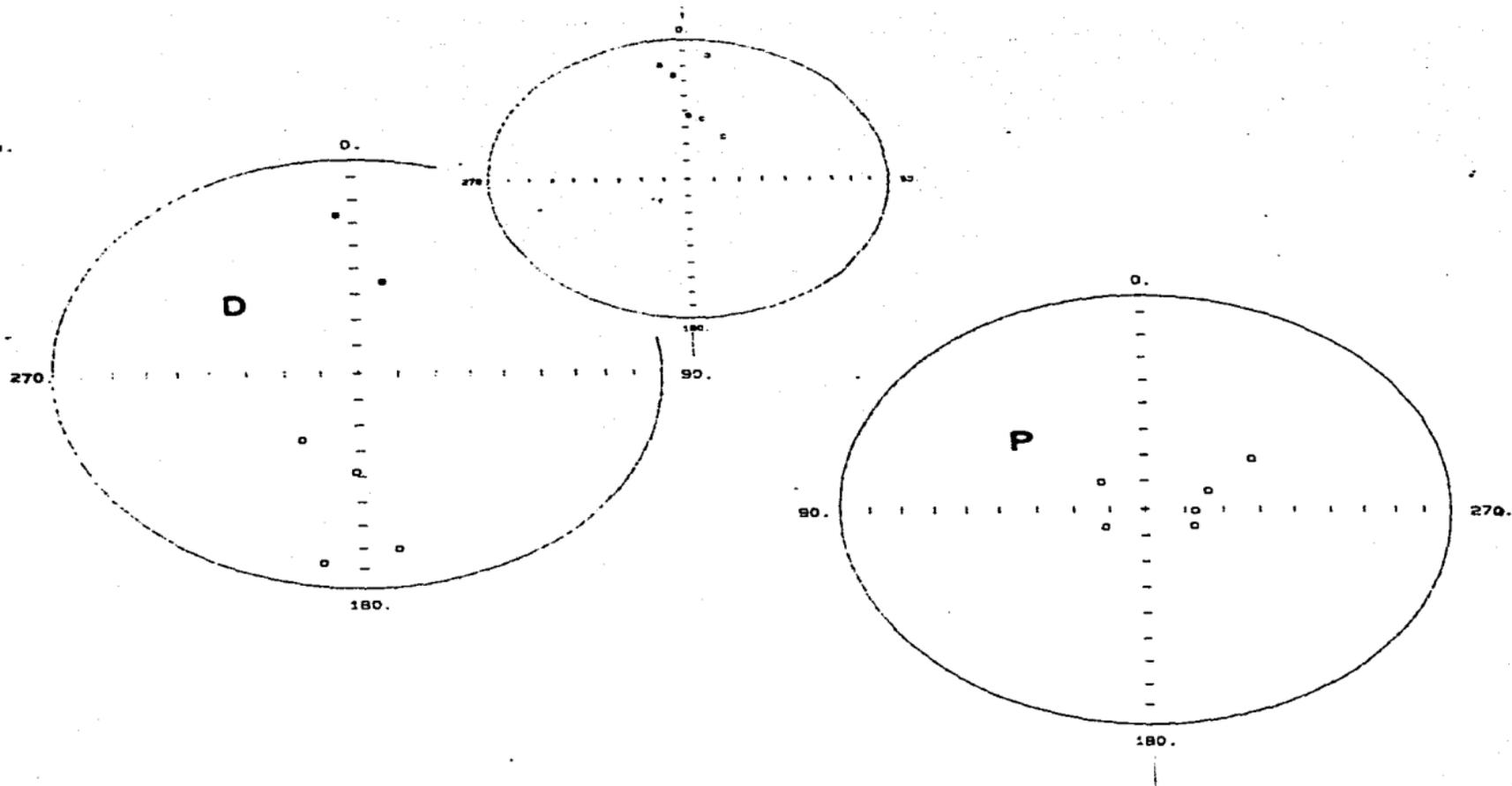


Figura 9. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de 16-21 Ma. En el círculo superior las direcciones se traspasaron al mismo hemisferio.

Tabla 6. Parámetros Estadísticos de las Lavas de Diferentes Edades

LONG°	LONG°	LAT°	NO. SITIOS	R	K	95°	St°	Sw°	Sb°	Sf°	Nmedia
CHICHNAUTZIN	63.8	85.9	42	40.8813	36	3.7	13.6	11.6	12.7	12.6	6.4
s/saliente	68	86.1	40	39.2792	54.1	3.1	11.1	11.5	10.0	9.8	6.1
menos 0.72 Ma	51.2	85.2	34	33.0688	35.4	4.2	13.8	11.5	12.8	12.7	6.5
s/saliente	65.1	85.8	33	32.3571	49.8	3.6	11.6	11.5	10.5	10.4	6.3
0.72-2.5 Ma	104.1	85.7	21	20.5761	47.2	4.7	11.9	10.2	11.1	11	6.7
s/saliente	85.3	84.8	19	18.8126	96.1	3.4	8.5	10.4	7.1	6.9	6.1
2-11 Ma	262.2	82.2	18	17.2012	21.3	7.7	17.7	15.5	16.5	16.4	6.5
s/saliente	243.7	83.3	17	16.4339	28.2	6.8	15.5	15.3	13.9	13.8	6.1
12-16 Ma	103.4	84.8	13	12.1702	14.5	11.3	21.5	12	20.7	20.6	5.3
16-21 Ma	80.8	295.4	6	5.7215	18.0	16.2	19.2	11.2	18.7	18.6	7.4
mas de 27 Ma	218.6	73.6	5	4.3568	6.2	33.3	32.9	12.4	32.1	32	6.0

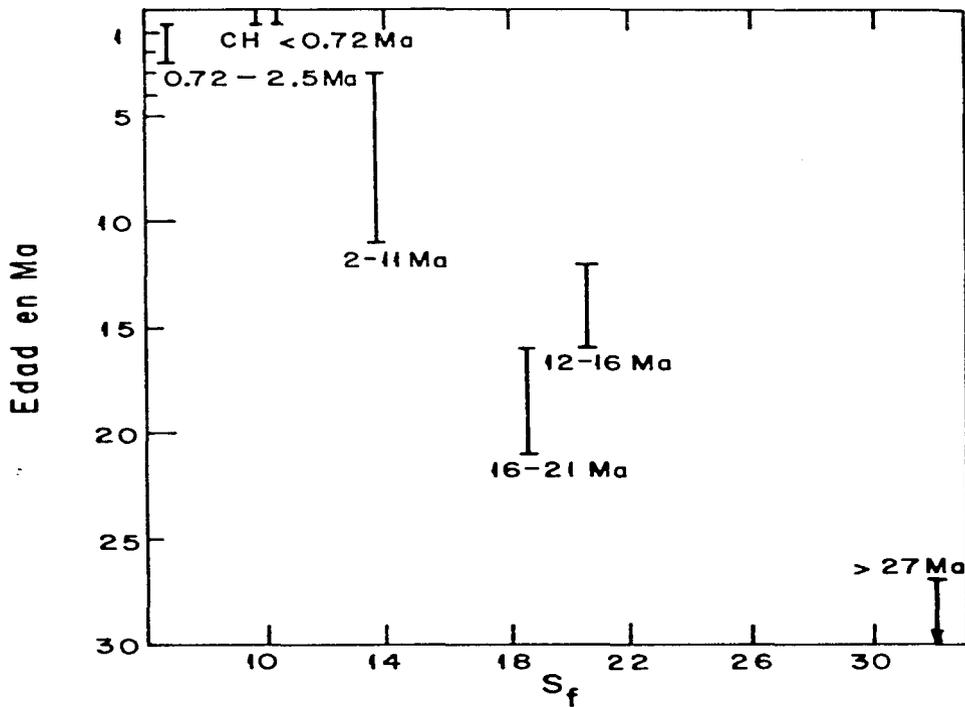


Figura 10. Diagrama que muestra la Variación Secular de las lavas de diferentes períodos.

Tabla 7. Lavas de 12 - 16 MX. G

2 G	6/6	15.2	29.2	6.6	104	19.56	99.17	74.99	3.67
3 G	7/7	346.1	10.4	2.5	608	19.54	99.17	70.31	126.07
4 G	5/6	354.4	45.5	5.7	178	19.54	99.13	80.97	227.23
5 G	7/7	15.8	15.6	8.2	55	19.55	99.06	70.79	25.91
6 G	3/5	324.6	18.6	12.4	101	19.52	99.14	54.58	157.63
7 G	5/6	6.4	26.1	15.9	24	19.57	99.18	80.08	25.36
8 G	4/6	359.6	41.6	4.8	369	19.56	99.18	85.61	256.04
9 G	6/6	344.5	8.4	12.0	32	19.58	99.21	88.45	127.32
10 G	4/7	322.2	48.8	2.6	13	19.57	99.15	54.34	195.04
11 G	5/6	326.1	56.8	21.5	14	19.57	99.14	55.57	29.25
13 G	6/6	21.3	31.4	7.8	80	19.56	99.12	69.62	354.71
15 G	4/7	348.0	31.1	9.2	101	19.56	99.08	78.27	159.17
17 G	7/7	0.6	27.5	7.4	68	19.52	99.10	85.04	74.17

Tabla 8. Lavas de 2 - 11 Ma.

Sitio	No. Muestras	Declinación	Inclinación	95	K	Lat. N	Long. W	Lat. Polo P	Long. Polo P
3 X	7/7	355.2	20.6	13.5	21	19.53	99.32	79.98	108.89
6 X	6/7	359.5	18.1	9.4	52	19.48	99.28	79.79	83.50
7 X	6/6	37.8	19.4	15.5	20	19.38	99.34	52.34	359.57
8 X	6/6	353.2	53.7	8.4	64	19.36	99.37	73.94	239.90
9 X	6/7	344.6	32.9	21.0	11	19.33	99.37	75.34	187.64
10 X	7/7	357.7	40.3	5.8	110	19.33	99.33	85.77	230.63
11 X	7/7	354.2	61.2	4.8	157	19.34	99.32	63.53	249.86
12 X	8/8	4.0	24.1	15.5	14	19.32	99.25	82.27	50.37
13 X	7/7	5.1	36.1	4.8	162	19.29	99.25	85.14	341.11
14 X	8/8	344.8	39.5	5.8	94	19.28	99.29	75.46	185.74
16 X	6/6	14.3	41.0	63	113	19.23	99.28	76.03	330.45
17 X	5/6	7.8	32.5	22.4	13	19.23	99.27	82.44	1.39
18 X	8/8	328.2	64.8	8.6	42	19.17	99.27	52.12	224.70
27 X	6/6	12.3	46.7	6.8	98	19.30	99.26	75.81	310.88
30 X	4/6	341.8	48.0	11.9	60	19.26	99.30	70.76	204.73
20 X	6/7	353.5	53.8	6.0	128	19.12	99.23	73.72	241.29
21 X	7/7	360.0	44.8	13.9	20	19.06	99.31	82.65	260.69
23 X	7/7	16.9	39.6	7.4	68	19.12	99.34	73.84	335.24

12-16 Ma

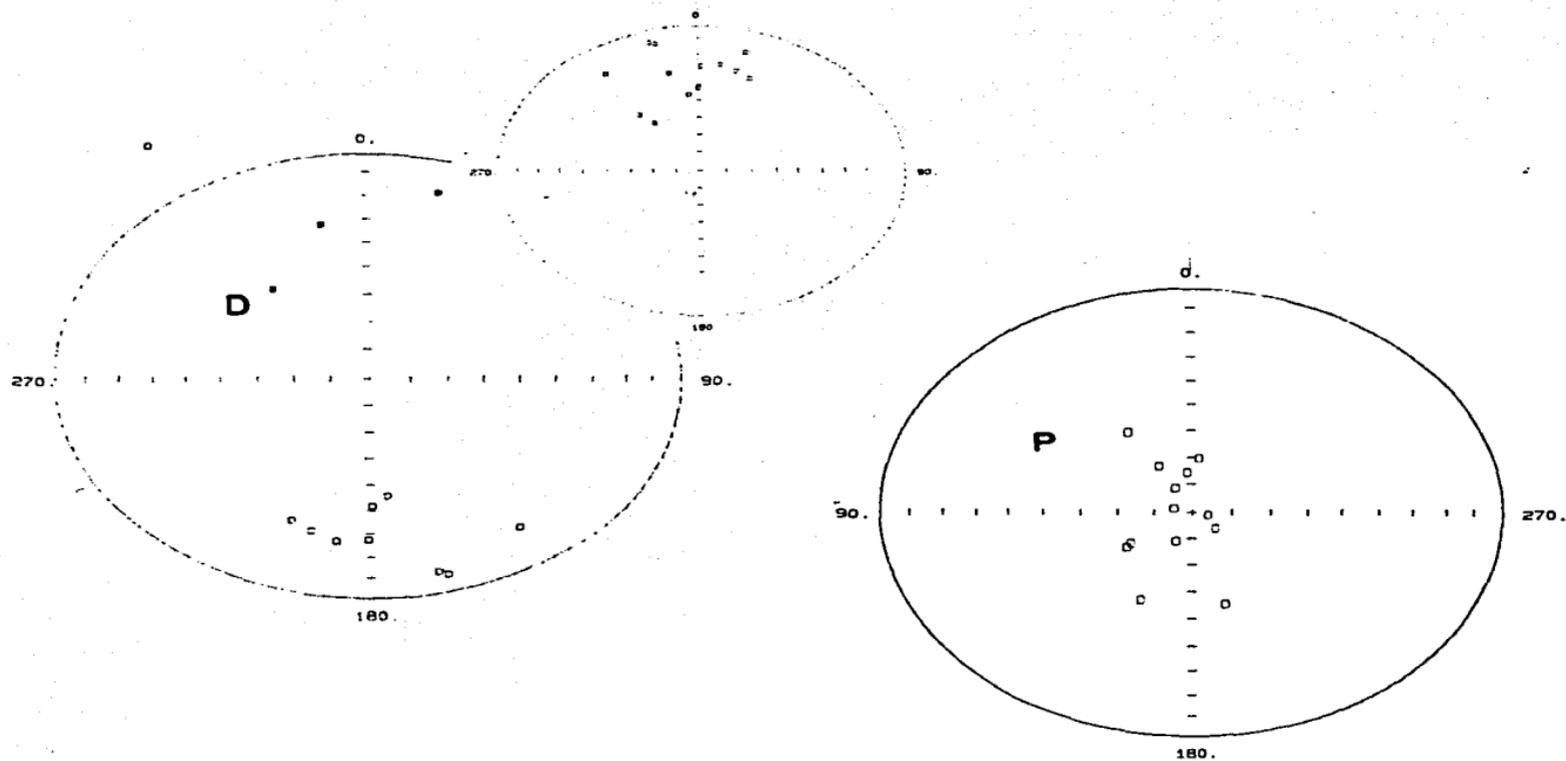


Figura 11. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de 12-16 Ma. En el círculo superior las direcciones se traspasaron al mismo hemisferio.

de 95% de confianza (23.7°), así como la constante de Fisher 11.4, indica una dispersión alta. Además, la polaridad reversa de los domos refleja el hecho de que no se formaron durante la época de polaridad normal Gauss de 2.47 a 3.41 Ma. aunque se pudieron haber formado durante la Época Gilbert de 3.41 a 5.44 Ma., en diferentes episodios volcánicos. La unidad presenta una declinación media de -4.9° con 25.1° de inclinación.

En el extremo suroeste de la cuenca se localiza la sierra de las Cruces que está formada por una gruesa secuencia de lavas y depósitos piroclásticos dacíticos. La topografía disectada, así como el fallamiento NE-SW que forma grandes barrancas, son característicos de la sierra de las Cruces. Mooser y otros (1974) obtuvieron una fecha de 9.8 Ma para la sierra de las Cruces, aunque otro fechamiento posterior (Negendank y otros, 1982) mostró edades hasta de 2.44 Ma. Esto implica que aunque el vulcanismo de la sierra de las Cruces estuvo activo durante más de 7 millones, la composición dominante fue dacítica. Aunque en el Grupo de la sierra de las Cruces, Mooser y otros (1974), incluyen a las andesitas del Cerro del Judío y de Chiluca, junto con las dacitas de Monte Alegre, Cuatro Dinamos y La Marquesa (Formación las Cruces), los parámetros de precisión (K-18.7 y A95-8.8°) muestran una dispersión baja, esto es notable, ya que el rango de edad de esta unidad es tan grande (7 Ma). La declinación para esta unidad es de 0.0785° y la inclinación 40.5.

A diferencia de la sierra de las Cruces con la que ha sido correlacionada en edad, las andesitas de la sierra de Zempoala (Lagunas y Tlalli) no parecen estar asociadas entre sí. Debido a

los parámetros de confianza (A95-116° y k-2.3) la declinación e inclinación como grupo no son indicativos, los valores obtenidos son de 45.8° y 58.8° respectivamente. En la sierra de Zempoala se pueden identificar conos individuales (poligenéticos) que están formados por flujos de lava, lahares y depósitos piroclásticos, tanto de caída como de flujo.

Al incluir todos los sitios de la sierra de las Cruces con las de Zempoala y los domos de la sierra de Guadalupe (2-11Ma), los parámetros estadísticos K (5.9) y A 95 (13.1°) mostraron una alta dispersión angular. Las direcciones son principalmente reversas aunque también se presentan direcciones normales (Tabla 8 Fig. 12). Tanto las direcciones como los polos muestran considerable dispersión (Fig. 12). La dispersión angular de los polos para este grupo es de 16.4° si se consideran todos los datos y de 13.8° si no se consideran los datos que muestran dispersión (Tabla 6).

Las sierra Nevada y de Río Frio constituyen el margen oriental de la Cuenca de México. La sierra Nevada está formada por los estratovolcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl, cuyos productos son principalmente andesitas y dacitas de piroxeno - hornblenda y plagioclasa. Tanto el Popo como el Izta, han producido gruesas secuencias de pomez de caída, así como pequeñas caídas de ceniza, flujos piroclásticos, lahares y lavas. Existen numerosos registros históricos de la actividad del Popo, siendo la última erupción la de 1920. Nixon (1988) fechó las lavas más antiguas del Izta en menos de 1 Ma.

Los volcanes de la sierra de Río Frio se localizan al norte

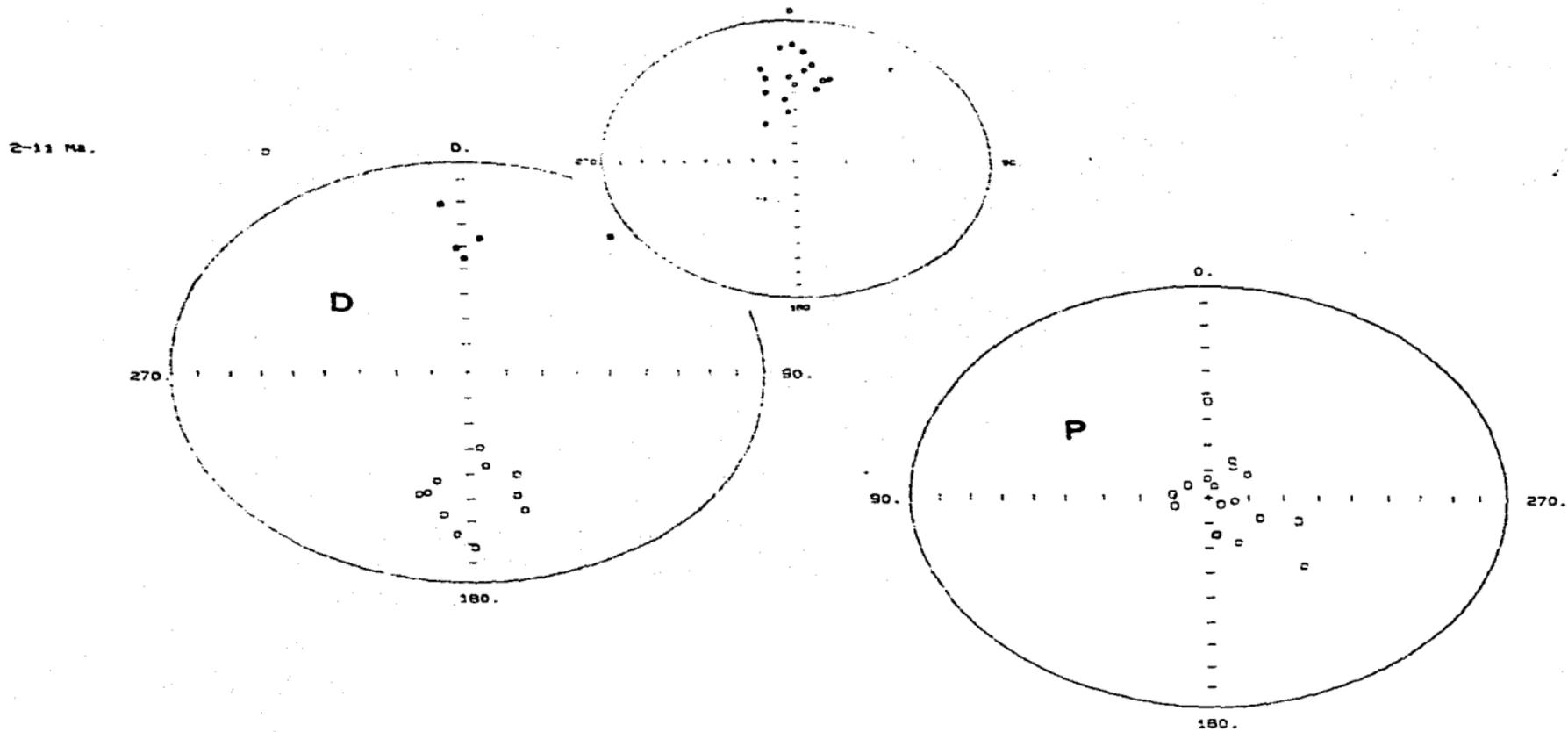


Figura 12. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de 2-11 Ma. En el círculo superior las direcciones se traspasaron al mismo hemisferio.

de la sierra Nevada. Las lavas y flujos piroclásticos de la sierra de Río Frio parecen ser del Pleistoceno (Mooser, 1975), aunque posiblemente parte de esta sierra tenga menos de 720,000 a (polaridad normal). Cuando las lavas del Ventorillo (Popo) se incluyeron con los sitios de la sierra de Río Frio, los parámetros estadísticos de confianza ($K=10.1$ y $A95=12.2^\circ$) presentaron una dispersión baja pero la declinación, 129.2° y 144.5° e inclinación 70.5° y 78.6° del Ventorillo, lo distinguen de la de la sierra de Río Frio (declinación media 3° e inclinación media 38.5°) y se decidió reubicar a los sitios de la Sierra Nevada dentro del grupo de menos de 720,000a.

Durante el Plio-Pleistoceno, cerca del margen meridional de la Cuenca, se formaron los volcanes Chimalhuacan, Peñón Viejo, Pino y La Estrella. Debido a su morfología más erosionada, es posible que el cerro de la Estrella represente un evento más antiguo. Al agrupar los volcanes se obtuvo una declinación media de -2.4° con una inclinación de 17.6° . Estos volcanes del SE de la cuenca pueden ser contemporáneos a los volcanes de la sierra de Río Frio y al vulcanismo del área de Teotihuacan. Al incluirlos en un mismo grupo se obtuvo una declinación media de -0.1° con una declinación de 31.8° .

La sierra de Santa Catarina está formada por una serie de 7 conos alineados E-W. Estos conos y domos monogenéticos crecieron dentro de los sedimentos lacustres de la cuenca. Aunque anteriormente estos volcanes monogenéticos se habían correlacionado con los volcanes de la sierra Chichinautzin, no deben ser de la misma edad, ya que la sierra de Santa Catarina también presenta

polaridad reversa y por esta razón se consideran dentro del grupo volcánico de 0.72 - 2.5 Ma. (Tabla 9, Fig. 13). Al graficar los paleopolos se observa que la mayoría de los puntos se concentran alrededor del polo actual. La dispersión angular de los polos para este grupo de volcanes es de 6.9° - 11° (Tabla 6).

La Sierra Chichinautzin

Todos los sitios de la sierra Chichinautzin presentan polaridad normal (Tabla 10), lo que los ubica dentro de la época Bruhnes (menos de 0.72 Ma) que concuerda con la juventud del relieve y el fechamiento. Bremer (1984) en cambio, obtuvo varias direcciones intermedias en su estudio de los volcanes de la parte este de la sierra Chichinautzin.

En el estudio paleomagnético de los volcanes del Valle de Toluca (Bremer, 1984; Martin Del Pozzo, 1985) se observó que el Ajusco presenta polaridad reversa (declinación - 152° e inclinación -20°), lo que lo sitúa dentro de la época de polaridad reversa, Matuyama, y por lo tanto, es más antiguo que 0.72 Ma. Las magnetizaciones del Ajusco presentan campos destructivos medios entre 30 y 45 mt y temperaturas de bloqueo "con rango discreto" entre 400° y 500°C (Bremer, 1984).

El volcán Cuates fue fechado por radiocarbono (Bloomfield, 1975) en más de $38,590 \pm 3,210\text{a}$ y muestra polaridad normal con declinaciones de 350° e inclinaciones alrededor de 65° . Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios entre 30 y 40 mt y temperaturas de bloqueo de 150 - 470° (Bremer, 1984).

Las lavas del volcán Santa Fe fechadas en $30,500 \pm 1,160\text{a}$

Tabla 9. Lavas de .72 - 2.5 Ma.

Sitio	No. Muestras	Declinación	Inclinación	95	K	Lat. N	Long. W	Lat. Polo P	Long. Polo P
1 R	6/6	20.2	22.°	10.6	41	19.50	98.52	69.11	9.77
2 F	8/8	357.1	31.°	8.6	43	19.50	98.50	86.8	140.84
3 R	6/7	0.3	62.°	7.9	74	19.50	98.82	65.90	261.71
4 R	8/8	356.7	27.°	8.2	47	19.36	98.84	86.47	145.80
5 R	7/7	0.6	28.°	8.3	54	19.33	98.79	85.52	73.76
11 F	3/3	359.2	33.°	13.8	87	19.34	98.67	88.51	111.95
14 F	7/7	357.6	28.°	4.2	209	19.23	98.74	85.35	111.19
16 F	7/7	359.4	13.°	4.8	178	19.21	98.77	77.36	83.95
17 F	7/7	3.5	24.°	4.5	178	19.21	98.75	82.79	52.92
18 F	7/7	356.7	30.°	11.4	43	19.23	98.64	85.57	127.02
19 F	7/7	356.6	31.°	6.8	79	19.23	98.64	86.23	140.87
20 F	7/7	3.8	35.°	7.6	64	19.23	98.64	86.36	340.17
21 F	7/7	7.4	38.°	7.1	73	19.22	98.65	82.72	332.59
53 R	8/8	356.7	27.°	8.2	47	19.32	98.83	84.51	116.75
52 S	7/7	355.4	12.°	3.4	316	19.37	99.03	76.26	100.58
41 S	7/8	348.9	32.°	7.8	61	19.36	99.09	79.38	164.60
47 S	5/6	3.2	10.°	7.1	117	19.32	98.91	75.68	68.10
48 S	6/6	2.3	7.°	11.6	34	19.33	98.90	74.17	72.10
51 S	8/8	356.8	24.°	4.9	131	19.24	98.87	82.90	107.24
5 NE	6/7	350.4	30.°	14.1	24	19.73	99.83	80.38	154.11
4 NE	6/7	331.0	20.°	4.3	248	19.62	98.99	60.53	156.86

0.72-2.5

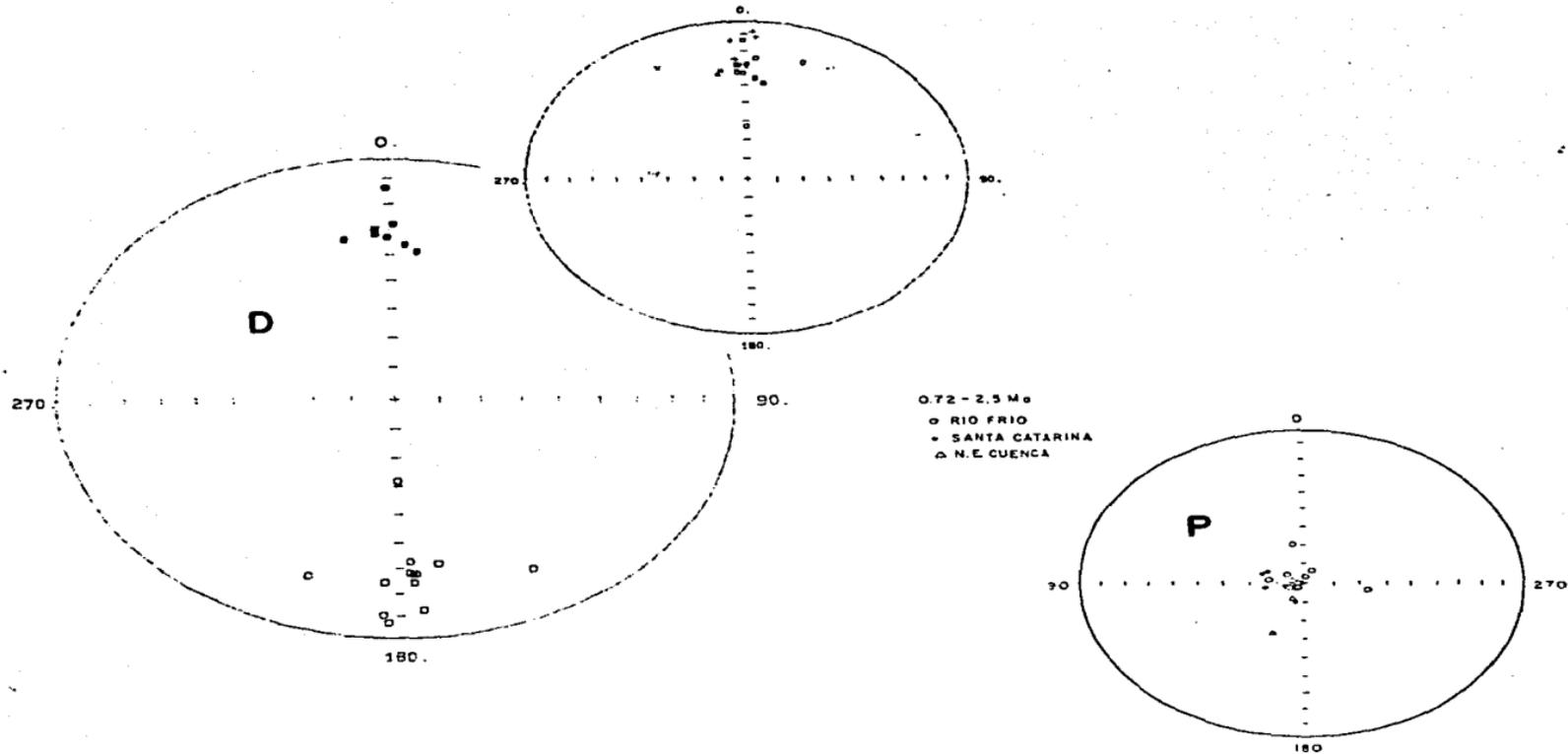


Figura 13. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de 0.72-2.5 Ma. En el círculo superior las direcciones se traspasaron al mismo hemisferio.

Tabla 10. Lavas < 72 Ma

Sitio	No. Muestras	Declinación	Inclinación	95	X	Lat. N	Long. W (-)	Lat. Polo P	Long. Polo P
1 C	6/6	353.3	24.1	5.1	116	19.19	98.60	80.79	126.56
2 C	3/6	21.6	23.5	16.1	60	19.14	98.84	66.12	6.28
4 C	5/6	23.8	21.5	9.4	67	19.13	98.82	65.70	6.92
5 C	8/8	344.5	35.3	5.2	114	19.21	98.93	77.14	163.85
6 C	6/6	356.6	25.4	10.6	39	19.23	99.00	83.28	110.55
7 C	9/10	353.3	23.7	8.3	39	19.24	99.00	80.59	1.52
8 C	6/6	352.0	23.9	4.5	219	19.21	99.02	79.79	131.02
9 C	7/7	10.0	17.3	10.3	36	19.19	99.02	75.83	36.47
10 C	6/6	356.9	34.9	7.0	92	19.25	99.07	87.07	171.03
11 C	7/7	341.8	27.3	13.1	22	19.25	99.06	71.95	158.39
12 C	4/6	9.3	17.4	12.2	56	19.21	99.10	76.31	36.46
13 C	7/7	355.7	17.3	12.6	24	19.22	99.11	78.83	103.37
14 C	7/7	6.7	24.7	6	104	19.33	99.18	80.94	34.58
15 C	8/8	354.9	38.8	2.7	439	19.30	99.15	64.56	200.31
16 C	3/7	3.7	35.4	10.1	150	19.27	99.17	86.50	345.44
17 C	6/6	4.1	33.8	8.65	61	19.26	99.18	86.04	1.14
18 C	7/7	1.2	31.2	3.4	314	19.25	99.18	87.34	55.23
19 C	3/9	1.6	29.3	24.4	27	19.24	99.17	86.12	57.42
21 C	8/8	1.1	36.1	6.8	68	19.24	99.16	88.7	313.25
22 C	6/6	355.2	36.9	13.8	24	19.23	99.17	85.29	26.59
23 C	8/8	1.0	38.5	3.5	259	19.25	99.15	87.39	281.69
24 C	6/6	0.3	35.9	8.7	60	19.21	99.14	89.26	283.17
25 C	5/6	252.6	15.4	7.9	95	19.20	99.16	76.56	114.14
26 C	6/6	6.7	17.8	16.4	18	19.17	99.15	78.04	47.08
27 C	10/10	1.9	17.6	9.63	26	19.14	99.17	79.71	70.27
28 C	7/7	358.5	33.4	3.8	253	19.12	99.18	88.33	139.49
30 C	5/7	14.3	6.1	11	50	19.09	99.22	68.73	37.95
31 C	8/8	16.2	25.3	9.2	37	19.06	99.24	73.42	8.68
32 C	7/8	2.0	19.1	12.4	25	19.05	99.24	80.57	68.64
34 C	7/7	352.8	41.6	2.7	489	19.03	99.29	81.61	209.05
35 C	8/8	8.3	9.8	7.4	50	19.03	99.27	73.75	49.81
36 C	7/7	346.6	36.1	6	101	19.02	99.25	77.33	177.56
37 C	6/8	338.4	47.8	10.1	31	19.03	99.27	67.99	201.37
38 C	6/6	46.4	12.2	8.8	59	19.04	99.29	43.09	0.33
24 N	3/7	7.8	21.4	8.9	192	19.19	98.65	78.94	37.36
25 N	6/6	354.0	30.0	7.6	80	19.19	98.64	83.50	143.92
26 N	7/7	331.9	24.4	11.3	29	19.18	98.64	62.28	162.24
47 N	4/7	13.8	31.2	9.4	96	19.13	98.67	76.68	359.00
49 N	7/7	354.6	33.7	17.4	13	19.13	98.67	84.84	164.53
53 N	8/8	356.1	39.8	4.2	178	19.12	98.66	84.95	215.83
55 N	7/7	352.7	18.0	7	76	19.08	98.67	77.87	117.99
56 N	7/7	356.3	35.5	4.9	153	19.08	98.67	88.28	192.39

Nota: C es Sierra Chickinautzin; N Sierra Nevada; S Sierra Santa Catarina y áreas cercanas NE noreste de la cuenca; R Río Frío; X Sierras de Las Cruces y Tempoala; G es la sierra de Guadalupe más joven y G' es la más antigua; Z es el Grupo Zacatepec que incluye sitios diferentes de edad similar.

(Bloomfield, 1975) presentan una polaridad intermedia con declinaciones de $.208^\circ$ e inclinaciones de aproximadamente 20° . Los campos destructivos medios fueron de 10 mt y las temperaturas de bloqueo de 100° a 260°C y 260° a 470°C (Bremer, 1984). El volcán Tezontle de $21,860 \pm 380\text{a}$ (Bloomfield, 1975) también muestra polaridad intermedia con declinaciones de 75° e inclinaciones de 66° . Las magnetizaciones presentan campos destructivos medios de 25 - 65 mt (Bremer, 1984).

Una edad menor de $29,560 \pm 160$ para el volcán Cuautl fue determinada por Bloomfield (1975) con radiocarbono. Los tres sitios de las lavas de este volcán presentan una declinación de 150° e inclinación de 29° , lo que refleja una polaridad intermedia (campo transicional?). Las magnetizaciones presentan campos destructivos entre 18 y 25 mt y temperaturas de bloqueo entre 100° y 470°C (Bremer, 1984).

El basalto Tenango, que realmente es una andesita, fue muestreado en el sitio arqueológico de Teotenango. Las lavas de $8,440 \pm 70\text{a}$ (Bloomfield, 1975) presentan polaridad intermedia (declinación 102° y 73° e inclinación -20° y 33°) (Bremer, 1984). Aunque existe cierta dispersión en los datos, es posible que las polaridades transicionales representen excursiones (p.e. Laschamp, Mungo...) dentro de la época de polaridad normal. Otra posibilidad es que las polaridades reflejen un alto error analítico debido a las dificultades de medición que se presentaron en el periodo de las mediciones.

Las altas intensidades de los sitios medidos para este estudio, se consideran ligadas a las titanomagnetitas que son las

portadoras principales de la magnetización, aunque también se observó ilmenita en algunas muestras. El tamaño y características de los minerales se presentan en la descripción petrográfica (SEM).

Todas las direcciones de magnetización de los sitios de la sierra Chichinautzin muestran polaridad normal, lo que coincide con una edad menor a los 720,000a para el vulcanismo de la sierra Chichinautzin. En la Fig. 14 también se observa que al graficar los sitios de la sierra Nevado presentan la misma distribución que los de Chichinautzin, por lo tanto podrían corresponder a la misma edad.

La posición polar media estimada para la Formación Chichinautzin es de 74°N y 86.1°E con parámetros estadísticos de $K=34.8$ y $A95=4^{\circ}$ y como puede observarse en la Fig. 14, los paleopolos presentan una distribución alargada N-S. La dispersión angular de los polos para la sierra Chichinautzin es de 9.8° (Sf) la cual es menor (Tabla 6) que la paleovariación secular propuesta para estas latitudes (McFadden y Mc Elhinny, 1984).

Los ciclos de movimiento (Wobble) dipolar considerado uno de los componentes más importantes de la variación secular, tienen una duración del orden de 10,000 años (Mc Elhinny y Merril, 1975). Esto indica que basándose en las determinaciones de ^{14}C , el vulcanismo de la sierra Chichinautzin se formó durante, por lo menos, cuatro ciclos (40,000a) y por lo tanto, es recomendable detallar los estudios con un mayor número de fechamientos.

Conclusiones

Se estableció una magnetoestratigrafía para las unidades

<0.72 Ma
 ○ CHICHINAUTZIN
 △ SIERRA NEVADA

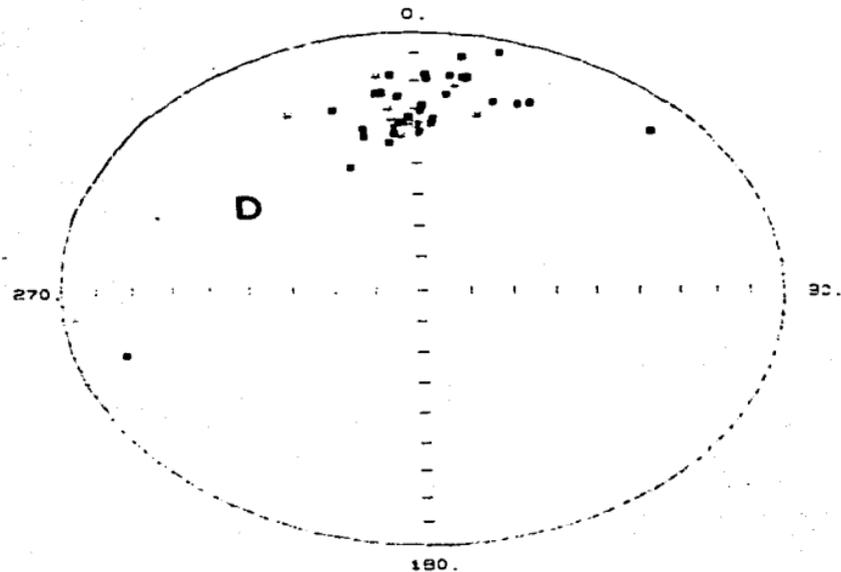
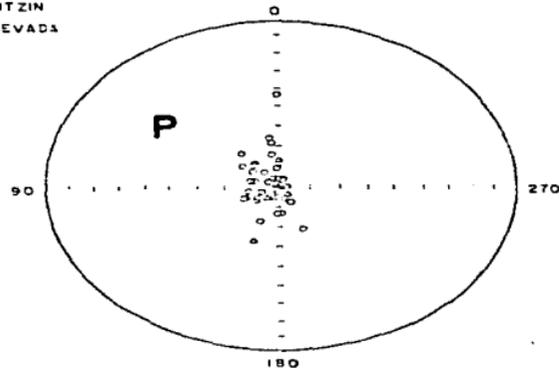


Figura 14. Diagrama que muestra las direcciones (D) y paleopolos (P) de las lavas de menos de 0.72 Ma. En la representación de direcciones (izq.) las estrellas pertenecen a la Sierra Nevada y los cuadros a la Sierra Chichinautzin.

volcánicas de la cuenca de México, basándose en las características geológicas, morfológicas y de fechamiento. Estas unidades magnetoestratigráficas (>27 Ma, 16-21 Ma, 12-16 Ma, 0.72-2.5 Ma y <0.72 Ma) pueden servir como base para estudios paleomagnéticos futuros que se apoyen en un mayor número de fechamientos y por lo tanto permitan detallar la magnetoestratigrafía y variación secular.

Es notable que la mayoría de los sitios de las diferentes unidades magnetoestratigráficas, a excepción de la de <0.72 Ma, muestran polaridades reversas. Es posible que esto sea debido a un sesgo en el muestreo, aunque también puede indicar un vulcanismo más intenso en épocas de polaridad reversa.

Dada la importancia de la cuenca de México se considerara necesario continuar los estudios paleomagnéticos para entender el patrón eruptivo de las rocas volcánicas que la forman.

GEOQUIMICA
Y
PETROGENESIS

INTRODUCCION PETROGENETICA

En la actualidad existe una serie de modelos para explicar la diversidad magmática y por dicha razón se consideró de interés incluir una introducción referente a la petrogenesis.

Los factores que definen la evolución y composición de los magmas incluye el grado de fusión parcial y tipo de fuente, cristalización fraccionada al ascender el magma, mezcla de magmas y asimilación. Esto a su vez depende de la presión, profundidad de separación, del liquido parental y rango de profundidad sobre el cual ocurre la cristalización fraccionada y la mezcla o asimilación.

Los magmas al enfriarse se diferencian y solamente un flujo muy rápido inhibe la diferenciación cristal-liquido, liquido-liquido o gas-liquido. La cantidad de agua presente en un magma es crítico. La temperatura del solidus para un magma rico en agua aumenta con la disminución de la presión (Kennedy, 1955). Al ascender el magma cristaliza porque la temperatura del magma es menor que la del solidus, aunque cristaliza por la baja de presión no por el enfriamiento. Un magma no saturado, que contenga agua puede ascender sin cristalizar. Bowen (1928, 1941) distingue dos tipos de cristalización: la cristalización en equilibrio donde los cristales formados reaccionan con el magma y permanecen en equilibrio y la cristalización fraccionada donde los cristales formados se separan del magma tan rápidamente como se forman. Según Bowen las andesitas son el producto de la cristalización fraccionada de un magma padre basáltico con enriquecimiento de sílice. Fenner (1929) en cambio concluyó que la cristalización del basalto produce un liquido residual alto en hierro. En la actualidad los datos experimentales apoyan tanto el esquema de Fenner como el de Bowen (Yoder, 1979).

La existencia de grandes batolitos graníticos como productos de la cristalización fraccionada de rocas básicas-intermedias-ácidas presenta un serio problema de espacio, ya que deberían encontrarse voluminosas rocas básicas subyacentes. Datos de velocidad de la onda P y de densidad (Bateman y Eaton, 1972) en el

Batolito de la Sierra Nevada indican la ausencia de un componente basáltico subyacente. Aunque la cristalización fraccionada es muy utilizada para explicar la petrogénesis de rocas ígneas el principal obstáculo es el volumen, ya que con 100 partes de magma basáltico se obtendrían 80 partes de basalto, 10 de diorita y cinco, respectivamente, de granodiorita y granito y por lo tanto, tendría que haber más basalto que granito en la corteza continental, cosa que hasta el momento se ha rechazado.

La cristalización fraccionada se afecta por la presión de filtración (líquido empujado desde los intersticios de los cristales y que ocurre probablemente únicamente en ambientes orogénicos), diferenciación durante el flujo y separación de cristales por gravedad (flotación y hundimiento). Otros mecanismos de diferenciación magmática incluyen la inmiscibilidad de líquidos (líquidos silicatados-sulfuros y silicatados-carbonatados, de poca importancia, excepto quizá, en granitos donde se observan glóbulos ricos en Fe y Si) y la transferencia gaseosa (separación de una fase fluida volátil por la transferencia de elementos más móviles dentro del magma o roca encajonante).

Datos experimentales (Green y Ringwood, 1967 y O'Hara y Yoder, 1967) muestran que las tendencias de cristalización de un magma basáltico varían con la presión. Si los magmas interrumpen su ascenso a presiones altas el líquido residual es controlado por la cristalización fraccionada de la eclogita con los líquidos residuales, teniendo a lavas potásicas, máficas, kimberlitas y carbonatitas. Si el ascenso es interrumpido a presiones intermedias, los líquidos residuales formados por la cristalización fraccionada de l'herzolita de espinela y wehrlita de espinela tendrían composiciones nefelinicas subsaturadas en sílice. Si la interrupción ocurre a bajas presiones (con la disminución de la presión) los líquidos residuales de la cristalización fraccionada de una peridotita de plagioclasa variarían entre basalto alcalino de olivino-basalto alto en alúmina-toleita de cuarzo (O'Hara y Yoder, 1967).

Según Osborn (Yoder, 1979) la cristalización fraccionada del basalto para altas presiones (8-20 Kbar) seguida por

fraccionamiento a bajas presiones es, a alta presión, espinela + olivino -> espinela + piroxeno y, a baja presión, plagioclasa + olivino -> plagioclasa + piroxeno -> plagioclasa + piroxeno + magnetita.

Los cristales acumulados o cumulus son cristales precipitados antes de la modificación por una cristalización posterior. Únicamente cristales no zoneados y euhedrales pueden considerarse de este tipo (Wager et al., 1960). Los cristales zoneados y poikiolíticos están asociados a la cristalización de líquidos "intercumulus" relacionados a condiciones de temperatura y presión más bajas. Los "cumulus" de cristales también pueden transformarse a cristales adaptados a condiciones de presión y temperatura bajas según la reacción de Bowen y no presentarían zoneamiento si el proceso se llevara a su término.

La fusión parcial es la fusión de una parte de una roca. A diferencia de la cristalización fraccionada que produciría una serie continua de magmas, la fusión parcial desarrolla magmas de composiciones discontinuas. Sin embargo, grandes volúmenes de magmas con composición uniforme pueden generarse por la fusión fraccionada (Yoder, 1979). El problema principal que presenta la fusión parcial es la concentración de calor para dicha fusión. Gurney y Harte (1980) muestran en un estudio de elementos mayores que a las l'herzolitas de granate le ha sido extraído un porcentaje de fusión parcial. Ellos consideran (en los xenolitos presentes en las kimberlitas) que la secuencia de más fértil a más empobrecida es la l'herzolita de granate-harzburgita-dunita, donde la dunita es el residuo de la extracción del basalto de la fuente de l'herzolita. Las picritas también han sido consideradas padres de los basaltos, aunque las picrititas pueden fraccionarse en el manto o corteza o mezclarse para producir los basaltos y por su densidad no se observan en la superficie. Esto no explica su escasez dentro de knos xenolitos.

En la actualidad, se ha evidenciado zonas del manto que han sido empobrecidas o enriquecidas y que producen características diferentes en los magmas que de ellas se derivan. El manto empobrecido es una fuente de la cual un magma enriquecido en

elementos incompatibles ha sido previamente extraído y el manto enriquecido es el que ha sido metasomatizado por fluidos que lo enriquecen en elementos incompatibles; es un proceso en el que es posible la participación de material primitivo del manto inferior. La fusión parcial del manto empobrecido produciría un magma toleítico y, del manto enriquecido, un magma alcalino. Por otro lado, un bajo grado de fusión parcial del manto puede producir magmas alcalinos mientras que un alto grado produciría magmas toleíticos.

Cálculos de balance de masa sugieren que la tercera parte del manto ha sido empobrecida (O'Nions, 1979) quedando esta separada del manto no empobrecido a los 650 km (Allegre et al., 1983). La discontinuidad sísmica que se presenta a los 650 km puede estar asociada tanto a una discontinuidad química (Lees et al., 1983) como a la transición de fase de la perovskita (Silver et al., 1985). Estudios de las rocas crónicas más antiguas muestran que provienen del manto empobrecido en vez de la corteza reciclada o del manto primitivo (Hamilton et al., 1983; Brevart et al., 1986). En cambio, la fusión directa de una placa al subducirse y la migración de fluidos de la placa hacia el manto continúa siendo incierta.

La contaminación y mezcla de magmas son procesos que se han documentado principalmente, en la formación de magmas calcialcalinos, donde la participación de la corteza continental puede provocar la asimilación. Mezclas dentro del manto también pueden ocurrir y han sido utilizados para explicar las variaciones de composición, principalmente, en los puntos calientes y centros de dispersión (Batiza y Vanko, 1989). Basándose en datos de Sr-Nd y Pb para islas oceánicas, Hart y otros (1986) argumentan a favor de un proceso de mezclas en el manto que produce un nuevo "array" para el manto.

Eichelberger (1978) sugiere que la transferencia de calor en el movimiento ascendente de los magmas basálticos proporciona la energía para la generación de magmas ácidos en la corteza inferior y relaciona los bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a un bajo grado de fusión de una fuente ráfica.

Toda variación de composición de un líquido a otro dominio (por ejemplo, por asimilación de materiales externos) se traduce en un efecto de precipitación de fases minerales en la barrera térmica y por la disminución de la cantidad de líquido en el sistema; la composición del líquido disminuye de la misma manera que la barrera térmica (Maury, 1978). Debido al problema calórico la mayoría de los autores proponen un máximo de 10 o 15% de asimilación para la generación magmática.

Puede suponerse que después de diferentes grados de fusión parcial de un manto heterogéneo y posiblemente de partes de la corteza, el magma sube por diferencia de densidad a través de la corteza. La composición, temperatura, presión y contenido de volátiles del sistema cambian en el proceso de ascenso y al interactuar con las rocas encajonantes y reequilibrarse con cristales restiticos. Este proceso se complica con entradas sucesivas de magma menos diferenciado que produce mezclas magmáticas. Es difícil por lo tanto explicar la evolución de una roca ígnea como producto de un proceso simple como la diferenciación o la fusión parcial exclusivamente.

Tendencias de composición específicas o linajes en las rocas ígneas pueden asociarse a ambientes tectónicos determinados. El linaje o serie toleítica se ha caracterizado por los MORB (Basaltos de las crestas mesoocéánicas) analizados originalmente en Islandia (Wager, 1960). Aunque posteriormente se ha observado que las toleítas oceánicas, que parecen ser padres basálticos, son de dos tipos, las de las crestas (empobrecidas en K_2O , tierras raras ligeras y Sr y Pb radiogénicos) y las de las islas (Azores, Hawai) (Yoder, 1979). Las toleítas de arco insular parecen estar restringidas a frentes volcánicos de zonas de subducción con tasas de convergencia mayores a 7 cm/año y presentan asociaciones variadas de elementos trazas (Jakes y Gill, 1970; Masada y Hoki, 1978; Gill, 1981). También existen toleítas en zonas de rifts continentales. Las toleítas son normativas en cuarzo e hiperstena, sobresaturadas en sílice y pobres en álcalis (Yoder y Tilley, 1962).

Aunque los basaltos de las crestas meso-océánicas (MORB)

parecen estar relacionados a fuentes del manto empobrecido en elementos incompatibles, existe cierta heteogeneidad en las características isotópicas y de elementos traza que se ha asociado a fallas transformantes, centros de dispersión traslapados, altos batimétricos, desviaciones de la linealidad axial, cercanía a puntos calientes y velocidad de dispersión (Shilling, 1985; Price et al., 1986; Longhi, 1987). Batiza y Vanko (1984) consideran que las variaciones en los MORB se deben a heterogeneidades intrínsecas del manto y que mayor fusión bajo los centros de dispersión rápidos promueve la mezcla de diferentes componentes y reduce la heterogeneidad. Son necesarias por lo menos tres mezclas de manto empobrecido con material enriquecido en elementos incompatibles para explicar la distribución de los datos de los basaltos oceánicos (White, 1985; Allegre y Turcotte, 1985). El material enriquecido puede ser manto subcontinental (Allegre y Turcotte, 1985) o corteza reciclada (Weaver et al., 1986). Johnson y otros (1985) propusieron que las andesitas y basaltos toleíticos de Nueva Guinea se formaron por fusión parcial de las peridotitas del manto selectivamente empobrecida y metasomatizada por un componente rico en tierras raras ligeras.

Los magmas de las grandes mesetas de basaltos toleíticos (Colombia River, Deccan, Karoo ...) están asociados a la fusión parcial de material del manto, en ocasiones enriquecido. Estos magmas se almacenan en la base de la corteza en donde se fraccionan, asimilan y sus cámaras magmáticas son periódicamente rellenadas (Hooper, 1984; Mantovani et al., 1985; Cox y Hawkesworth, 1985).

Las rocas alcalinas se han asociado a puntos calientes. rifts continentales y zonas profundas de los márgenes de convergentes de placas. La tendencia alcalina presenta nefelina normativa y es subsaturada en sílice (Yoder y Tilley, 1962) y rica en álcalis.

Se considera que la fuente de donde provienen las rocas alcalinas es un manto metasomatizado por fluidos que lo enriquecen en elementos incompatibles tales como potasio y sodio (Haggerty, 1983; Menzies et al., 1985). Estudios sobre xenolitos del manto subcontinental muestran enriquecimiento en elementos traza con

grandes variaciones en isotopos posiblemente relacionado a la migración de fluidos en el manto (Menzies y Wass, 1983; Menzies et al., 1985). La velocidad de ascenso de un magma es un factor importante en la petrogénesis. Los basaltos alcalinos deben presentar una velocidad de ascenso suficientemente grande que impida la fraccionación y permita la conservación de nódulos ultramáficos. Por lo tanto, la génesis de la serie alcalina debe explicarse por otro mecanismo que la cristalización fraccionada. La fusión parcial de zonas enriquecidas del manto puede imprimir el caracter alcalino a los magmas que genera.

Los puntos calientes se atribuyen generalmente a fluidos ascendentes de material caliente del manto profundo (Shilling, 1985). Los basaltos de las islas oceánicas asociadas a puntos calientes son ricos en elementos incompatibles que reflejan un bajo grado de fusión parcial de una fuente normal o un grado mayor de fusión parcial de una fuente enriquecida en el manto (McCallum, 1987). La fuente puede ser el manto inferior primitivo o litosfera subductada y actualmente a profundidad en la astenosfera. En Hawai, posiblemente, el punto caliente más estudiado, también se encuentran toleitas generadas por un alto grado de fusión parcial de una mezcla del manto residual con fluidos del manto ascendente (Wright, 1984). Una mezcla de dos componentes también es postulada para explicar la generación de los magmas de Galapagos (Geis et al., 1986). Steinthorsson y otros (1985) proponen la mezcla de un componente cortical (degradación de anfibola) y otro derivado del manto (toleita) para la generación de los basaltos alcalinos de Islandia, donde existe un punto caliente cercano a la dorsal. En cambio la provincia alcalina de Cameroon no está ligada a mezclas ni componentes litosféricos, ya que tanto los basaltos marinos como los continentales de esta secuencia presentan las mismas características geoquímicas. Se ha propuesto un bajo grado de fusión parcial de una fuente tipo MORB para estos magmas (Fitton y Dunlop, 1985).

Las Shoshonitas son rocas ricas en potasio y aluminio y pobres en titanio, características que las distinguen de las rocas calcialcalinas y alcalinas. Los magmas shoshoníticos están relacionados

a zonas de subducción y contienen olivino, piroxeno, feldespatos potásico y analcima (Jakes y White, 1972). Los estudios de Javoy y Hedge (1976) y Girod y Magothier (1976) en Estromboli mostraron que las shoshoníticas (50-54% SiO₂) eran producto de la cristalización fraccionada y contaminación.

Los magmas calcialcalinos generalmente se relacionan a zonas de subducción activas o fósiles, presentan plagioclasa normativa y están saturados en sílice (Yoder y Tilley, 1962). También muestran valores elevados en aluminio en relación a otras tendencias.

La contaminación de algunos magmas calcialcalinos por el manto subcontinental y por la corteza se ha documentado en los Andes (Barreiro y Clark, 1984), Las Antillas (Davidson, 1985) y Japón (Nohda y Wasserburg, 1986). La mezcla de magmas también es un proceso común en los magmas calcialcalinos (Kay y Kay, 1985). White y Pachett (1984) consideran que los basaltos de los arcos volcánicos están relacionados a una fuente de tipo MORB contaminada con sedimentos. Las boninitas (andesitas toleíticas de arco ricas en Mg y bajas en Ti), en cambio parecen estar asociadas a fuentes de litosfera empobrecida y posteriormente enriquecida e hidratada (Longhi, 1987). En cuanto al granito (tipo I) existen discrepancias sobre las proporciones de manto y corteza involucradas en su generación (Gray, 1984; Cameron y Cameron, 1985) así como en la cristalización fraccionada (Michael, 1983) y mezcla de magmas (Vernon, 1984).

Se les ha asignado un papel importante al agua y a la fugacidad de oxígeno en la generación de los magmas calcialcalinos, aunque por algún tiempo se asumió que los magmas calcialcalinos eran generados por la fusión parcial seca de una placa oceánica subductante con la posible participación de sedimentos oceánicos. Green y Ringwood (1968) postularon la generación por fusión parcial anhidra de eclogita de cuarzo pero es difícil visualizar un proceso anhidro cuando existen minerales característicos de las rocas calcialcalinas como la biotita y la anfíbola que indican la presencia de agua. Posteriormente (Arculus et al., 1972), se sugirió una fuente en el manto considerando a los magmas

calcialcalinos como producto de la fraccionación (en presencia de agua) de varios tipos de magmas en la zona compresiva entre las placas. El proceso de fusión parcial del material del manto y fraccionación en la corteza es apoyado por la abundancia de fenocristales presentes en las rocas calcialcalinas que sugieren que existe cristalización a bajas presiones (O'Hara, 1968). Contrariamente a esto, se ha demostrado que se puede generar un magma calcialcalino a partir de basalto rico en aluminio o de andesita directamente por fusión parcial de un manto peridotítico. Halloway y Burham (1972) sugirieron que la fusión parcial de anfibolita a profundidades de 15 a 40 km produciría líquidos andesíticos. La fusión parcial anhídra de eclogita de cuarzo entre 80 y 150 km (Green y Ringwood, 1968) discutida anteriormente, en teoría también es capaz de producir magmas andesíticos. McBirney (1969) postuló que el agua de la placa subductante bajó el punto de fusión del manto sobreyacente provocando la fusión parcial sin un aporte de calor adicional. Sin embargo, los modelos que sugieren que las andesitas son producto de la fusión parcial requieren que no cristalice el magma en su ascenso. La disminución en temperatura y presión causaría la cristalización de parte del magma, aseveración apoyada por la abundancia de fenocristales presentes en las andesitas. La fraccionación de magmas hidratados para formar residuos andesíticos debe ocurrir entre los 15 y 30 km, porque la plagioclasa cálcica es inestable a presiones mayores de 10kb (Wyllie, 1970) y la anfibola es inestable a presiones menores de 5kb (Cawthorn y O'Hara, 1976), aunque con sodio y agua la hornblenda puede cristalizar a presiones más bajas.

La ausencia de un enriquecimiento en hierro en la tendencia calcialcalina se ha tratado de explicar por la fraccionación de magnetita, aunque sólo se presenta en forma de pequeños cristales accesorios generalmente intergranulares en este tipo de rocas. Otra explicación para la ausencia del enriquecimiento de hierro es la fraccionación de anfibolas que según Kushiro (1974) resultaría en un líquido residual con bajas razones de Fe/Mg y alto contenido de SiO₂. Esto ocurriría bajo regímenes de presión temperatura donde la anfibola y la plagioclasa pudieran cristalizar. La plagioclasa

cálcica es inestable a más de 10 kb (Wyllie, 1970) y la anfíbola a menos de 5 kb (Cawthorn y O'Hara, 1976). En experimentos con andesita y agua, la hornblenda cristaliza cerca del líquido entre 2.5 y 12 kb y después es acompañada por clinopiroxeno y plagioclasa (Jakey y White, 1972). Aunque Cawthorn y O'Hara (1976) concluyen que las andesitas calcialcalinas se derivan de magmas basálticos hidratados por fraccionación de anfíbolos. Experimentos llevados a cabo sobre la separación de anfíbola para generar la tendencia calcialcalina muestran un enriquecimiento en hierro en el líquido residual (Halloway y Burnham, 1972). Estudios más recientes en las rocas calcialcalinas de las Aleutianas indican la posible importancia de la fraccionación de la anfíbola (Kay y Kay, 1985).

Es difícil explicar las diferencias en las tendencias toleíticas y calcialcalinas solamente por la fraccionación de sus componentes ya que los magmas calcialcalinos no presentan un enriquecimiento en hierro como los magmas de otras tendencias, pero estudios recientes postulan que la diferenciación de un magma basáltico rico en aluminio es capaz de producir tendencias con enriquecimiento en hierro (toleítico) o en álcalis (calcialcalina) dependiendo de la profundidad y del porcentaje de agua, mezcla de magmas y contaminación. (Grove y Baker, 1983; Grove et al., 1983; Grove y Kinzler, 1986; Kay y Kay, 1985). Experimentalmente el basalto rico en alumina no puede ser derivado de una toleita de olivino por cristalización fraccionada a bajas presiones (Baker y Egger, 1983) pero si a altas presiones (8 kb) con olivino y clinopiroxeno como fases del liquidus (Tatsume y otros, 1983).

Perfit y otros (1980) al estudiar 1,200 muestras de arcos insulares encontraron razones de $Mg/Mg+Fe^{++}$ (>65) similares para IAB (basaltos de arcos de isla) y MORB (basaltos de crestas oceánicas) y sostienen que los IAB no presentan altos valores en Al_2O_3 ni la típica ausencia del enriquecimiento en Fe, aunque algunos si presentan valores mayores de K_2O . Proponen que la diferencia en elementos mayores y trazas entre los IAB y MORB son debidos a una mayor profundidad de cristalización o P_{H_2O} para los IAB donde OL y CPX dominan el fraccionación mientras que en los MORB domina la cristalización de PLG + OL. Debe mencionarse que en

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

los magmas de márgenes continentales la presencia de PLG es notable, lo que sugiere variaciones del modelo de Perfit y otros (1980) para IAB con respecto a los magmas de márgenes continentales. Los IAB presentan un enriquecimiento en elementos LIL y empobrecimiento en high field strength ions" (Zr, Nb) y valores mayores en $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ y Cl/F con relación a los MORB y IAB. Esto puede deberse a un proceso complejo de contaminación que involucra corteza oceánica y sedimentos, deshidratación, transferencia de volátiles y fusión parcial de un manto metasomatizado bajos los arcos insulares (Perfit y otros, 1980).

Entre los magmas toleíticos y alcalinos existe una barrera formada por el feldespato potásico pero esto no excluye los enriquecimientos y mezclas discutidas anteriormente.

Las variaciones en las tendencias toleítica-calcialcalina-alcalina pueden producirse por distintos grados de fusión parcial en el manto de una misma fuente, por variaciones en la profundidad de generación, por fusión parcial de diferentes fuentes (enriquecimiento en alcalis de la fuente o empobrecimiento), mezclas magmáticas y contaminación, y las diferencias en el fraccionamiento con la profundidad y la presencia de agua.

El carácter primitivo, paterno o derivado de los magmas es un tema muy discutido. Es difícil atribuir un origen derivado a magmas ultrapotásicos o nefelinicos donde no hay basaltos (p. e. anortositas) y pueden indicar un cambio a largo plazo en los regímenes térmicos y en la composición de las fuentes en el manto. En cambio las l'herzolitas fértiles pueden producir basaltos por fusión parcial mientras que algunas harzburgitas están empobrecidas en elementos que intervienen en las fusiones parciales iniciales. En cuanto al basalto, O'Hara (1968) opino que si hubiera habido fraccionamiento extenso de olivino anterior a la erupción de un magma basáltico, el magma primario habría sido picrítico en vez de basáltico. Ringwood (1975) basándose en la distribución de Ni y Cr en basaltos, argumento en contra de la fraccionamiento del olivino durante el ascenso del magma dentro del manto y asevero que los basaltos se derivan de magmas primarios modificados durante el ascenso. En los experimentos de fusión de Yoder (1979) no se

encontró olivino dentro del conjunto de minerales de alta presión. Más recientemente se ha demostrado que los magmas basálticos pueden ser más densos que el olivino a presiones del manto superior y así concentrarse a profundidad (Herzeberg, 1984; Ohtani, 1984).

En la actualidad, aún con el avance de las diferentes técnicas geoquímicas y geofísicas, continúan existiendo numerosas incógnitas en cuanto a las características de las fuentes de generación y los procesos magmáticos en general.

MUESTREO Y METODOS ANALITICOS

En el muestreo de las rocas de la Sierra Chichinautzin se trató de cubrir todo el rango de explosividad volcánica para observar la relación de composición con estilo eruptivo. La edad de los diferentes volcanes monogenéticos se redeterminó siguiendo parámetros geomorfológicos y nuevos fechamientos por radiocarbono. Se definieron los sitios de muestreo para geoquímica de cada unidad morfoestratigráfica de manera que reflejasen los cambios geoquímicos de los magmas en el tiempo. Algunos volcanes como son el Tabaquillo, Tetequillo, Teutli y Xitle se estudiaron mas detalladamente debido a características de mayor interés por sus porcentajes anómalos de minerales ferromagnesianos, abundancia de xenolitos y variación en composición, que pueden proporcionar mayor información acerca de la dinámica de la formación, transporte del magma, asimilación o contaminación y génesis del vulcanismo.

Preparación de las muestras

La mayor parte de las muestras fueron trituradas, lavadas con agua destilada y secadas antes de pulverizar por 12 minutos en un mortero de ágata automático para obtener partículas de menos de 30 μm . Nuevamente fueron enjuagadas con agua bidestilada y secadas a 105°C . La preparación inicial de las muestras para análisis por fluorescencia de rayos X (GQ-AMC), vía húmeda (VH-M), absorción atómica (AAS-Tr), CO_2 , $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3$, se llevó a cabo en los laboratorios de la Universidad de Trier, Alemania Federal, donde también se pulieron las superficies de roca que fueron recubiertas por oro para el estudio de microscopía electrónica de barrido. Las superficies pulidas que se utilizaron para el estudio de microsonda fueron preparadas en la Universidad de Maintz.

Las rocas que fueron analizadas por vía húmeda en el Instituto de Geofísica, UNAM (GF), por fluorescencia de rayos X en el Instituto de Investigadores Eléctricas (RX-IE) y por espectrometría de masas en el Instituto de Física, UNAM, fueron trituradas y pulverizadas en el Instituto de Geofísica con un triturador mecánico y un mortero de ágata manual.

Fluorescencia de Rayos X

Laboratorio Universidad de Geissen (GQ)

Para el análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X, se prepararon pastillas de cada una de las muestras pulverizadas con "spectromelt" (tetraborato de litio-metaborato de litio). Anteriormente las muestras y el "spectromelt" fueron puestos en envases de vidrio y calentados a 105°C en un horno durante la noche para remover el agua superficial y la humedad del ambiente. Un gramo de cada muestra fue mezclado con 4 grms de "spectromelt", vaciado en cápsulas de platino y fundido por 10 minutos. Durante la fusión, a los 2.5 minutos, se añadió ioduro de amonía. Después la mezcla fue vaciada en los envases de muestras y dejada enfriar. Los envases y cápsulas fueron lavados en ácido sulfúrico y agua desmineralizada. Se prefirió el uso de pastillas vitreas de mezcla en vez de pastillas de polvo porque reduce el error estadístico evitando que los minerales tiendan a alinearse o concentrarse en el polvo. Para el análisis de elementos traza sí se utilizaron pastilla de polvo, 3.4 g de cada muestra fueron montados sobre anillos de Al-Mg y compactados a presión.

Las mediciones de fluorescencia de rayos X se realizaron hechas en el Analizador de rayos X secuencial automático Phillips PW-1400 (Universidad de Geissen, Alemania). Se utilizó el Programa de corrección de Phillips que permite correlacionar la absorción de masa y el conteo. Correcciones Compton y de fondo están incluidas en el programa de la Universidad de Geissen. Para el análisis de elementos mayores se utilizó tubo de cromo y de Rhodio para los elementos traza (Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb y Th). Aparte de los estándares de calibración, cada sexta medida fue realizada sobre un estándar internacional. En las calibraciones se usaron estándares de granito y basalto y cada muestra fue medida dos veces en diferentes corridas.

Laboratorio-Investigaciones Eléctricas (RX-IE)

En el Instituto de Investigaciones Eléctricas se llevaron a cabo nuevas determinaciones de elementos mayores en siete muestras conocidas y siete desconocidas en un espectrómetro secuencial de rayos X Siemens SRS 200. Las mediciones se hicieron sobre pastillas de polvo compactadas a presión en I.E, pero debido a los resultados anómalos los análisis no se incluyeron en el estudio.

Absorción Atómica (Aas)

Los análisis por Aas fueron llevados a cabo en la Universidad de Trier, Alemania. Para el análisis de elementos traza Ba, Sr, Cr, Ni y Zn), cada una de las muestras ya pulverizadas fue dividida en dos partes y preparada por separado con KOH y calentada por 15 min a 800°C mientras que la fracción restante se preparó con HF y agua regia y fue calentada durante 10 horas. En las concentraciones muy bajas se hicieron diluciones patrón.

Se empleó un espectrofotómetro Pye Unicam y se utilizaron de 2 a 4 estándares internacionales (Ga, granito; GS-N, granito; Dr-N, diorita, Br, basalto; y SYII, sienita), dos estándares preparados en el laboratorio (mezcla de muestras a analizar y estándares) y un blanco por cada elemento. Primeramente se seleccionaron la lámpara y la longitud de onda para cada elemento a medir y para optimizar la precisión se redujo el ruido, rotó el quemador y ajustaron la corriente de la lámpara, altura del quemador y el flujo de N_{20} o aire y acetileno. Para las concentraciones muy bajas se usó el horno de grafito.

Via Húmeda

Los análisis de elementos mayores se llevaron a cabo por vía húmeda en el Laboratorio del Instituto de Geofísica para complementar los análisis ya descritos. Se incluyeron también los análisis realizados anteriormente en el Instituto de Geología (Martín del Pozzo, 1980).

Los contenidos de $FeO-Fe_2O_3$ se determinaron por volumetría. Las muestras pulverizadas fueron calentadas durante dos horas a 105°C y tituladas con permanganato de potasio. Se colocaron 500 mg

de muestra en una cápsula de platino con unas gotas de agua, 5 ml de H_2SO_4 (1:1) y 5-8 ml de HF (40%). Después se calentó la muestra por 0 minutos en un quemador Bunsen y se le agregó al H_3BO_3 caliente libre de oxígeno que fue previamente preparado. Posteriormente la muestra fue titulada con 0.1 n $KMnO_4$ hasta tornarse rosada. La cantidad de permanganato utilizada se multiplicó por 5.58 que equivale a la cantidad de Fe en 1 ml de $KMnO_4$. Se utilizó oxalato de sodio ($Na_2C_2O_4$) para checar la solución.

Determinación de CO_2

El CO_2 fue cuantificado en un coulomat 20, midiendo la energía equivalente a la cantidad de CO_2 gasificados.

Para su preparación las muestras fueron calentadas a $105^\circ C$ por 3.5 hrs y las cápsulas de cerámica de alta temperatura a $1200^\circ C$. Después de agregar 500 gr de muestra a las cápsulas se introdujeron al equipo. Se limpió la punta del electrodo con HCl, se tomó la temperatura, se calibró el pH de la solución de CO_2 y se midieron dos patrones. La lectura del impulso se multiplicó por la energía en cuentas (factor del equipo) y esto se dividió por el peso para obtener la cantidad de CO_2 .

Discusión de Métodos de Análisis Químico en Rocas Totales

Debido a los errores analíticos de cada método y de cada laboratorio, se decidió tomar como base para el modelado únicamente los datos obtenidos por fluorescencia de rayos X y absorción atómica realizados en Alemania, pero todos los datos se graficaron conjuntamente en un diagrama para observar las tendencias generales y se notaron algunas diferencias en las otras determinaciones. Como se mencionó anteriormente los totales de las muestras medidas por fluorescencia de rayos X en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Eléctricas (RX-IE) fueron anómalos. Los resultados de los análisis llevados a cabo en el laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica presentan un error de $\pm 5\%$.

Puede observarse que los análisis de vía húmeda del Instituto de Geología (reportados anteriormente, pero incluidos en este trabajo) (G) presentan valores bajos en Al_2O_3 y altos en K_2O con

respecto a los otros análisis.

Aunque la mayor parte de las conclusiones se fundamentaron en los análisis realizados en las Universidades de Trier y Giessen en Alemania para no disparar los resultados en base a diferencias analíticas, si se utilizaron los otros resultados para complementar los estudios.

Petrografía y Análisis Químico Semi-Cuantitativo y Cuantitativo de Minerales

Se estudiaron las láminas delgadas de los diferentes derrames de lava tratando de cubrir cada unidad volcánica de la Sierra Chichinautzin y poniendo especial énfasis en características como tipo y abundancia de ferromagnesianos plagioclasas, opacos y xenolitos, texturas de desequilibrio y orden de cristalización.

El análisis químico semi-cuantitativo de los diferentes minerales, xenolitos y vidrio presentes en las muestras se llevó a cabo por análisis de rayos X por la dispersión de energía en el microscopio electrónico de barrido, Cambridge Stereoscan 250, de la Universidad de Trier, Alemania. Las muestras antes de introducirse al sistema de vacío fueron recubiertas de carbón y/o oro.

En la Universidad de Mainz, Alemania se llevó a cabo el análisis detallado de seis muestras en el sistema de microanálisis de rayos X Camebax Microbeam. El sistema dispersa la longitud de onda y consiste de un "hardware" de tres unidades que controla el software, el haz electrónico y el proceso de señales de los rayos X. Los coeficientes se calculan automáticamente y cada corrida se calibró con 10 patrones internacionales.

Para su análisis las muestras fueron pulidas y montadas sobre acrílico previamente. Las muestras fueron escogidas por su desequilibrio mineral, xenolitos y porcentajes de plagioclasas. Se llevaron a cabo análisis químicos cuantitativos de los diferentes minerales y las variaciones químicas dentro de los mismos cristales, así como de los xenolitos, sus bordes y el vidrio.

Espectrometría de Masas-Determinación de Isótopos de Estroncio

Los análisis de las muestras seleccionadas para estudios isotópicos de Sr fueron realizados por el personal del Instituto de Física. Las muestras de mano de roca entera se partieron y se lavaron con agua destilada y ácido clorhídrico, se secaron y molieron a malla 200 con un mortero de ágata. La muestra pulverizada se cuarteó y se tomó una muestra representativa de 250 miligramos que se disolvió con una combinación de ácido fluorhídrico, nítrico y clorhídrico. Ya digerida la muestra se disolvió en 1 ml de HCl 2.6N, se centrifugó y montó sobre una columna de intercambio iónico con resina catiónica (B10-RAD-A6-50WX8 malla 200-400). El estroncio se eluyó con HCl 2.6N y se montó con ácido ortofósforico (H_3PO_4) en un filamento de tantalio para analizarlo isotópicamente.

El análisis isotópico se realizó automáticamente en un espectrómetro de masas de enfoque unidireccional, fuente de termoionización, sector magnético de 68° , 25 cm de radio, computadora HP9836 en línea y cambio magnético de picos, construido en el Instituto de Física, UNAM. Las relaciones isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} se normalizaron al valor de Sr^{86}/Sr^{88} de .11940 y la precisión durante un periodo de tres años (1983-1986) para el patrón internacional SRM-987 fue de $.71022 \pm .00025$ $n = 25$.

DISCUSION DE ANALISIS PETROGRAFICOS Y MINERALOGICOS

Petrografia

Megascópicamente las muestras varían de afaníticas a porfiriticas con diferentes grado de vesicularidad y coloración de gris a negro y en algunos casos rojiza. En las rocas porfiriticas los fenocristales son de olivino y/o piroxenos y/o hornblenda y/o plagioclasas. Por las características de las muestras de mano las rocas se clasifican como basaltos y andesitas, ya que la clasificación de Streckeisen se basa en índice de color y de la plagioclasa. Al estudiar la petrografia al microscopio se observa que todas las muestras presentan un índice de color menor de 30 y la composición de las plagioclasas varía de andesina a bitownita. En el diagrama de K_2O contra SiO_2 (Fig. 15) se muestra que las muestras son principalmente andesitas, aunque existen basaltos y dacitas.

En las láminas delgadas se observa una textura fluidal que varía de paralela a subparalela y texturas porfiriticas-microporfiriticas. Básicamente las rocas se pueden dividir en tres grandes grupos, según el tipo de fenocristal ferromagnesiano. En el primer grupo domina el olivino que generalmente se acompaña de cristales más pequeños de augita y/o hiperstena (Fig.16). El segundo grupo se distingue por presentar microfenocristales de hiperstena y/o augita subofíticos y el tercero, por los fenocristales de hornblenda, que en uno de los derrames se observa casi totalmente reemplazados por hematita (Fig. 17). El mineral más abundante es la plagioclasa que en algunas muestras se presenta como fenocristales, pero que siempre forma una matriz microlítica (Fig.18). Generalmente, las plagioclasas grandes presentan zoneamiento y bordes de reacción y por esta razón se estudiaron tanto en el microscopio electrónico de barrido, como en la microsonda. Los minerales intergranulares son piroxenos, magnetita y otros opacos (menor al 2%) y raros cristales de apatito y esfena. En muchas muestras se observó un vidrio de coloración pardo (Fig.19).

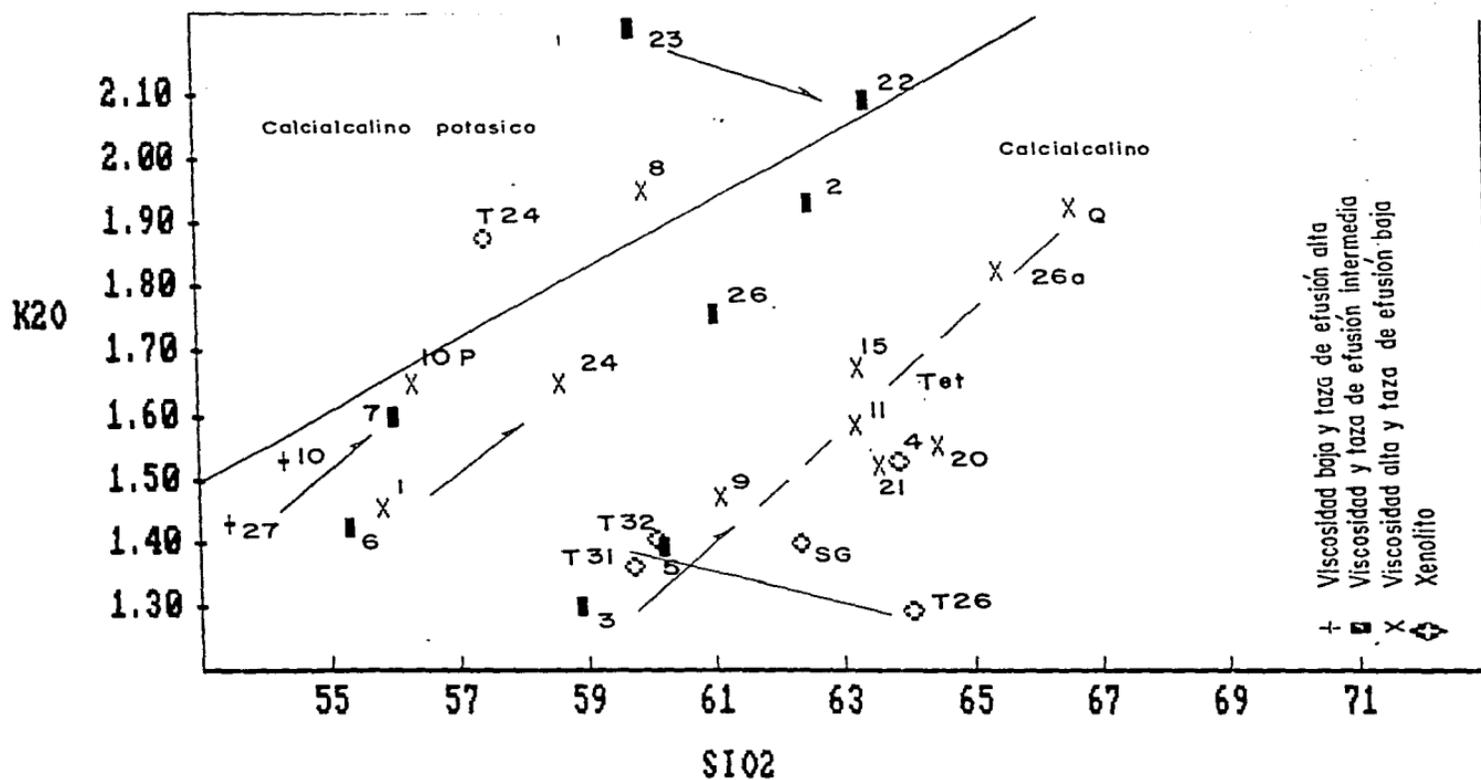


Figura 15. Diagrama de K_2O contra SiO_2

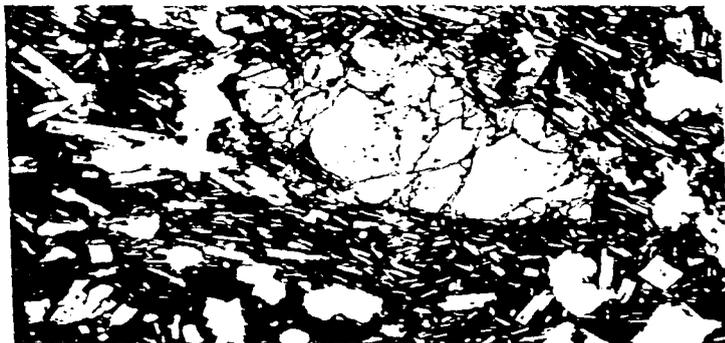


Figura 16. Fotografía de cristales de olivino y piroxenos

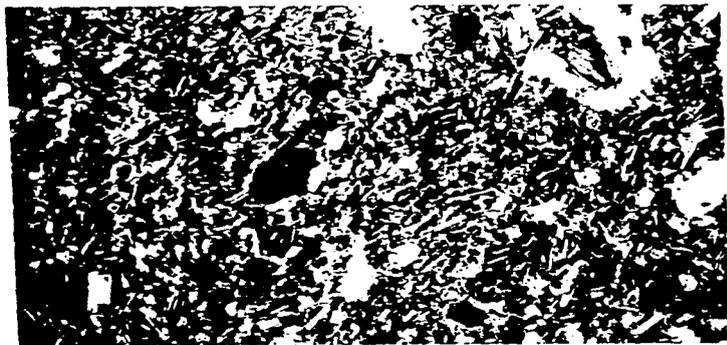


Figura 17. Fotografía de cristales de hornblenda alterados



Figura 18. Fotografia de matriz de microlitos de plagioclasa



Figura 19. Fotografia del vidrio

En el estudio de microscopía electrónica se trató de observar las variaciones más importantes en las fases cristalinas así como las características de equilibrio-desequilibrio que el tiempo de análisis permitiera.

Debido a las características de desequilibrio en muchas de las muestras, se realizó un estudio más detallado (microsonda) sobre la composición geoquímica de los minerales y del vidrio. Se analizaron tres lavas y tres xenolitos, aunque se prepararon todas las muestras. Se escogieron para un estudio detallado la lava que contenía más xenolitos (Tabaquillo, AMC26a), la que presenta un índice de color muy bajo por su alto contenido de plagioclasas (Tetequillo, AMC20) y tres de las muestras básicas (AMC23, AMC27 y AMC1), pero desgraciadamente el tiempo de análisis no permitió analizar las últimas dos muestras (AMC27 y AMC1). De cualquier manera se considera que los análisis de microsonda refuerzan los estudios semi-cuantitativos del microscopio electrónico de barrido.

Los Basaltos

Existen pocos basaltos en la sierra Chichinautzin, como ya había sido notado por Negendank (1973). Las lavas del Xitle pueden considerarse los términos más básicos de este vulcanismo monogenético, con un porcentaje de SiO_2 que varía de 51 a 53% (Tabla 11). Estas lavas negras vesiculares contienen fenocristales de olivino (15%), augita intergranular (3%) y microlitos de labradorita (70%) con escasos cristales diseminados de magnetita y apatita y vidrio.

Las Andesitas Basálticas

La mineralogía de las andesitas basálticas es prácticamente la misma que la del basalto del Xitle, aunque el porcentaje de olivino (10%) y augita (12%) son un poco menores y la hiperstena (2%) se presenta en mayor proporción, aunque no en todas las muestras. Las plagioclasas (labradorita a bitownita) son abundantes y forman una matriz microlítica pilotaxítica a hialopilitica. El

TABLA II. ANALISIS QUIMICOS DE ANDESITAS BASALTICAS Y (BASALTO)

	X/Peso	XITLÉ		CHICALTEHUITE	CHICHINAUTZIN	CAOYUZIN III	YOLOLICA	TEPETLAPAN N	TKUTLI N	YLAMACASO N	SN PEDRO AC	JURENTO	CAOYUZIN
		H-1 VISC-BAJ	H-10 VISC-ALT	AMC-27 VISC-BAJ	H-2 VISC-INT	AMC-10 VISC-BAJ	H-6 VISC-ALT	H-4 VISC-BAJ	H-5 VISC-ALT	AMC-6 VISC-INT	AMC-1 VISC-ALT	AMC-7 VISC-INT	
SI01	50.66	52.73	53.47	53.90	54.29	54.45	54.73	54.93	55.32	55.87	56.03		
TI02	1.81	1.00	1.85	1.76	1.74	2.54	2.70	2.30	1.55	1.00	1.63		
AL2O3	15.62	10.58	16.01	14.10	16.66	16.21	15.50	17.54	16.71	16.39	16.53		
FK203	1.5	5.86	3.45	8.44	8.44	1.98	1.22	2.56	8.14	3.81	7.88		
FeO	7.74	7.45	6.53	0.08	0.15	0.06	0.06	5.84	0.90	3.00	0.88		
MNO	0.15	0.14	0.17	0.15	0.94	6.20	6.54	0.06	0.06	0.14	0.14		
MgO	8.38	8.03	6.47	6.10	5.85	4.29	5.56	4.42	6.12	7.04	6.96		
CaO	8.06	7.41	7.07	7.75	7.43	6.66	8.42	6.53	7.55	7.71	4.96		
Na2O	3.61	3.90	3.79	4.15	3.85	4.56	3.72	4.61	3.90	4.11	3.95		
K2O	1.17	1.90	1.43	1.58	1.52	1.83	1.08	1.80	1.42	1.45	1.59		
H2O+	nd	0.01	nd	0.07	nd	0.80	0.08	0.58	nd	nd	nd		
H2O-	0.33	0.71	nd	0.03	nd	0.32	0.16	0.20	nd	nd	nd		
P2O5	0.33	0.23	0.89	0.68	0.65	0.61	0.14	0.58	0.53	0.32	0.65		
TOTAL	99.02	99.95	101.11	99.35	101.52	100.51	99.91	99.95	102.27	101.11	101.02		
Cr	Ppm	nd	nd	220	nd	160	nd	nd	nd	173	249	112	
Co		nd	nd	30	nd	27	nd	nd	nd	32	27	23	
Ni		nd	nd	117	nd	75	nd	nd	nd	70	150	45	
Cu		nd	nd	26	nd	21	nd	nd	nd	23	30	15	
Zn		nd	nd	112	nd	95	nd	nd	nd	89	80	101	
Ga		nd	nd	19	nd	18	nd	nd	nd	17	19	20	
Rb		nd	nd	29	nd	30	nd	nd	nd	28	22	30	
Sr		nd	nd	517	nd	504	nd	nd	nd	538	709	533	
Y		nd	nd	41	nd	34	nd	nd	nd	29	21	33	
Zr		nd	nd	414	nd	329	nd	nd	nd	265	143	328	
Nb		nd	nd	26	nd	19	nd	nd	nd	14	5	17	
Pb		nd	nd	10	nd	10	nd	nd	nd	7	10	9	
Th		nd	nd	5	nd	5	nd	nd	nd	4	5	4	
Sr87/Sr86		nd	nd	.70438	nd	.70445	nd	nd	nd	nd	.70406	.70421	
Ba		nd	nd	560	nd	490	nd	nd	nd	474	544	623	
K		nd	nd	14260	nd	15220	nd	nd	nd	14190	14530	15880	
Al/Al	4.08	2.70	4.16	3.66	nd	4.21	4.03	4.09	nd	4.26	nd	nd	
Mg/Al	5.11	4.90	3.95	3.72	nd	2.62	3.39	2.67	nd	4.29	nd	nd	
Fe/Al	5.04	5.08	5.09	5.89	nd	4.84	5.10	4.55	nd	2.57	nd	nd	
FeO/tot	nd	nd	9.97	nd	9.38	nd	nd	nd	nd	9.04	7.10	8.76	
Th/Ir	nd	nd	.01208	nd	.0152	nd	nd	nd	nd	.01509	.03496	.0122	
Rb/Sr	nd	nd	.05609	nd	.05952	nd	nd	nd	nd	.05204	.03112	.05629	
Ba/Sr	nd	nd	1.08	nd	.97222	nd	nd	nd	nd	.88104	.91089	1.17	
K2o/K2o+Na2o	nd	nd	.27365	nd	.28348	nd	nd	nd	nd	.26683	.26079	.28654	
DI	nd	nd	45.13	nd	46.07	nd	nd	nd	nd	45.93	46.20	50.66	
Mg val	nd	nd	58	nd	57	nd	nd	nd	nd	59	63	50	
Al/Mgfe	36.41	25.21	51.74	38.09	nd	56.43	47.47	56.41	nd	62.10	nd	nd	
Mg/Mgfe	45.83	45.75	49.13	38.71	nd	35.12	39.93	37.24	nd	62.50	nd	nd	
I/Sr	nd	nd	.00193	nd	.00198	nd	nd	nd	nd	.00185	.00141	.00187	

NOTA = AMC-U. Thier y U. Giesens
 GR- OMAN (IGF)
 H- OMAN (IG)

olivino varia de FO_{65} a FO_{90} y generalmente forma fenocristales euhedrales pero la augita se encuentra tanto como fenocristal como intergranular. El vidrio normalmente es rico en sílice lo que puede estar asociado a la presencia de xenocristales de cuarzo en casi todos los afloramientos. Los análisis químicos definen diferencias marcadas dentro de los basaltos andesíticos como se discutirá en la sección comparativa, pero estas rocas generalmente presentan altos valores en CaO, MgO y Al_2O_3 (Tabla 11).

Los minerales normativos que se obtuvieron para esta secuencia de rocas volcánicas fueron anortita (22%), albita (32-34%), ortoclasa (9-9%), diopsida magnésica (1-8%), ilmenita (0.2-0.4%), apatita (0.8-2.1%), hematita (7-10%), esfena (-4%) e hiperstena magnésica (12-16%). Todas las rocas son cuarzo normativas (3-8%).

Las andesitas basálticas generalmente forman derrames fluidos de poco espesor y gran extensión, aunque algunos derrames de la Sierra Chichinautzin (p. e. Volcán Jumento) son de poca extensión y gran espesor (Martin Del Pozzo, 1980). Como se discutirá a continuación, las características mineralógicas y geoquímicas son heterogéneas.

La sierra Chichinautzin recibe su nombre del volcán Chichinautzin que se localiza en el centro de dicha sierra. El Chichinautzin es un cono de lava que produjo diversos derrames fluidos de lava (AMC25 y AMC27) básica con abundantes fenocristales de olivino (FO_{67} a FO_{90} ; 100 μm - 2 mm) (Fig. 20), augita (25% MgO, 28% FeO^+ y 47% CaO; 60 - 80 μm) y plagioclasa ($Ab_{20} An_{80}$, 20 - 300 μm) y microlitos con abundante vidrio (64% SiO_2 , 6% Al_2O_3 , 3% TiO_2 , 16% FeO^+ , 7% CaO y 3% K_2O , T = 96%) y vesículas. En estas lavas también se observan xenocristales fracturados de cuarzo y plagioclasa, y xenolitos de rocas cristalinas de diferentes tipos, pero principalmente, tonalíticas que presentan bordes abruptos con la lava, aunque si se observaron cristales de cuarzo fracturados, redondeados y con bordes de reacción vitreos que muestran mayor interacción (fusión) del material contaminante (Fig. 21).

La muestra del volcán Yololica (AMC10) se sitúa cerca de la del Volcán Xalpa en los diagramas geoquímicos, pero, aunque las lavas del Yololica también presentan olivino (40-60 μm), augita



Figura 20. Foto de fenocristal de olivino -Amc27

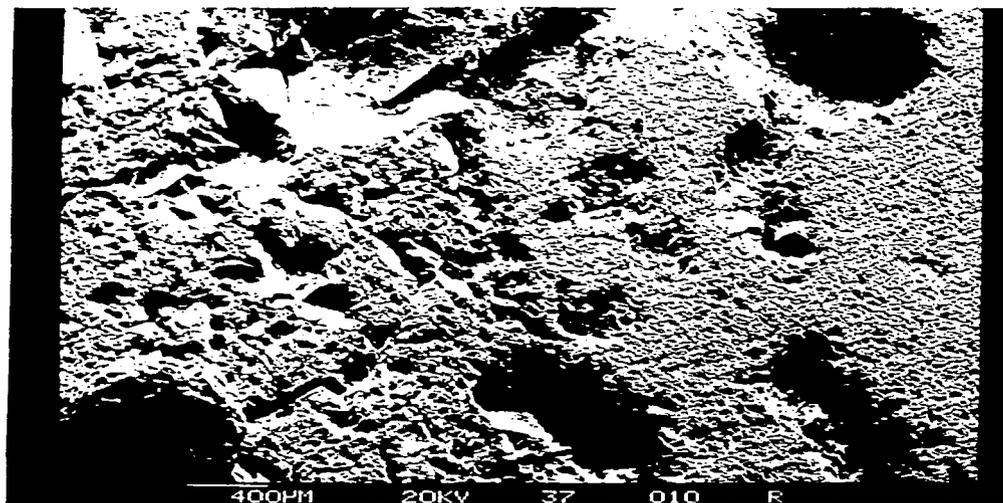


Figura 21. Foto de xenolito a la izquierda con lava a la derecha -Amc25

(30-50 μm) y labradorita (60 μm) no se observa hiperstena. La muestra AMC10 presenta abundantes cristales de titanomagnetita (6 μm) y agujas de ilmenita con esfena.

La muestra AMC6 es una lava andesítica que está formada por grandes fenocristales de plagioclasa (500 μm) que en ocasiones se encuentran intercrecidos. La plagioclasa que también se observa en la matriz microlítica (30-40 μm) varía de alrededor de $\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$ a $\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$. Las fases ferromagnesianas son augita (60 μm aproximadamente 31% MgO, 12% CaO y 56% FeO^{f}) y olivino magnésico (400 μm). Este presenta inclusiones de magnetita (5-10 μm) y espinela cromífera con trazas de titanio (Fig. 22), lo que indica altas temperaturas de formación y se considera el primer mineral en cristalizar. También se observaron agujas de ilmenita (20 μm). Al igual que en la mayoría de las muestras, el vidrio es rico en Si y K con menores cantidades de Na, Al y Fe. El cuarzo que se presenta como cristales angulosos (100-100 μm) en agregados, no parece estar fundido aunque si se considera xenocristal.

El Cuautzin es un volcán que está formado por varias bocas (Martín Del Pozzo, 1980) y por lo tanto, por diferentes derrames. La muestra AMC7 es una andesita basáltica que presenta fenocristales de olivino magnésico (150 μm) y augita (de aproximadamente 20 μm ; 37% MgO, 12% CaO, 50% FeO^{f}) en una matriz microlítica de andesina (<40 μm , $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$).

El Volcán Jumento (AMC1) está formado por un cono cinerítico y un grueso derrame de lava andesítica que fluyó desde la base del cono (Martín Del Pozzo, 1980). La muestra AMC1, que fue colectada en el extremo meridional del derrame, presenta fenocristales de olivino forsterítico (Fe^{80-90}) de aproximadamente 200 μm y augita (alrededor de 40 μm). También se observaron fenocristales y microlitos de bitownita de 200 a 10 μm que presentan poca variación en el porcentaje de anortita: plagioclasas de 10 μm ($\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$), 60 μm ($\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$), 80 μm ($\text{Ab}_{30}\text{An}_{70}$), 200 μm ($\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$, $\text{Ab}_{22}\text{An}_{78}$, $\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$, $\text{Ab}_{22}\text{An}_{78}$ y $\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$ zoneamiento normal de orilla a orilla). Aunque la cristalización de esta lava parece estar en equilibrio, se observaron xenocristales de cuarzo rotos de 400 a 800 μm , pero que no muestran bordes fundidos como en muchas de las otras muestras.

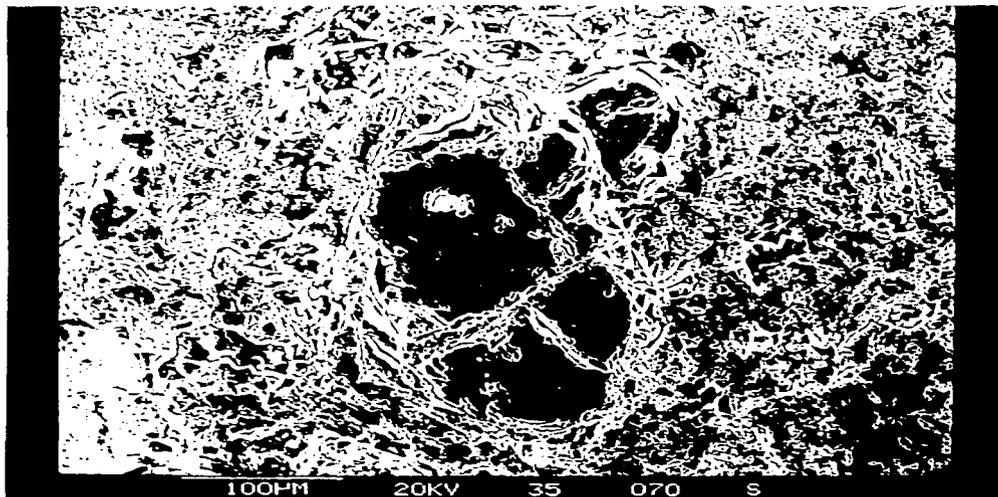


Figura 22. Foto de cristal de olivino con inclusiones de magnetita y espinela cromifera -Amc6

Las Andesitas

La mineralogía de las andesitas presenta grandes discrepancias con la química, lo que se considera reflejo del vidrio rico en silice que presentan estas rocas, así como a la presencia de xenolitos. Aunque algunas andesitas contienen piroxenos (augita e hiperstena) como su fase ferromagnésiana, otros, inclusive andesitas ácidas, presentan olivino. La plagioclasa de las andesitas es básicamente cálcica aunque varía de andesina a bitownita y forma tanto fenocristales como microlitos abundantes (> 70%). Puede observarse en la Tabla 12 que las andesitas presentan variaciones importantes en su composición que parecen indicar que no son producto de la cristalización fraccionada de un mismo padre. Esto se discutirá a mayor detalle en la siguiente sección, pero de cualquier manera, el análisis petrográfico hace evidente el desequilibrio de las andesitas.

Las andesitas presentan los mismos minerales normativos que las andesitas basálticas, pero se observa mayor heterogeneidad en los porcentajes de los minerales: anortita (18-23%), albita (32-36%), ortoclasa (8-11%), diopsida magnésica (0.2-7%), ilmenita (0.2-0.3%), apatita (0.4-1.5%), hematita (5-8%), esfena (2-4%), hiperstena magnésica (6-13%), y cuarzo (8-16%).

El análisis petrográfico de las andesitas (lavas) de los diferentes volcanes se llevó a cabo mediante técnicas tradicionales y como se explicó anteriormente, las muestras de las andesitas que fueron incluidas en el modelo geoquímico fueron estudiadas a mayor detalle en el microscopio electrónico de barrido (SEM) y en la microsonda. A continuación se detallarán los resultados de estos estudios.

El volcán Xalpa produjo derrames de lava andesíticos (AMC10P) formados por fenocristales de olivino (60-100 μm ; $\text{FO}_{65}\text{Fa}_{35}$), hiperstena (aproximadamente 100 μm), augita (20 μm - 1 mm) y plagioclasa (5 μm , 50 μm y 1 mm) en una matriz microlítica de labradorita con zonas vítreas (ricas en Si, Al y con trazas de Na, Fe, Mg y Ti). Se observaron dos tipos de fenocristales (xenocristal?) de plagioclasa: unos alargados con bordes cristalinos rectos y otros menos alargados con bordes irregulares

TABLE 12. ANALISIS QUIMICOS DE ANDESITAS
BOJA 1

	XALPA		XICOMULCO		MEZONTPEC		MALACATEPEC		MALACATEPEC		TIOCA SW		PERA		TLACUALLILI		JARAS VERDES	
	% Peso	AMC-10P VISC-ALT	H-14 VISC-ALT	AMC-330 VISC-INT	GQ-358b VISC-INT	AMC-350 VISC-INT	H-7 VISC-ALT	AMC-24 VISC-BAJ	H-13 VISC-ALT	AMC-3 VISC-INT								
S101		56.32	57.38	57.82	58.32	58.52	58.58	58.59	58.83	58.83	58.83	58.83	58.83	58.83	58.83	58.83	58.83	58.83
T102		1.59	0.70	0.78	0.70	0.79	1.08	0.96	0.7	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94
AL2O3		16.32	14.63	16.13	16.48	15.50	15.21	15.89	13.97	17.08	17.08	17.08	17.08	17.08	17.08	17.08	17.08	17.08
FE2O3		4.89	2.72	1.53	1.33	2.01	4.72	5.59	2.77	5.89	5.89	5.89	5.89	5.89	5.89	5.89	5.89	5.89
FeO		3.60	5.33	4.12	4.21	4.01	1.44	0.62	4.97	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65	0.65
MNO		0.14	0.10	0.13	0.15	0.07	0.04	0.10	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
MGO		5.00	5.59	4.86	6.17	5.00	6.05	6.03	5.23	5.88	5.88	5.88	5.88	5.88	5.88	5.88	5.88	5.88
CaO		6.72	6.26	5.26	5.95	5.47	6.20	6.65	6.46	6.39	6.39	6.39	6.39	6.39	6.39	6.39	6.39	6.39
MA2O		4.04	4.00	3.42	2.77	3.53	4.28	3.96	4.4	4.21	4.21	4.21	4.21	4.21	4.21	4.21	4.21	4.21
K2O		1.64	2.10	1.94	1.55	1.29	1.53	1.64	1.95	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3	1.3
Na2O+		nd	0.40	1.37	0.72	1.48	0.44	nd	0.36	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na2O-		nd	0.57	0.51	0.28	0.60	0.14	nd	0.03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P2O5		0.64	0.19	0.28	0.24	0.31	0.09	0.29	0.19	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21
TOTAL		100.89	99.97	98.15	98.86	98.58	99.80	100.31	99.96	101.56	101.56	101.56	101.56	101.56	101.56	101.56	101.56	101.56
Cr	Ppm	103	nd	nd	nd	nd	nd	nd	191	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	195	nd
Co		21	nd	nd	nd	nd	nd	nd	25	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	27	nd
Ni		46	nd	nd	nd	nd	nd	nd	119	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	122	nd
Cu		17	nd	nd	nd	nd	nd	nd	25	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	21	nd
Zn		92	nd	nd	nd	nd	nd	nd	75	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	73	nd
Ga		19	nd	nd	nd	nd	nd	nd	18	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	18	nd
Hf		32	nd	nd	nd	nd	nd	nd	34	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	20	nd
Sr		540	nd	nd	nd	nd	nd	nd	594	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	494	nd
Y		33	nd	nd	nd	nd	nd	nd	21	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	20	nd
Zr		330	nd	nd	nd	nd	nd	nd	184	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	152	nd
Hf		17	nd	nd	nd	nd	nd	nd	8	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4	nd
Pb		9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	11	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	7	nd
Th		5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4	nd
Sr87/Sr86		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba		581	nd	nd	nd	nd	nd	nd	503	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	403	nd
K		16370	nd	nd	nd	nd	nd	nd	16390	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	12980	nd
Alkat		4.24	3.80	4.19	4.28	4.03	3.95	nd	3.63	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Hgkat		3.05	3.40	2.96	3.76	3.05	3.69	nd	3.19	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeKat		2.80	3.15	3.21	3.28	3.13	1.12	nd	3.88	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
FeKat/tot		8.48	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6.21	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	6.55	nd
Th/Zr		.01515	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.02717	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.02632	nd
Hf/Sr		.05926	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.05724	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.04049	nd
Ba/Sr		1.08	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.8468	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.81579	nd
K2o/K2o+Mno2		.28856	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.24294	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.2357	nd
DI		51.54	nd	nd	nd	nd	nd	nd	51.62	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	51.48	nd
Hg val		56	nd	nd	nd	nd	nd	nd	68	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	66	nd
Al/HgFe		72.48	50.33	67.91	60.79	65.21	82.12	nd	51.34	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Hg/HgFe		52.04	45.03	47.97	53.41	49.35	76.71	nd	45.12	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
1/Sr		.00185	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.00168	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.00202	nd

ANALISIS QUIMICOS DE ANDESITAS
MOJA 2

	YIOCA SW TRES CUMER		YIOCA	HEZOMTEPRC	TRUYLI	COMO MALMAL	PKLADO	TABAQUILLO	XALPA	YIOCA W
	#-8 X Pesos VISC-ALT	ANC-23 VISC-INT	ANC-8 VISC-ALT	GG-340 VISC-INT	ANC-5 VISC-ALT	GG-305 VISC-INT	ANC-26 VISC-INT	M-12 VISC-ALT	ANC-9 VISC-ALT	M-9 VISC-ALT
SI01	59	59.82	59.97	60.07	60.2	61.01	61.02	61.04	61.12	61.37
TI02	0.95	0.83	0.9	0.81	1	0.79	1.14	0.56	1.01	1.06
AL2O3	16.31	15.15	15.72	16.36	17.03	16.66	16.14	14.48	17.27	16.33
FE2O3	1.23	5.2	5.14	1.44	5.23	2.24	5.59	3.78	5.28	0.61
FeO	4.48	0.58	0.57	3.92	0.6	4.8	0.62	3.18	0.59	4.78
MNO	0.04	0.09	0.94	0.13	0.1	0.16	0.1	0.09	0.1	0.04
MGO	5.49	5.65	3.18	3.76	3.75	4.93	3.8	3.55	3.69	3.39
CAO	6.07	6.36	5.13	4.9	6.45	4.26	5.38	5.5	6.43	4.96
NA2O	4.28	3.81	4.14	3	4.11	3.58	4.43	4.3	4.09	4.56
K2O	1.58	2.18	1.93	1.76	1.39	1.12	1.75	2.3	1.47	2.04
H2O+	0.32	nd	nd	0.92	nd	0.05	nd	0.65	nd	0.89
H2O-	0.07	nd	nd	0.45	nd	0.03	nd	0.37	nd	0.11
P2O5	0.12	0.36	0.31	0.34	0.19	0.25	0.33	0.17	0.19	0.22
TOTAL	99.94	100.02	97.92	97.66	100.03	99.88	100.29	99.88	101.22	100.36
Cr	Ppm	nd	198	74	nd	39	nd	93	nd	35
Co		nd	21	15	nd	16	nd	19	nd	17
Ni		nd	136	46	nd	11	nd	58	nd	14
Cu		nd	27	16	nd	11	nd	19	nd	10
Zn		nd	83	79	nd	66	nd	75	nd	67
Ga		nd	19	18	nd	19	nd	18	nd	19
Pb		nd	45	45	nd	36	nd	38	nd	37
Sr		nd	706	412	nd	527	nd	482	nd	531
Y		nd	23	23	nd	21	nd	22	nd	21
Zr		nd	221	238	nd	162	nd	232	nd	164
Hf		nd	6	9	nd	4	nd	11	nd	4
Pb		nd	17	9	nd	9	nd	9	nd	12
Th		nd	7	5	nd	5	nd	5	nd	5
Sr87/Sr86		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba		nd	880	605	nd	480	nd	4.77	nd	437
K		nd	21780	19300	nd	13920	nd	17450	nd	14710
Al/Kat	4.24	nd	nd	4.25	4.43	4.33	nd	3.76	nd	4.24
Hg/Kat	3.35	nd	nd	2.29	2.28	3	nd	2.18	nd	2.07
Fe/Kat	3.5	nd	nd	3.06	.47000	3.74	nd	4.49	nd	3.73
FeO/tot	nd	5.77	5.71	nd	5.83	nd	6.22	nd	5.86	nd
Th/Zr	nd	.03167	.02101	nd	.03086	nd	.02155	nd	.03049	nd
Pb/Sr	nd	.06374	.10922	nd	.06831	nd	.07884	nd	.06968	nd
Ba/Sr	nd	1.25	1.47	nd	.91082	nd	.98963	nd	.82298	nd
K2o/K2o+NA2o	nd	.36402	.31822	nd	.25286	nd	.28277	nd	.26476	nd
DI	nd	55.85	62.39	nd	56.57	nd	61.1	nd	56.9	nd
Hg val?	nd	68	55	nd	58	nd	57	nd	58	nd
Al/HgFe	51.9	nd	nd	79.44	161	64.24	nd	80.86	nd	73.1
Hg/HgFe	48.91	nd	nd	42.8	82.91	44.51	nd	40.45	nd	35.69
I/Sr	nd	.0014	.00242	nd	.00189	nd	.00207	nd	.00188	nd

ANALISIS QUIMICOS DE ARMESITAS
BOJA 3

	Peso	CUARTO TILO	HUILOTE	PAJAROS
		GG-320 VISC-INT	N-11 VISC-ALT	ABC-2 VISC-INT
SI01		62.33	62.45	62.5
TI02		0.57	0.39	0.8
AL2O3		16.63	13.96	16.69
FE2O3		3.07	2.24	4.8
FeO		1.52	5.33	0.53
MNO		0.1	0.09	0.09
MCO		4.76	3.45	3.16
CAO		4.49	4.7	5.08
NA2O		4.11	4.3	4.17
K2O		1.5	2.3	1.92
E2O+		0.81	0.03	nd
E2O-		0.19	0.52	nd
P2O5		0.25	0.19	0.21
TOTAL		100.33	99.95	99.95
Cr	Ppm	nd	nd	73
Co		nd	nd	14
Ni		nd	nd	37
Cu		nd	nd	16
Zn		nd	nd	78
Ge		nd	nd	19
Hf		nd	nd	37
Sr		nd	nd	442
Y		nd	nd	19
Zr		nd	nd	194
Hf		nd	nd	6
Pb		nd	nd	9
Th		nd	nd	4
Sr87/Sr86		nd	nd	nd
Ba		nd	nd	561
k		nd	nd	19150
Al%at		4.33	3.63	nd
Mg%at		2.9	2.1	nd
Fe%at		1.18	4.16	nd
FeO%tot		nd	nd	5.33
Th/Zr		nd	nd	.02062
Hf/Sr		nd	nd	.08371
Ba/Sr		nd	nd	1.27
K2O/K2O+NA2O		nd	nd	.31476
DI		nd	nd	63.14
Mg val		nd	nd	56
Al/MgFe		106.13	57.99	nd
Mg/MgFe		71.08	33.55	nd
1/Sr		nd	nd	.00226

y porosos.

En la zona sur de la Sierra Chichinautzin, se localiza la andesita viscosa (AMC24) que formó parte del escarpe que desciende hacia el valle de Cuernavaca. La roca contiene fenocristales de olivino ($\text{Fo}_{82}\text{Fa}_{12}$; 200 μm - 1mm), augita (52% CaO, 38% MgO y 10% FeO^{\dagger} ; 300 μm) y plagioclasa (aproximadamente $\text{Ab}_{40}\text{An}_{60}$; 60 - 800 μm) en una matriz microlítica de labradorita (aproximadamente $\text{Ab}_{40}\text{An}_{60}$; 20 μm) y parcialmente vítrea (75% SiO_2 , 8% Al_2O_3 , 3% FeO^{\dagger} , 5% NaO, 2% K_2O y 7% CaO). El vidrio en otra zona de la muestra presenta más fierro.

En las lavas andesíticas del Jaras Verdes (AMC3) se observaron cristales de augita (MgO 5%, FeO^{\dagger} 10%, CaO 33%, SiO_2 52% y $\text{Al}_2\text{O}_3 < 1\%$) intercrecidos (40 μm), así como de olivino magnésico (30-400 μm). Las plagioclasas aunque varían de fenocristales pequeños a microlitos (60-10 μm) presentan básicamente la misma composición de andesina ($\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$). Pequeños cristales de titanomagnetita e ilmenita (3-4 μm) están diseminados en la muestra. También en esta lava se encontraron xenocristales de cuarzo, aunque aquí si se presentan bordes de reacción (piroxenos) alrededor de cristales rotos y parcialmente fundidos (Fig. 23).

En la zona Tetequillo-Xicomulco, una área que bordea al ex-Lago de Xochimilco y está formado por gruesos derrames andesíticos a dacíticos (Martín Del Pozzo, 1980), se encuentra el volcán Tioca. La andesita (AMC8) de este volcán contiene abundantes fenocristales de hiperstena (200 μm) en una matriz microlítica de bitownita (6 medidas en diferentes cristales: 20-60 μm ; $\text{Ab}_{25}\text{An}_{75}$) y en zonas vítrea. El vidrio (Fig. 24) es rico en Si (80% SiO_2 , 4% Al_2O_3 , 9% K_2O , 4% CaO, 1% TiO_2 y 5% FeO^{\dagger}), lo que puede deberse en parte, a la presencia de xenocristales de cuarzo parcialmente fundidos.

El volcán Teutli es un pequeño escudo de lava coronado por un cono cinerítico y que en su margen suroriental formó un cono adventicio con otro derrame de lava. Puede observarse una variación en SiO_2 entre los diferentes derrames. La muestra AMC5 aunque contiene 60.2% de SiO_2 , presenta fenocristales de olivino (Fo_{86} , aproximadamente 50 μm), augita (aproximadamente 30% MgO, 20% FeO^{\dagger} , 40% CaO y 10% Al_2O_3 , 150-60 μm) y plagioclasa cálcica, tanto en



Figura 23. Foto de cristal de cuarzo con borde de reacción -Amc3



Figura 24. Foto de vidrio en la matriz -Amc8

7

fenocristales (150-60 μm , An_{60}) como en microlitos (20 μm , An_{60}). Esta discrepancia entre la mineralogía y el alto contenido de SiO_2 puede deberse a la presencia de xenolitos de cuarzo y al vidrio rico en SiO_2 y K_2O con menor Na_2O y CaO que se observan en la roca. También se distinguieron cristales escasos de titanomagnetita.

El volcán Pelado está formado por un cono cinerítico y derrames de lava extensos cuyas andesitas (AMC26) están compuestas de fenocristales de olivino (Fo_{75} ; 400 - 800 μm) que presentan alteración en sus fracturas, e hiperstena (24% MgO , 15% FeO^t , 2% Ca y 59% SiO_2 ; 10 - 100 μm) corroída y con vidrio en los bordes, lo que parece indicar que está parcialmente fundida. También se observan cristales de augita (50% CaO , 28% MgO y 22% FeO^t ; 30 μm) y plagioclasa (Ab_{40} An_{60} ; 30 μm) en una matriz de microlitos de plagioclasas (Ab_{40} An_{60} ; aproximadamente 15 μm), vidrio y abundantes vesículas con titanomagnetita (espinela férrica con cromo intergranular 64% FeO^t , 23% Cr_2O_3 y 13% TiO_2 ; 20 - 40 μm). El vidrio varía en composición (76% SiO_2 , 5% Al_2O_3 , 6% FeO^t , 5% Al_2O_3 , 6% FeO^t , 5% CaO , 5% Na_2O_3 y 3% K_2O), ya que en ciertas partes de la roca presenta más potasio que calcio y mayor contenido de hierro.

La muestra AMC9 es una andesita ácida que está formada por fenocristales de augita (aproximadamente 200 μm), ferrosilita (10-20 μm ; rica en FeO y pobre en CaO y MgO) subofítica y plagioclasa cálcica ($>\text{An}_{60}$), así como microlitos de plagioclasa cálcica. Los bordes de los cristales de plagioclasas parecen estar parcialmente fundidos, especialmente, en un cristal redondeado (Fig. 25), pero que no presenta bordes de reacción. Es probable que algunas de las plagioclasas sean xenocristales, pero no fue posible detallar más esta muestra por las limitaciones de tiempo. También se observaron cristales de titanomagnetita (10 μm) e ilmenita (8 μm) y vidrio rico en sílice (6-8% Al_2O_3 , 6-8% K_2O y concentraciones menores de Fe , Ti y Na).

La lava del volcán Pájaros (AMC2), un derrame de lava menos viscoso que el del Jumento (Martín Del Pozzo, 1980), presenta un porcentaje de sílice límite entre las andesitas y dacitas (Tabla 12) aunque contiene plagioclasa cálcica euhedral (100 a <30 μm), augita (30 μm) e hiperstena (100-60 μm). El vidrio en cambio es



Figura 25. Foto de cristal de plagioclasa redondeada en matriz vitrea -Amc9

rico en Si, K y Fe y contiene bajas concentraciones de Al y Ti.

Las muestras AMC22 y AMC23 pertenecen a diferentes derrames del Volcán Tres Cumbres, y tanto la andesita (AMC23) como la dacita (AMC22) contienen cristales de olivino (100 μm - 2 mm), hiperstena (40-100 μm), plagioclasa (50-150 μm) y augita (40-80 μm). El olivino (FO_{64}) en la muestra dacítica (AMC22) está obviamente más alterado (más inestable) que el de la muestra andesítica (AMC23). La hiperstena en AMC22 se observa entre las plagioclasas y el olivino e inclusive dentro y formando bordes alrededor de éste, lo que se interpreta como una recristalización de olivino e hiperstena (14% FeO^{I} , 24% MgO, 3% CaO y 59% SiO_2). Dentro de los cristales de hiperstena (AMC22 y AMC23), se presenta un vidrio rico en sílice (82% SiO_2 , 7% Al_2O_3 , 1% TiO_2 , 2% FeO^{I} , 6% K_2O , 1% CaO y 1% Na_2O_3) de composición similar al de la matriz y que parece explicar las discrepancias entre la mineralogía y los porcentajes de sílice de estas rocas. En ambas muestras la composición de la augita es similar (aproximadamente 53% SiO_2 , 16% MgO, 27% CaO con alrededor de 40% FeO^{I}) igual que la de las plagioclasas. En la muestra AMC22 también se observaron cristales intergranulares de magnetita (4 μm) y titanohematita (30 μm).

Con el estudio de microsonda de la muestra AMC23 se detallaron las variaciones en la composición de sus minerales y del vidrio que contiene. Las plagioclasas varían de $\text{Ab}_{51}\text{An}_{49}$ a $\text{Ab}_{40}\text{An}_{60}$. El análisis de uno de los fenocristales de plagioclasa mostró un centro cálcico seguido por zonas más sódicas y un nuevo aumento de calcio en las orillas. El borde vítreo presenta el porcentaje de anortita más elevado del cristal y otro cristal presenta un 60% de anortita y los microlitos un 52%. Los fenocristales de hiperstena muestran un aumento en magnesio del centro hacia afuera aunque existen otros cristales menos magnésicos, donde no se observó zoneamiento (Fig. 26). También se presentan agregados (23AGR) y cristales individuales (23AUG) de augita de básicamente la misma composición (Fig. 26). Se detectaron dos tipos de vidrio, uno alto en sílice con Na_2O , FeO y K_2O y el otro con valores intermedios de SiO_2 (59-63%), altos valores de AlO_3 (20-24%) y CaO y asociado a las plagioclasas. Estos rasgos parecen estar ligados a mezclas de

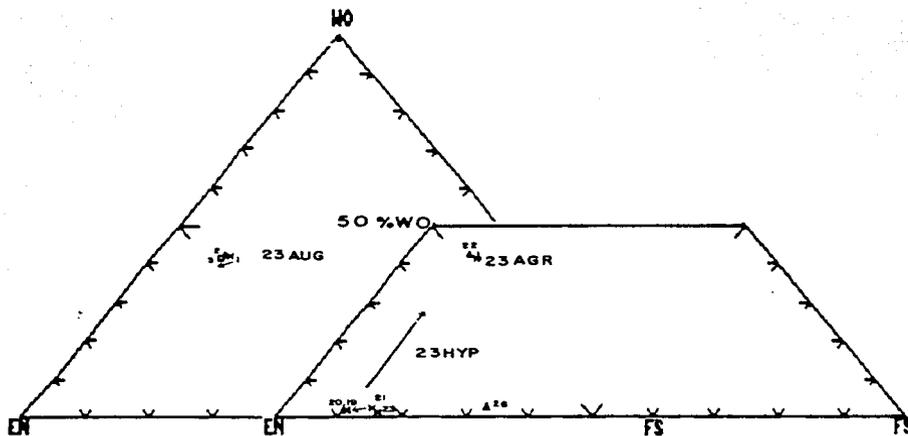


Figura 26. Diagrama de la variación de composición de los piroxenos en AMC 23. Los puntos junto a 23 AUG muestran la variación del centro hacia afuera de un fenocristal de augita y 23 AGR son agregados de cristales de augita. Los puntos 23 y 26 (inferior) pertenecen a hiperstenas y los puntos de la esquina inferior izquierda muestran la variación del centro hacia afuera de un cristal de hiperstena.

magmas.

Las Dacitas

Muchos de los volcanes que forman la Sierra Chichinautzin son dacíticos (Tabla 13) contrariamente a lo que comúnmente se denomina como un vulcanismo básico.

Las dacitas presentan plagioclasas de diversas composiciones al igual que la augita, hiperstena y hornblenda, como se detallara más adelante. Estas rocas dacíticas presentan matrices vitreas a microlíticas pero que difieren en composición de un punto de análisis a otro (inclusive en la misma muestra). Los análisis químicos y geoquímicos reflejan esta heterogeneidad. Los cristales de cuarzo y plagioclasas grandes muestran superficies rotas y fundidas que indican que son xenocristales e inclusive una lava (AMC26a) parece ser totalmente híbrida. Esto ayuda a explicar la heterogeneidad de las plagioclasas y ferromagnesianos.

Los xenolitos y lavas pre-Chichinautzin son principalmente de composición andesítica-dacítica (tonalítica) pero aunque algunas de sus fases minerales son similares a las de las lavas ácidas (Tabla 14), los contenidos tanto en elementos mayores como traza los separan de las lavas de la Formación Chichinautzin.

En cuanto a los minerales normativos de las dacitas se puede concluir que el cuarzo (20-22%) aumenta con respecto a las andesitas, pero el contenido de anortita (19-24%) es heterogeneo y no muestra variación entre los términos básicos y los ácidos. El porcentaje de ortoclasa (9-10) en las dacitas es semejante al de las andesitas basálticas y al de las andesitas, pero, el contenido de Ab(36-37%) de las dacitas si aumenta ligeramente con respecto al de las rocas más básicas. La diopsida magnésica muestra mucha heterogeneidad, aunque su porcentaje baja en las dacitas (0-1%). En cambio la hiperstena magnésica si muestra una marcada disminución de los términos básicos a los ácidos (dacitas: 3.5-4.3%) al igual que la ilmenita, apatita, hematita y esfena.

A continuación se hará una discusión más detallada de las dacitas.

El grueso derrame de lava dacítica del Tetequillo (AMC20 y

TABLE 13. ANALISIS QUIMICOS DE DACITAS

	%Peso	TETEQUILLO		TETEQUILLO		TETEQUILLO		TETEQUILLO		OCUSACAYO	TABAQUILLO	QOQPIL
		AMC-11	AMC-15	AMC-21	AMC-22	AMC-20	M-3	AMC-25a	Q	VISC-INT	VISC-ALT	VISC-ALT
SI01		63.23	63.23	63.52	63.42	64.46	65.30	65.45	66.58			
TI02		0.63	0.64	0.64	0.78	0.67	1.04	0.63	0.59			
AL2O3		17.91	18.00	18.12	15.77	18.42	13.48	16.69	16.79			
FE2O3		4.35	4.23	4.26	1.50	4.49	1.57	4.01	3.12			
FeO		0.29	0.47	0.43	3.71	0.30	3.63	0.64	0.60			
MnO		0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.06	0.08	0.07			
MgO		1.72	1.76	1.75	4.03	1.83	3.68	2.94	1.81			
CaO		5.20	5.21	5.19	4.88	5.29	4.81	5.14	4.03			
NA2O		4.33	4.23	4.32	3.87	4.31	4.05	4.31	4.62			
K2O		1.58	1.66	1.52	2.07	1.55	1.90	1.81	1.91			
H2O+		nd	nd	nd	nd	nd	0.04	nd	nd			
H2O-		nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd			
P2O5		0.22	0.22	0.22	0.20	0.22	0.26	0.17	0.15			
TOTAL		99.54	99.76	100.12	100.33	101.64	99.82	101.93	100.26			
Cr	Ppm	7	7	7	130	7	nd	56	29			
Co		8	9	9	14	10	nd	11	9			
Ni		6	7	7	75	7	nd	28	16			
Cu		7	7	7	13	7	nd	14	7			
Zn		69	70	69	72	68	nd	64	60			
Ga		19	19	20	19	19	nd	19	21			
Nb		40	37	37	50	37	nd	36	21			
Sr		644	642	647	393	644	nd	597	617			
Y		16	16	15	20	16	nd	17	15			
Zr		151	149	150	218	148	nd	146	146			
Nb		5	5	6	6	5	nd	5	4			
Pb		11	9	7	35	10	nd	9	7			
Th		5	4	4	7	6	nd	5	4			
Sr87/Sr86		nd	.70356	nd	nd	nd	nd	.70325	nd			
Ba		480	472	472	645	480	nd	596	685			
k		15760	16640	15190	20720	15490	nd	18090	19060			
Al%at		4.66	nd	nd	nd	4.79	3.50	4.34	4.37			
Mg%at		1.05	nd	nd	nd	1.16	2.24	1.79	1.10			
Fe%at		.2300	nd	nd	nd	.23700	2.83	.50000	.465			
Fe%tot		4.64	4.70	4.70	5.21	4.80	nd	4.65	3.71			
Th/Zr		.03311	.02685	.026667	.03211	.04054	nd	.03425	.0274			
Rb/Sr		.06211	.05763	.05719	.12723	.05745	nd	.0603	.03404			
Ba/Sr		.74534	.7352	.72952	1.64	.74534	nd	.99832	1.11			
K2o/K2o+NA2o		.2668	.28237	.26033	.34865	.26447	nd	.29568	.29197			
DI		65.19	64.87	64.96	62.61	64.60	nd	65.22	71.71			
Mg val		44	45	45	63	45	nd	58	51			
Al/Mgfe		364	nd	nd	nd	342	69.03	189	279			
Mg/Mgfe		82.03	nd	nd	nd	82.86	44.18	78.17	70.29			
1/Sr		.00155	.00155	.00155	.00254	.00155	nd	.00157	.00162			

TABLA 1-4. ANALISIS QUIMICOS DE XENOLITOS Y LAVA PRE-ORICINAUTZIN

SIC1	X/Peso	XEN-YAB	XEN-YAB	XEN-YAB	SAN GREGORIO	ZEMPOALA	CROCES	XEN-YAB
		T24AM	T31AM	T32AM	SG		ANC-4	T26AM
		XENOLITO	XENOLITO	XENOLITO	VISC-ALT	VISC-ALT	VISC-ALT	XENOLITO
SiO ₂		57.46	59.75	60.11	62.31	62.81	63.89	64.06
TiO ₂		0.99	0.59	0.79	0.87	0.52	0.79	0.73
Al ₂ O ₃		17.91	16.07	15.61	17.48	16.67	17.07	17.70
Fe ₂ O ₃		6.38	6.82	4.97	5.01	0.89	3.20	4.20
MnO		0.71	0.76	0.55	0.56	3.18	2.01	0.47
CaO		3.66	4.78	5.38	0.10	0.11	0.09	0.09
MgO		0.12	0.19	0.09	3.80	2.92	2.66	2.16
Na ₂ O		6.66	6.62	6.41	5.90	4.39	4.89	4.79
K ₂ O		4.48	4.01	3.98	4.12	4.20	4.73	5.07
Na ₂ O+		1.86	1.36	1.40	1.40	2.07	1.52	1.29
K ₂ O-	nd	nd	nd	nd	nd	0.35	nd	nd
P ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	0.04	nd	nd
TOTAL		100.82	101.07	99.50	101.69	98.37	101.03	100.74
Cr	Ppm	40	246	169	73	nd	44	23
Co		19	16	18	14	nd	13	10
Ni		30	96	77	29	nd	30	14
Zn		35	28	18	11	nd	11	7
Cu		105	124	66	65	nd	70	70
Pb		22	22	19	19	nd	19	20
Sr		34	21	25	29	nd	28	29
Y		1025	546	856	574	nd	488	549
Zr		28	29	17	16	nd	18	18
Hf		122	84	120	144	nd	145	158
Pb		4	4	4	5	nd	4	4
Th		8	7	8	6	nd	8	6
Sr87/Sr86		4	4	4	6	nd	4	4
Ba		nd	nd	nd	6	nd	nd	nd
k		1,005	425	450	nd	nd	nd	nd
Al ₂ SiO ₅		18560	13590	14030	675	nd	417	475
Mg ₂ SiO ₅		nd	nd	nd	13970	nd	15230	12920
Fe ₂ SiO ₅		nd	nd	nd	nd	4.33	4.44	nd
FeO _{tot}		nd	nd	nd	nd	1.78	1.62	nd
Th/Zr		7.09	7.58	5.52	5.57	2.48	1.57	nd
Hf/Sr		.03279	.04762	.03333	.04167	nd	5.21	4.67
Ba/Sr		.03517	.03846	.02921	.05052	nd	.02759	.02532
K ₂ O/Na ₂ O		.98049	.77839	.5257	.05052	nd	.05738	.05282
DI		.29302	.25307	.26073	1.18	nd	.85451	.85521
Mg val		55.93	53.88	54.78	.25336	nd	.24372	.20311
Al/MgFe		53	58	68	57.95	nd	65.42	66.10
Mg/MgFe		nd	nd	nd	60	nd	52	50
1/Er		nd	nd	nd	nd	101.64	139	nd
		.00097	.00183	.00117	.00174	41.78	50.78	nd
						nd	.00204	.00182

AMC21) presenta características totalmente diferentes a las de los derrames fluidos de otros volcanes. La lava de Tetequillo contiene abundantes cristales de plagioclasa y pocos de ferromagnesianos. El estudio de microscopia electrónica permitió realizar un análisis semi-cuantitativo de la composición de los minerales. La oxihornblenda (17% CaO, 12% MgO, 14% FeO, 6% Al₂O₃, 3% TiO₂ y 1.5% SiO₂) se encuentra casi totalmente convertida a magnetita, aunque también se observan escasos cristales de hiperstena y titanomagnetita (15-20 μ m). Las plagioclasas (10-400 μ m) muestran valores variados de anortita (de $< \text{An}_{50}\text{Ab}_{50}$ a $\text{An}_{70}\text{Ab}_{30}$) siendo aparentemente más cálcicos los cristales de mayor tamaño. Aparte de los microlitos de plagioclasa intermedia, la matriz está formada por varios tipos de vidrio (uno 89% SiO₂, 6% K₂O, 5% Al₂O₃ y trazas de FeO y NaO, y el otro: 70% SiO₂, 10% K₂O, 15% Al₂O₃ y otro con trazas de FeO. También en esta lava se observaron cristales (xenocristales?) de cuarzo (4-60 μ m), algunos de los cuales están intercristalizados con la plagioclasa, mientras que otros cristales presentan redondeamiento. Aunque este derrame se muestreó detalladamente, tanto vertical como horizontalmente, presentó poca variación en la composición (ver diagramas químicos) y sólo entre las muestras AMC20 y AMC21 se observaron pequeñas diferencias texturales. La muestra AMC20 es más porosa y contiene cristales más pequeños con mayor proporción de titanio magnetita.

Las variaciones de composición se detallaron con los análisis de la microsonda. En la muestra AMC20 (Tetequillo) se observa varias generaciones de plagioclasas que se presentan como fenocristales zoneados, microlitos e inclusiones en hornblenda. Como se observa en la figura 27, las plagioclasas se distribuyen básicamente en dos grupos, uno alrededor de $\text{Ab}_{40}\text{An}_{50}$ y otro de $\text{Ab}_{20}\text{An}_{80}$, aunque existen dos muestras entre An_{40} y An_{50} . Tres puntos pertenecientes a un mismo cristal presentan un aumento en calcio hacia las orillas, mientras que tres análisis de otro cristal muestran una disminución de calcio marcada hacia una orilla (de $\text{Ab}_{16}\text{An}_{84}$ a $\text{An}_{41}\text{An}_{59}$) y leve hacia la otra ($\text{An}_{84} - \text{An}_{80} - \text{An}_{76}$). La inclusión de plagioclasa (Pline) dentro de la hornblenda es cálcica (An_{83}) mientras que los microlitos (micro) (Fig. 27) son un poco más

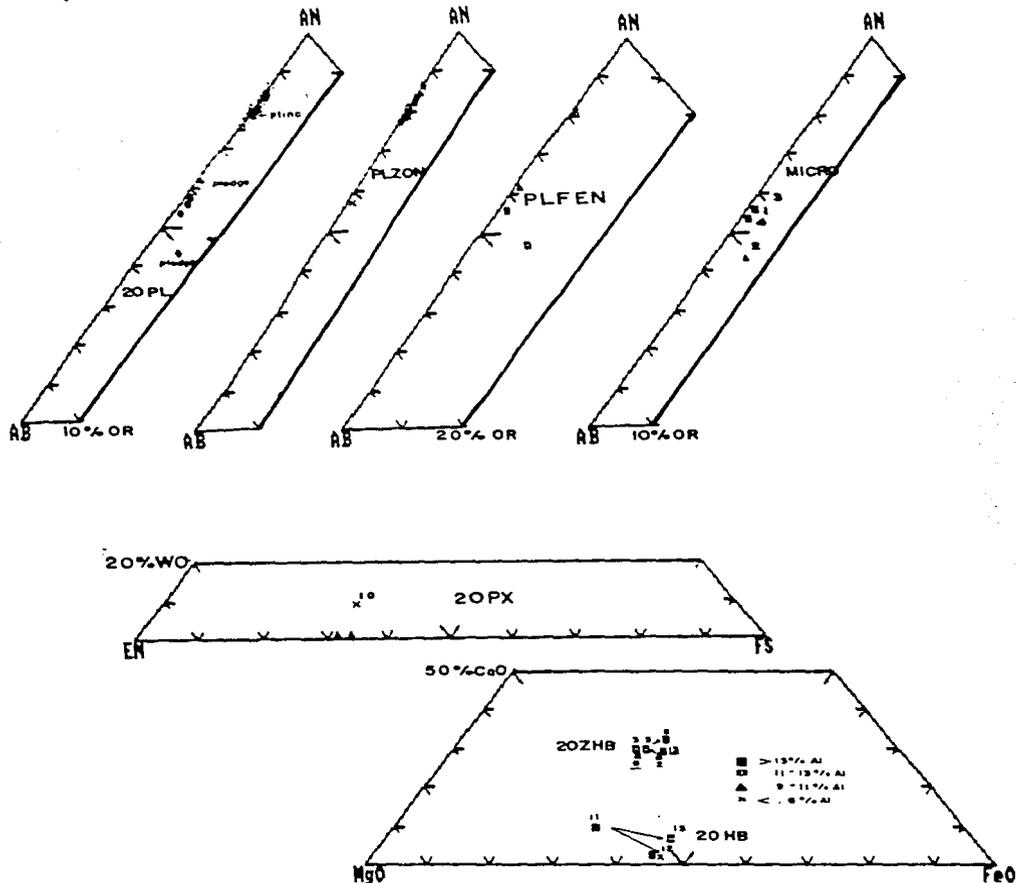


Figura 27. Diagrama que muestra la composición de los minerales de AMC20. 20PL(sup.izq.) es un fenocristal, plédoe son sus bordes y Plinc una inclusión. PLFEN y PLZON también son fenocristales de plagioclasas y Micro muestra la composición microlítica. 20 px representa algunos piroxenos y el diagrama inferior (der.) las hornblendas. El punto 11 representa el centro de un cristal (20 HB) que varía a 12 (vidrio) y 13 en sus bordes. Los puntos 13 y 9 (sup.) son pequeños cristales. 20 ZHB muestra el zoneamiento de un fenocristal.

sódicos ($An_{43.56}$). Los cristales más grandes de plagioclasa (plfen y plzon) (Fig. 27) muestran un enriquecimiento en calcio en las orillas parecido al primer cristal que fue descrito en esta muestra. Aparte de un aumento de calcio hacia el exterior, uno de los cristales mostró una disminución en la zona más externa (Fig. 28). De cualquier manera, la historia de cristalización de las plagioclasas indica que el magma fue enriquecido en calcio afectando un proceso de cristalización normal.

Las hornblendas de Tetequillo 20ZHB y 20HB (Fig. 27) se agrupan en cristales con bajo contenido de calcio y contenidos altos de aluminio (con excepción de un borde de cristal 12) y en cristales con un contenido mayor de CaO y altos valores de aluminio (Fig. 27). Las anfíbolas ricas en aluminio deben haberse formado en ambientes más profundos o a más altas temperaturas que las anfíbolas con bajo contenido de aluminio. En el cristal 20 ZHB (Fig. 27) se observó que el contenido de fierro disminuye hacia afuera mientras el de Mg aumenta y después vuelve a bajar; el borde hematizado contiene más Fe y menos Mg. El aumento en Mg en los bordes de cristales ferromagnesianos, generalmente se ha interpretado como producto de mezcla con un magma más básico. El borde de vidrio que rodea al cristal antes mencionado presenta una disminución tanto en FeO como en MgO y aunque los dos puntos analizados en el vidrio están muy cercanos, se pueden observar las variaciones en FeO y MgO relacionados posiblemente, a diferentes grados de fusión parcial del cristal después de la mezcla-asimilación.

El cristal 20HB en cambio muestra una disminución en Mg hacia los bordes (Fig. 27). Los cristales más pequeños contienen mayor proporción de FeO y MgO que los cristales de mayor tamaño. Los piroxenos son escasas hiperstenas (20 PX) (Figura 27) incluidas dentro de los bordes hematizados de hornblenda o del vidrio (que presenta una composición similar). Existen dos vidrios con composiciones diferentes a las antes mencionadas (junto a hornblendas y piroxenos), el primero con mayor Fe y el segundo con mucho mayor Si.

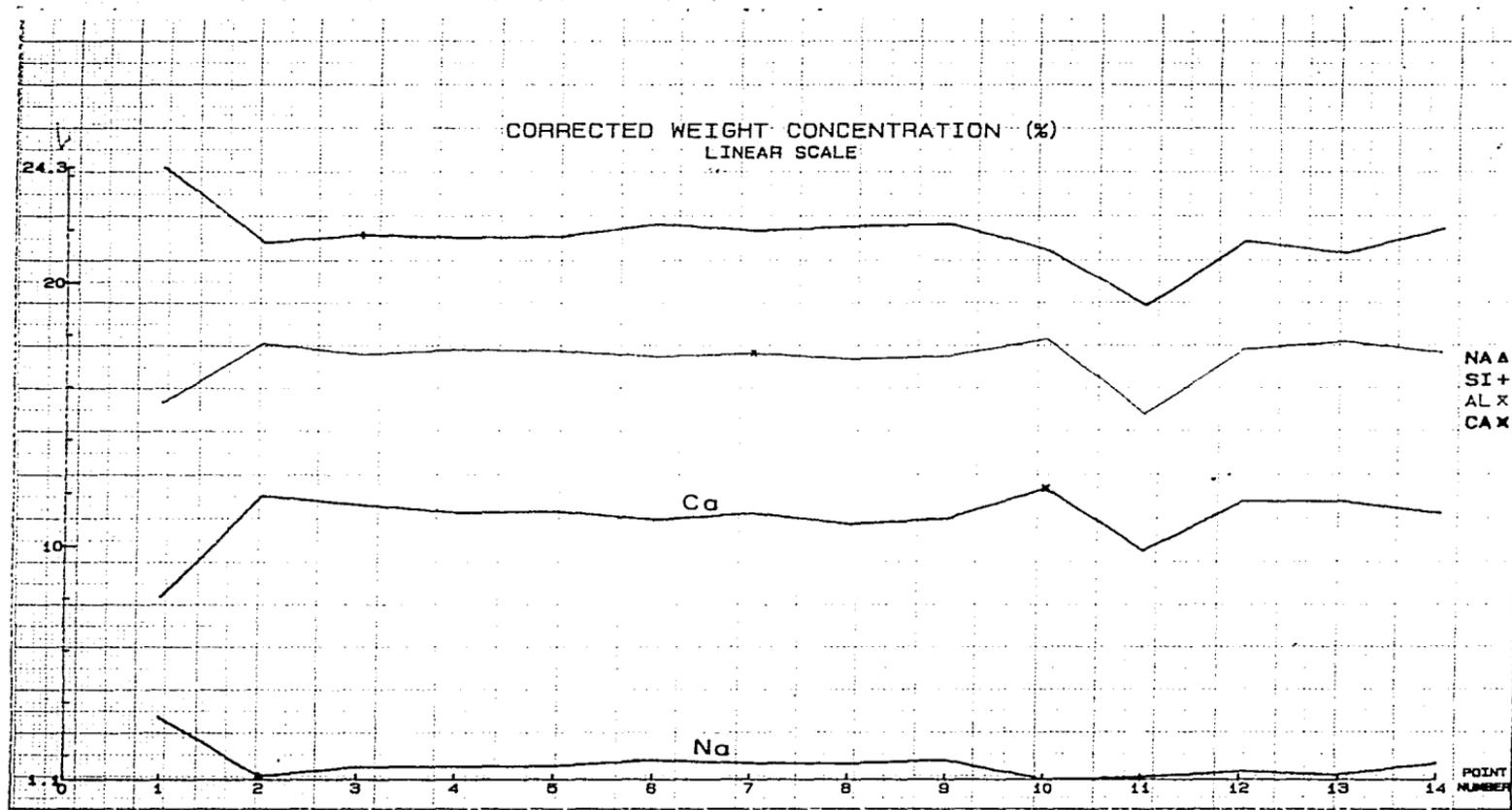


Figura 28. Gráfica de zoneamiento en un cristal de plagioclase clasa-AMC20.

Las texturas y composiciones presentes en la mayoría de las muestras indican cristalización en desequilibrio, lo que puede deberse a la presencia de xenolitos en muchas de las muestras. Por esta razón, los xenolitos tan abundantes dentro de la lava Tabaquillo y la lava misma, fueron estudiados más detalladamente. La lava (AMC26a) y xenolitos de Tabaquillo (T24, T26, T31, T32, T36, T38 y T45) son en ocasiones muy similares, ya que los bordes de los xenolitos han sido fundidos y los cristales de los xenolitos fracturados, disgregados, incluidos en la lava y fundidos. También se observaron xenolitos (Tabla 14) de rocas bandeadas (piroxeno - plagioclasa) que podrían representar gneises granulíticos, rocas básicas con intercrecimiento de piroxenos granulares y plagioclasas, rocas alteradas posiblemente de skarn y rocas andesitas, aparentemente de etapas volcánicas más antiguas. Aunque los xenolitos más abundantes son de tonalita y los xenocristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda e hiperstena.

La muestra T24, que se sitúa junto a las muestras de lava en muchos de los diagramas, parece ser una roca volcánica más antigua (por su textura de grano fino). El xenolito está compuesto de fenocristales de plagioclasa ($Ab_{20}An_{80}$) e hiperstena en una matriz de microlitos de plagioclasa intercristalizada con agujas de apatita mientras que la lava (Fig. 29) que más bien parece ser un agregado de xenocristales en diferente grado de fusión (Figs. 30-36) presenta cristales de cuarzo fracturados y redondeados con bordes de reacción constituidos por fragmentos de los cristales del xenolito y crecimientos fibrosos de piroxeno-plagioclasa dentro de la lava. La lava también contiene cristales de hiperstena, hornblenda y plagioclasa y vidrio abundante. La plagioclasa ($Ab_{20}An_{80}$) se presenta en grandes cristales parcialmente fundidos de 4 mm (xenocristales?) y como microlitos (10 μ m) tanto en la matriz como en los bordes de reacción. El contacto entre el xenolito y la lava es una zona transicional de 1 mm. La misma lava en la muestra T26 contiene xenocristales de cuarzo (40 μ m - 1 mm) que en los bordes están fragmentados y rodeados de agujas de piroxeno y cristales de cuarzo más pequeños, cristales de hiperstena (100 μ m - 1 mm) sin bordes de reacción (fenocristales), xenocristales (100



Figura 29. Foto de agujas de plagioclasa con hornblenda y apatita -T24

Figura 30. Foto de borde de reacción de plagioclasa rodeando xenocristal de cuarzo -T24



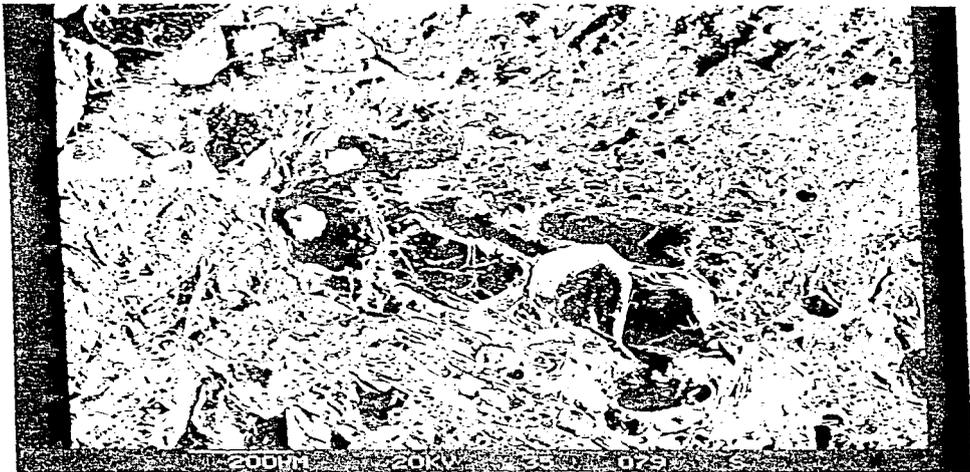


Figura 31. Foto de cristales de cuarzo -124

Figura 32. Foto de acercamiento de uno de los cristales de cuarzo fracturados -124



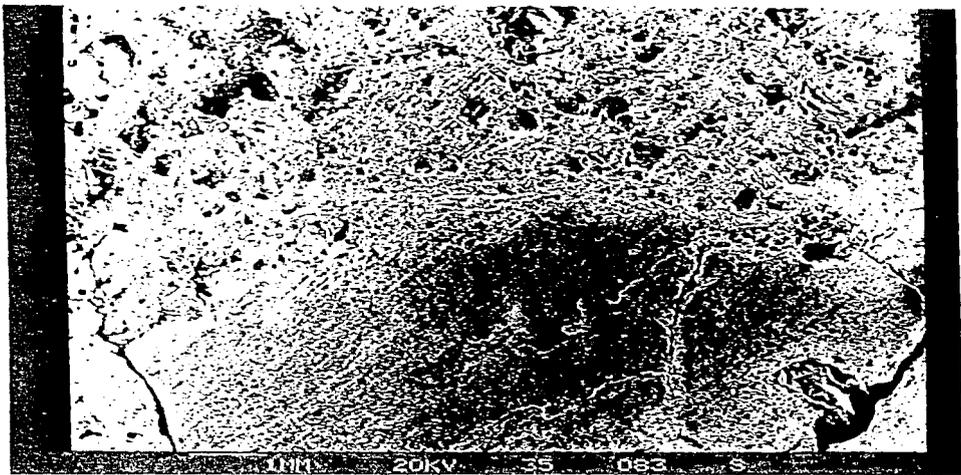


Figura 33. Foto de borde entre lava y xenolito (centro) -T24

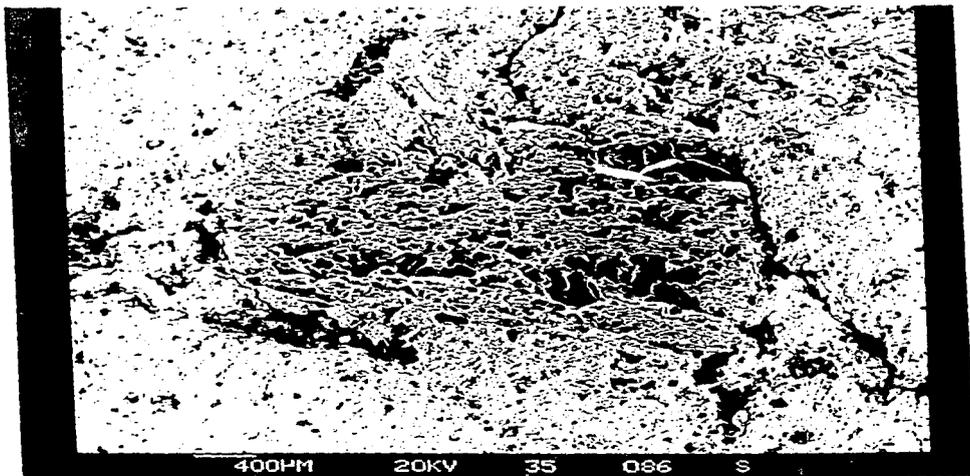
Figura 34. Foto de xenocristal de cuarzo en la lava -T24





Figura 35. Foto de plagioclasa parcialmente fundida -T24

Figura 36. Foto de xenocristal de plagioclasa corroído -T24



μm - 1 mm) y microlitos (40 μm) de plagioclasa ($\text{Ab}_{40}\text{An}_{60}$), y fenocristales de hornblenda con titanomagnetita (50 μm) y magnetita intergranulares (Figs. 37-40). El xenolito de T26 es de grano grueso y está intercrystalizado y fundido con la lava y contiene cristales de plagioclasa ($\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$; 2 mm) con bordes fundidos, cuarzo redondeado con vidrio en los bordes (fundido), hornblenda (2 mm) con bordes también fundidos y titanomagnetita (50 μm). Dentro de un cristal de hornblenda (2 mm) con los bordes fundidos, se observó un cristal euhedral de hornblenda, posiblemente causado por una recristalización en nuevas condiciones de presión y temperatura. El vidrio del xenolito presenta fractura concooidal y está compuesto de Si, K, Na poco Fe.

El contacto entre el xenolito y la lava en la muestra T31 es difícil de distinguir porque está fundido y alterado y no presenta borde de reacción, inclusive se observan los cristales del xenolito también dentro de la lava. La lava de Tabaquillo, como en las otras muestras, está compuesto de cristales de hornblenda (300 μm), cuarzo (Fig. 41), hiperstena (100 μm) y cristales grandes de plagioclasa (200 μm hasta varios mm, fracturados y fundidos en los bordes (xenocristales?) (Fig. 42), así como de microlitos y un vidrio rico en silice con bajo contenido de Al, K y Fe. En el xenolito (T31) también se observan cristales de plagioclasa, (80 μm - 1 mm), hornblenda (50 μm - 1 mm) y cuarzo (100 - 200 μm) aparte de los cristales de augita (600 μm) y titanomagnetita-espínela férrica (Ti y Cr) (4 μm). Los cristales grandes de plagioclasa se encuentran parcialmente fundidos (Figs. 42 y 43) y recristalizados, lo que parece ocurrir también con la hornblenda. Una de las hornblendas está intercrecida con augita y espínela férrica.

La lava de la muestra T32 presenta un vidrio bandeado (50% SiO_2 , 7% Al_2O_3 , 19% FeO , 8% MgO , 2% TiO_2 , 14% K_2O con trazas de sodio) con cristales de hornblenda (150 μm) parcialmente fundidos en los bordes y fracturas (xenocristales?), cristales grandes de plagioclasa (> 100 μm) con los bordes fundidos (von vidrio) (xenocristales?), cristales de cuarzo (50 μm) y de hiperstena (60 μm) y de plagioclasa pequeños (Figs. 44-46). El contacto entre el

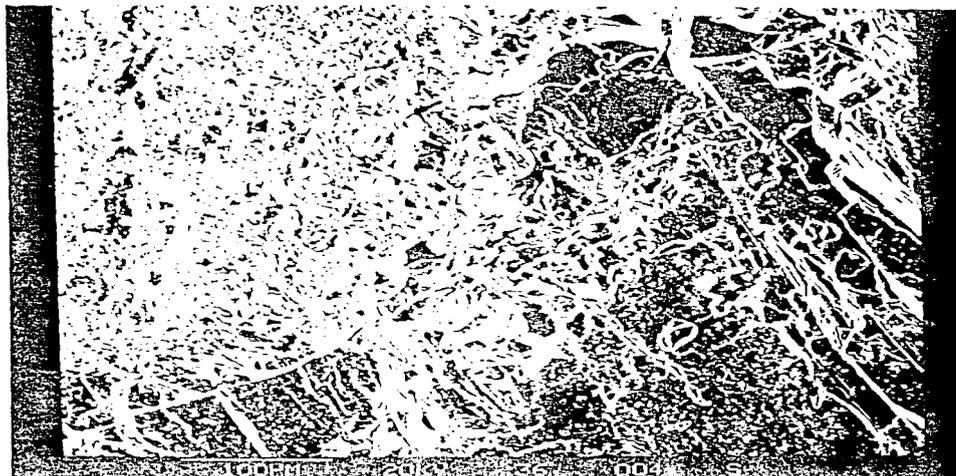
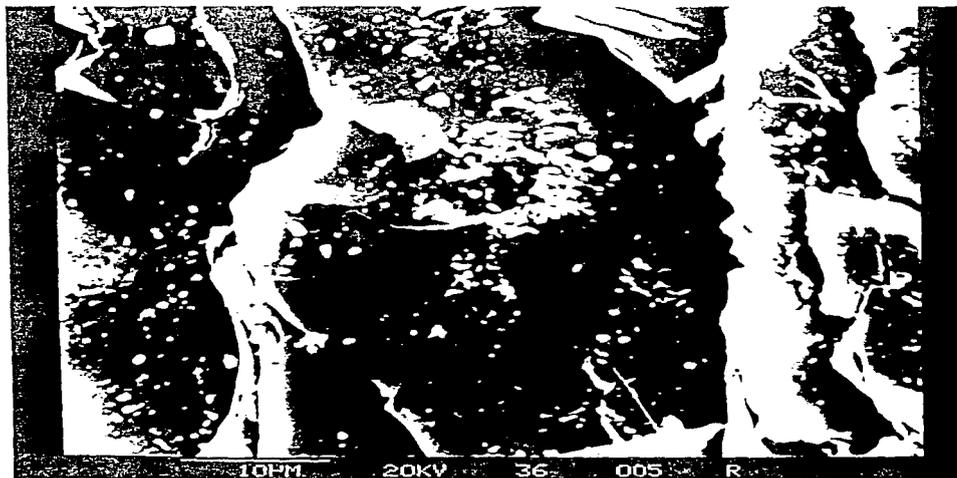


Figura 37. Foto de lava con xenocristal de plagioclasa parcialmente fundida (der) -T26

Figura 38. Foto de laminillas en hornblenda con exsolución de Fe y Ca -T26



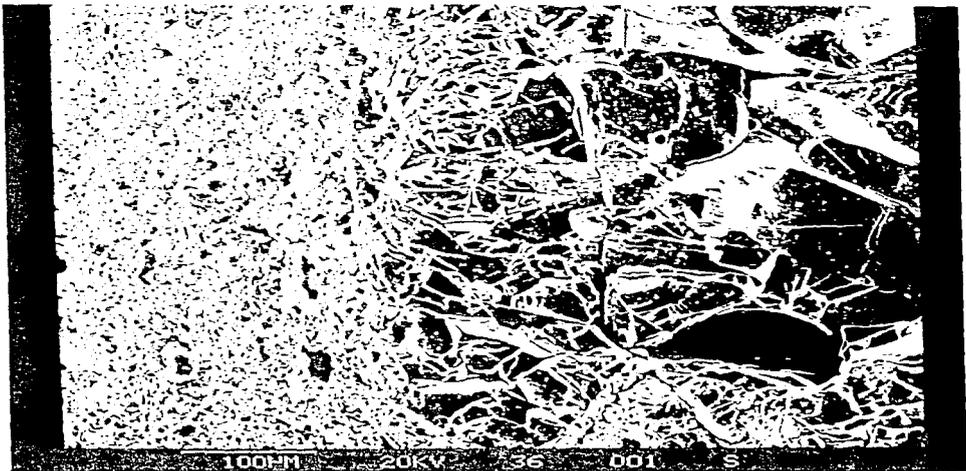


Figura 39. Foto de cristales grandes y mas pequeños en el borde de reacción -T26

Figura 40. Foto de cristales de hiperstena -T26

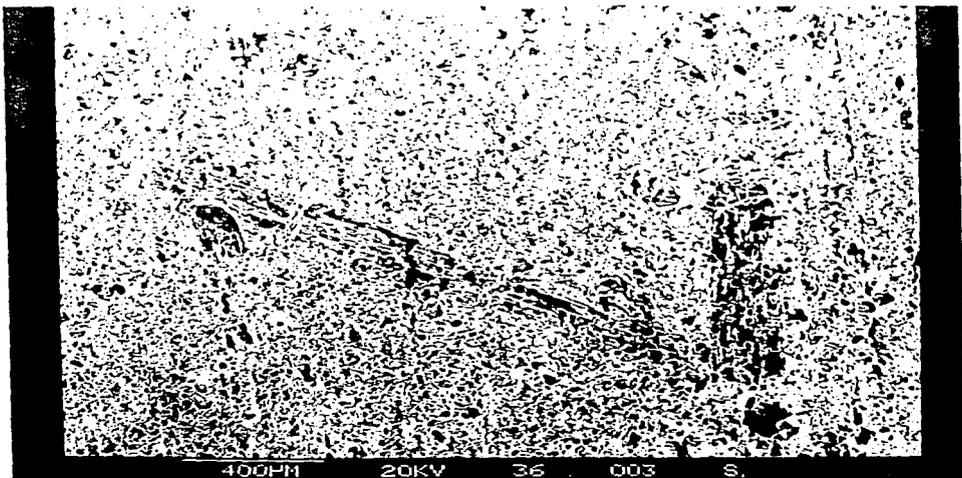




Figura 41. Foto de cristal de cuarzo sobre plagioclasa =F31

Figura 42. Foto de xenolito con plagioclasa parcialmente fundido =F31



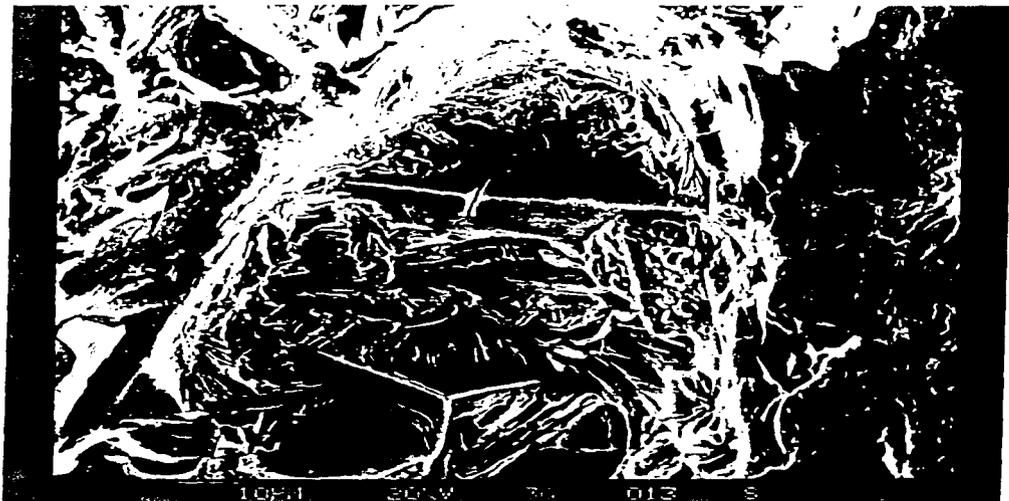


Figura 43. Foto de xenocristal de plagioclasa fundida -T31.



Figura 44. Foto de crecimiento de plagioclasa (gris oscuro) y hornblenda -132.

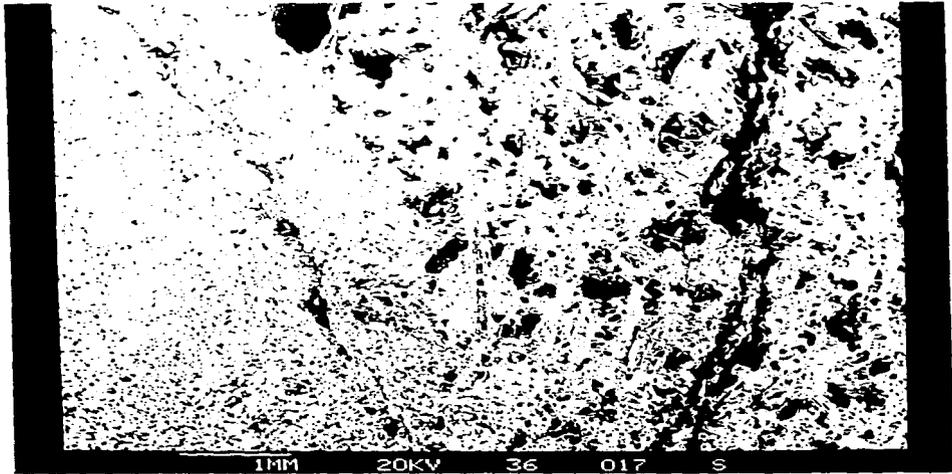
Figura 45. Foto de plagioclasa fracturada y parcialmente fundida -132.





Figura 46. Foto de plagioclasa tabular en vesicula -T32

Figura 47. Foto de borde de reaccion entre lava y xenolito -T32



7

xenolito y la lava es difícil de distinguir aunque el xenolito es más poroso (fusión) Figs. 47 y 48). El xenolito presenta básicamente la misma mineralogía que la lava, pero en el xenolito se observan muchos cristales recristalizados en forma de agujas creciendo adentro de los cristales mayores (cuarzo, plagioclasa..) aparte de claras evidencias de la fusión de cristales, tales como los gusanillos dentro de los cristales de plagioclasa.

En la lava de la muestra T36 también se distingue el bandeamiento en el vidrio. La matriz que varía en esta muestra de vítrea a criptocristalina, contiene xenocristales parcialmente fundidos, principalmente, de cuarzo con fenocristales de piroxenos (augita). El contacto entre la lava y el xenolito está fundido (Fig. 49) y presenta vidrio en esta zona seguido por un borde de reacción. El xenolito en sí es muy poroso, debido a que ha sido parcialmente fundido. Los cristales de cuarzo (500 μm), tanto en el xenolito como en forma de xenocristal en la lava (Fig. 50) están fracturados y parcialmente fundidos, igual que las plagioclasas (Fig. 51 y 52) ($\text{Ab}_{10}\text{A}_{90}$; 10 - 100 μm). El xenolito también contiene cristales de augita (200 μm) e hiperstena (200 μm) pero a diferencia de la lava presenta cristales de biotita (Fig. 53) que han sido parcialmente fundidos. El vidrio que contiene el xenolito varía en composición de un punto a otro, lo que se relaciona con la fusión de diferentes minerales. Uno de los vidrios es rico en Fe y Si (45% SiO_2 , 6% Al_2O_3 , 3% TiO , 6% MgO , 25% FeO^+ y 15% K_2O) (biotita fundida?) mientras que otro es más pobre en hierro y más rico en potasio. Un tercer tipo de vidrio es rico en sílice y potasio (78% SiO_2 , 5% Al_2O_3 , 4% FeO^+ , 2.5% CaO y 10% K_2O).

En la muestra T38 la lava presenta abundantes cristales de hornblenda en una matriz vítrea, mientras que el xenolito contiene cristales de hiperstena (150 μm), augita (100 μm), cuarzo (1 mm) y plagioclasa (100 μm), todos ellos parcialmente fundidos (Figs. 54-56). Este xenolito también presenta diferentes tipos de vidrios, uno compuesto de Si, K, Ca y poco Fe y otro con mayor contenido de Si y Ca, contenido similar en K y Al pero con menor Fe.

La muestra T45 también contiene una alta proporción de vidrio, tanto en la lava como en el xenolito (Fig. 57). En el xenolito



Figura 4B. Foto de borde entre vidrio (inf. izq.) y lava -T32

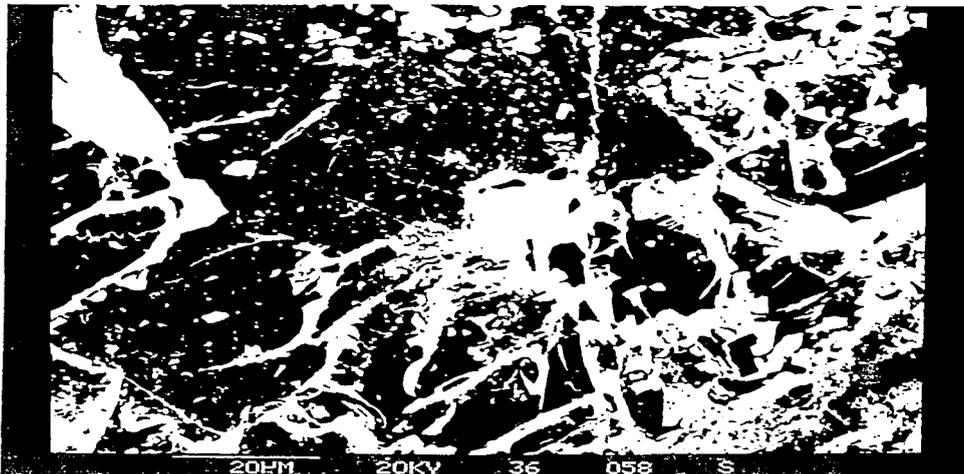


Figura 49. Foto de vidrio en borde de reaccion -T36

Figura 50. Foto de xenocristales de cuarzo fracturados con borde de reaccion -T36

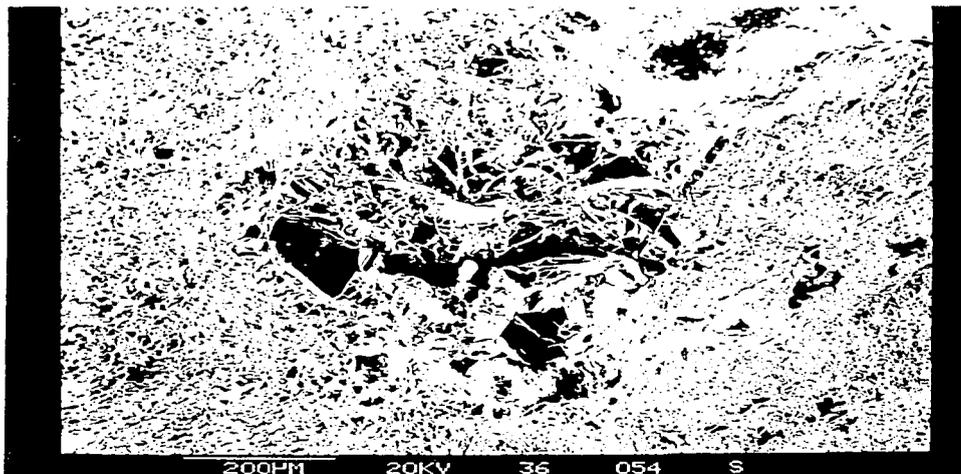




Figura 51. Foto de plagioclasa parcialmente fundida (con vidrio) -T36

Figura 52. Foto de otro cristal de plagioclasa fundido -T36





Figura 53. Foto de estructura de cristal de biotita -T36



Figura 54. Foto de xenolito de cuarzo fracturado -138

Figura 55. Foto de textura vítrica en parte fundida del xenolito -138



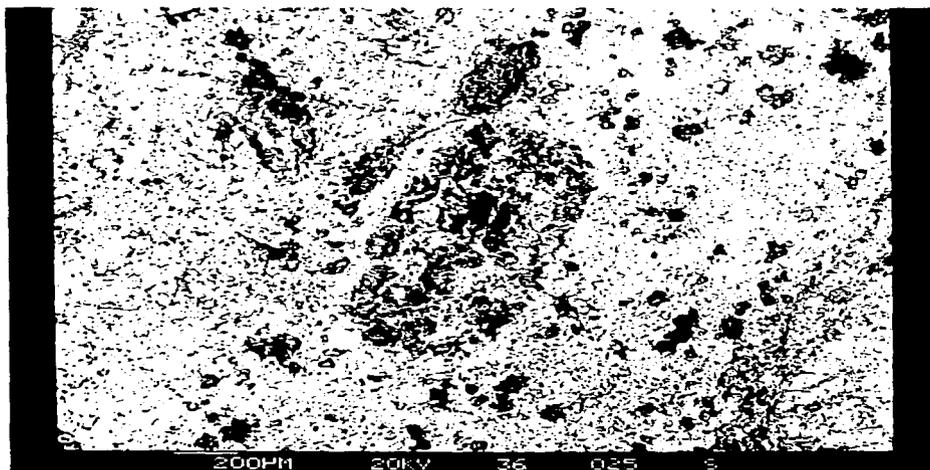


Figura 56. Foto de acercamiento del vidrio -T38



Figura 57. Foto de borde entre lava y xenolito -T45

Figura 58 Foto de xenocristal de hornblenda "resorbed" -T45



existe un vidrio rico en K, pero que no contiene ni Na ni Ca, mientras que otra zona vitrea contiene Na y Ca en alta proporción (plagioclasa fundida?) inclusive este tipo de vidrio se observó en los bordes fundidos de algunas de las plagioclasas. Otro vidrio diferente, de color oscuro contiene alto Si y K con poco Na, Ca y Fe. Se observó el esqueleto totalmente fundido (vitreo) de uno de los minerales. La hiperstena del xenolito también se encuentra parcialmente fundida y de aspecto poroso. La lava presenta cristales de augita (alterados en el clivaje), hornblenda fundida en los bordes (xenocristal ?) (Fig. 58), plagioclasas parcialmente fundidas (xenocristales?) (Fig. 59) y cristales de cuarzo con bordes fundidos (xenocristales), aparte de cristales de titanomagnetita parcialmente oxidados y vidrio.

Como se discutió anteriormente, la lava de Tabaquillo (AMC26a) contiene abundantes xenolitos y xenocristales en una matriz en gran parte vitrea, pero que también presenta cristales de anfíbolos, piroxenos y plagioclasas. El estudio de las muestras en la microsonda permitió detallar más las variaciones en su composición. La muestra de la lava 26 Pl (Fig. 60) se compone de plagioclasas intermedias principalmente (An 50-60), por lo que la muestra que contiene más sodio podría ser un xenocristal. La lava (AMC26a) presenta cristales de composiciones diversas de augita (26 PX), hiperstena, y de una hornblenda baja en aluminio (T3826) (Fig. 60) que parece haber cristalizado a menor presión (menos aluminio que las otras hornblendas).

En los diagramas se observa que muchas de las hornblendas de los (T26, T32 y T38) se concentran, exceptuando una hornblenda con bajo calcio y aluminio (T26), otra más cálcica y aluminosa (T38) y una tercera también rica en aluminio, pero menos cálcica (T26) (Fig. 60). La agrupación dentro del diagrama MgO - CaO - FeO la conforman muestras con valores de aluminio que varían de 6 a 13%. Estas variaciones en contenido de aluminio se consideran reflejo de diferentes profundidades de generación y temperaturas. Dos de los xenolitos T32 y T38 también presentan hiperstena (T32PX y T38 PX) y augita (T38 PX) (Fig. 60), aunque sólo un cristal se parece al de la lava y podría indicar que la augita menos férrica de la

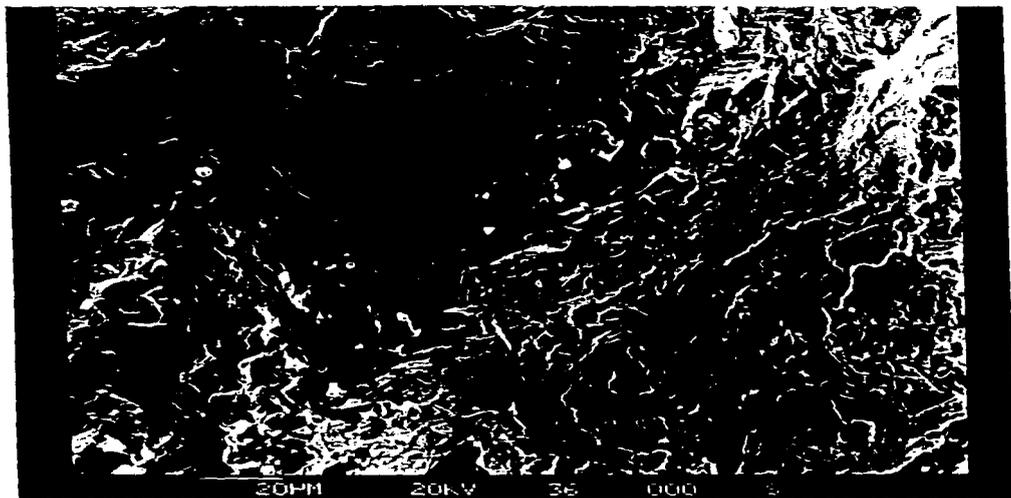


Figura 59. Foto de plagioclasa (gris oscuro) fundida (con vidrio) -T45

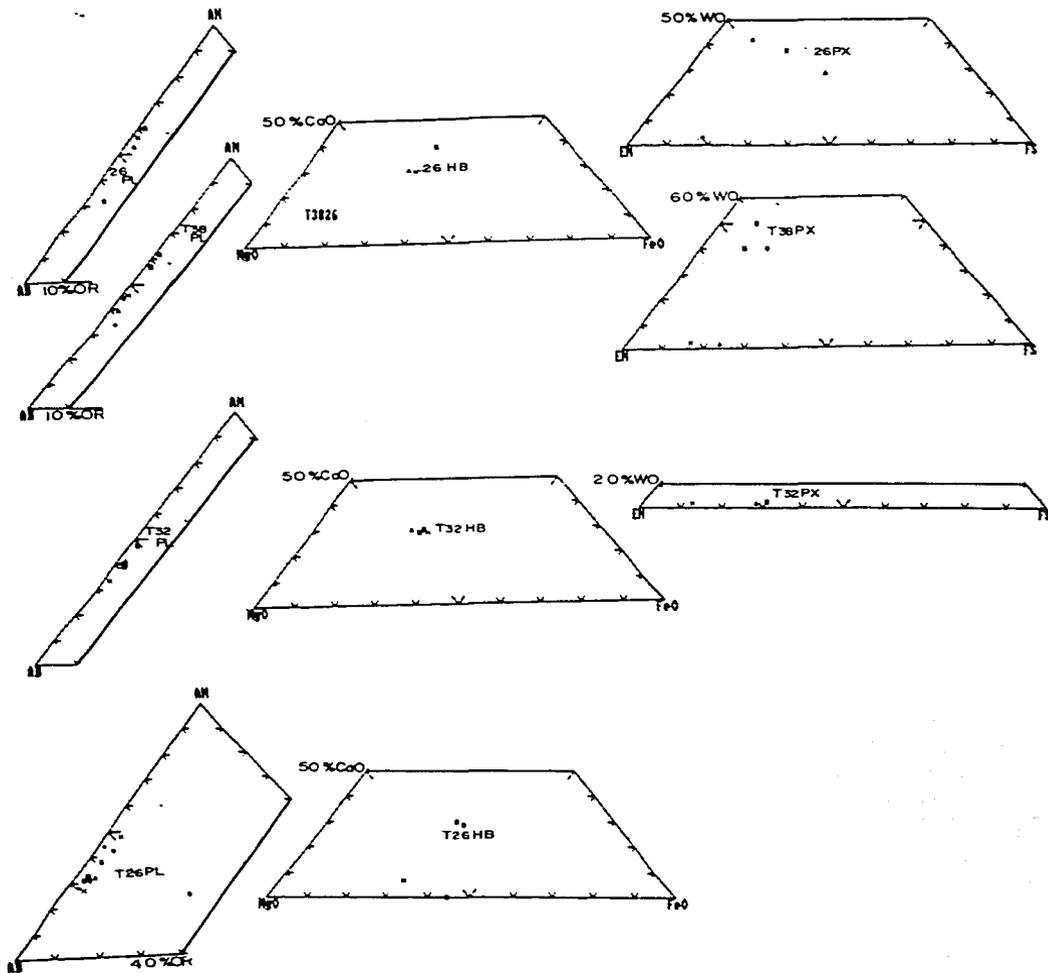


Figura 60. Figura que muestra la composición de los cristales de la lava de Tabaquillo (26) y de los xenolitos.

lava es un xenocrystal. La plagioclasa de T26 tiene un mayor rango de anortita (30 - 50) que la de T32 e inclusive un cristal que contiene OR (k) (Fig. 60). En la muestra T38 en cambio la plagioclasa presenta mayor variación (An_{35} , An_{40} , An_{40} y $An_{60\pm 2}$) (Fig. 60). Existe traslape entre las plagioclasas que se observan en la lava y dentro de los xenolitos, pero los cristales de plagioclasa con anortita menor a 50 podrian representar xenocristales. Uno de los vidrios que se analizaron (T38) contiene alto Si, Al, K y Na.

En la descripción de los xenolitos y la lava de Tabaquillo puede notarse que existen diferentes tipos de xenolitos (volcánicos y granulares) en diferente grado de fusión y que la lava es totalmente hibrida, ya que muestra tanto xenocristales fundidos, algunos de los cuales recrystalizaron para adaptarse a las nuevas condiciones de temperatura y presión (AFC), como cristales del magma que no están fundidos (algunas plagioclasas y piroxenos) (AFC). La similitud en la mineralogia de algunos xenolitos con las lavas puede explicarse por la incorporación de xenocristales. Esto también podría deberse a la fusión parcial de material cortical, quedando algunos restos solidos de la fuente, aunque como se observa en los diagramas de análisis quimicos, los xenolitos (a excepción de T24) no se sitúan junto a la lava de Tabaquillo (26a) y por lo tanto, se dificulta esta interpretación.

Otro volcán dacítico es el Quepil, cuyas lavas ácidas parecen marcar la transición entre el vulcanismo poligenético del Ajusco y el vulcanismo morogenético de la sierra Chichinautzin. La lava del Quepil (AMC Q) contiene cristales dendríticos de augita (Fig. 61), hornblenda abundante (150-300 μ m) intercrecida con plagioclasa y con inclusiones de cuarzo, biotita titanifera (3 mm) y andesina (Ab_{50} An_{50} ; 20- 150 μ m) también intercrecida con cuarzo en los bordes. Los abundantes cristales de cuarzo (20 - 60 μ m) que se observa en la muestra están redondeados (Fig. 62).

Otra de las muestras antiguas (AMC SG) pertenecen al cerro San Gregorio. Esta lava está formada por abundantes cristales de hiperstena (20 μ m a 3 mm), augita (200 - 600 μ m), plagioclasa (Ab_{50} An_{50} ; 100 μ m) y cuarzo (intercrecido con plagioclasa; 200 μ m) con ilmenita (Fig. 63) y titanomagnetita (15 μ m). También se observó

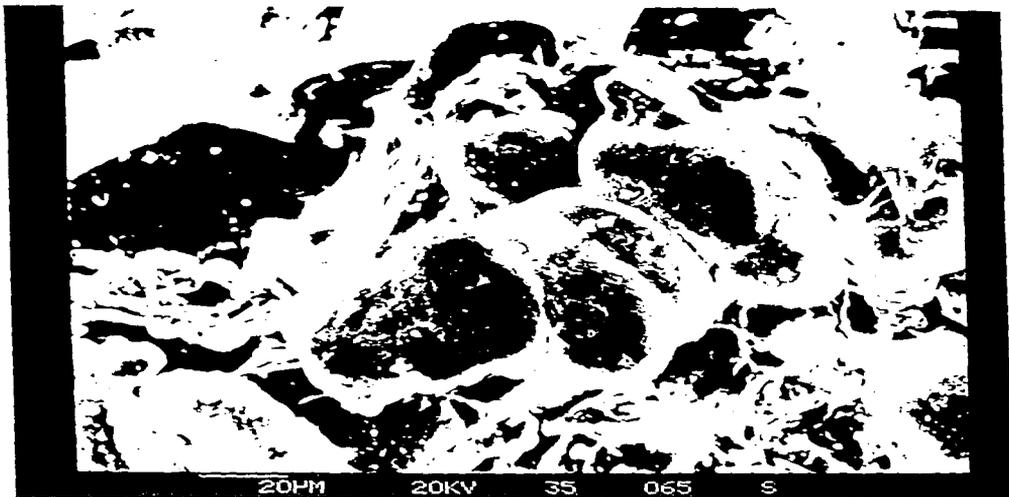


Figura 62. Foto de cristales de cuarzo redondeados, parcialmente fundidos -Amcq

Figura 61. Foto de cristales radiales de augita -Amcq





Figura 63. Foto de inclusion de esfena en ilmenita -Amcsg

un vidrio rico en Si, Al y K con poco Fe.

Se puede concluir que las dacitas son el producto de considerable asimilación y/o mezclas magmáticas, ya que muestran variaciones en la composición de sus fases ferromagnesianas (Al_2O_3 y enriquecimiento posterior en MgO) en el tipo de plagioclasa (aparte del enriquecimiento en CaO de algunas) y de vidrio; esto aunado a la presencia de xenolitos de diversos tipos de roca y xenocristales fracturados y parcialmente fundidos.

También se estudió una muestra de las lavas Terciarias de la Formación Las Cruces, posiblemente del volcán Picacho (AMC4). Esta lava se incluyó en el estudio porque está rodeada de los volcanes monognéticos de la sierra Chichinautzin y podría representar uno de los contaminantes aunque en los diagramas de elementos traza que se discutirán posteriormente, se observa que no corresponde al campo de los xenolitos (T24, T26, T31 y T32). La dacita muestra abundantes cristales de plagioclasa (30-130 μm) (oligoclasa-andesina) aunque en algunos cristales existe un mayor porcentaje de calcio. La lava también presenta cristales de hornblenda con los bordes fundidos (Fig. 64 y cristales de cuarzo. Existen dos tipos de cuarzo: unos en cristales pequeños de aproximadamente 1- μm (fenocristales) y otros que se presentan en cristales fracturados de 40 μm a 2 mm con bordes de reacción (xenocristales?) (Fig. 65). Entre los minerales intergranulares se observan: espinela férrica idiomórfica (con 10% de Ti, aproximadamente de 5 μm), ilmenita (10-30 μm), magnetita (10-30 μm), titanohematita corroída (10-30 μm) y escasa apatita (50 μm).

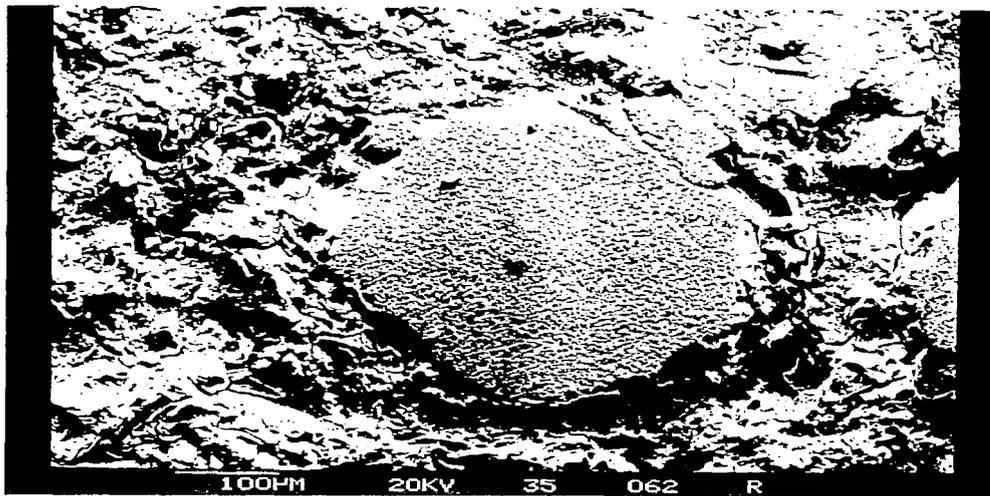
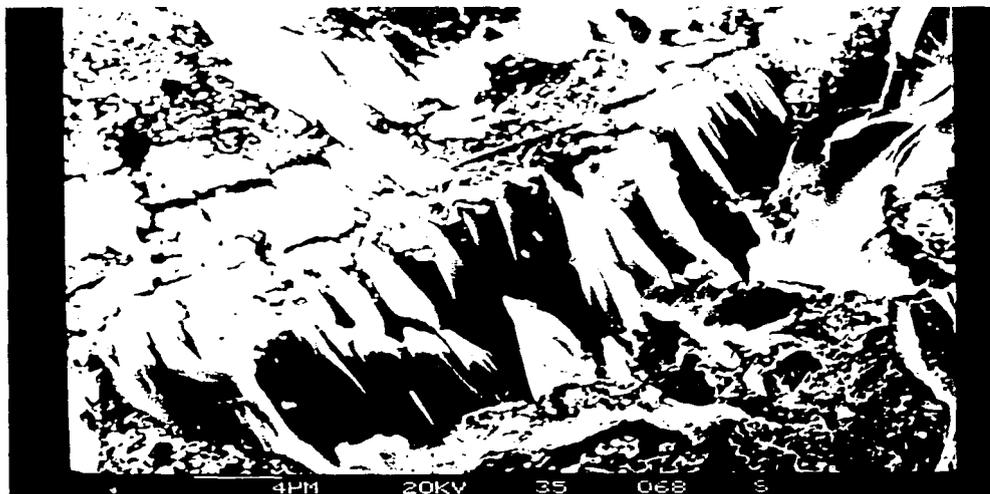


Figura 65.Foto de cristal de cuarzo con borde de reacción -Amc4
64.Foto de cristal de hornblenda con borde fundido -AMC4



DISCUSION DE RESULTADOS DE ANALISIS QUIMICOS Y GEOQUIMICOS

En la identificación del proceso petrogenético se utiliza información sobre elementos mayores y trazas, datos isotópicos, descripciones petrográficas y resultados de petrología experimental. Las relaciones entre los diversos elementos generalmente aportan valiosa información sobre los procesos magmáticos por lo que diagramas como los de Harker donde se grafican los elementos contra porcentaje de SiO_2 y los de índice de diferenciación son de utilidad para definir la diferenciación de un conjunto de muestras y su interrelación. Los diagramas de valor Mg en cambio son más diagnósticos de otro tipo de procesos (p. e. fusión parcial).

Los diagramas de Harker, de valor Mg (Mg val) e índice de diferenciación (DI) permiten observar las relaciones de las diferentes lavas. De estos análisis se obtuvieron resultados para los magmas de la Formación Chichinautzin que apoyan un fuerte componente de contaminación y refutan un origen simple por cristalización fraccionada o fusión parcial. En la discusión a continuación se interpretaron separadamente los diagramas buscando índices de cada proceso y, aunque en algunos diagramas las muestras parecen mostrar fraccionación el conjunto de datos, más bien argumentó en su contra.

En la Fig. 66 se incluyeron todos los análisis de los diferentes laboratorios, aunque en los siguientes diagramas sólo se interpretaron los análisis de elementos mayores y traza de fluorescencia de rayos X llevados a cabo en las Universidades de Giessen y de Trier para reducir el error analítico en el modelado petrogenético.

El porcentaje en sílice de las lavas de la Formación Chichinautzin varió de (50.6) 53.5 a 66.6% por lo que se clasifican las muestras como basaltos a dacitas, con un mayor volumen de andesitas (Tablas 11-13 y Fig. 66). Esto coincide con los datos de Negendank, (1973), Gunn y Mooser (1971), Martín Del Pozzo (1980) y Verma y Armienta (1985). Según los porcentajes de potasio las muestras se ubican en el campo de las rocas calciocalinas principalmente andesíticas (Fig. 66 y 67).

Los valores de TiO_2 (0.6-1.85%) son comunes para arcos

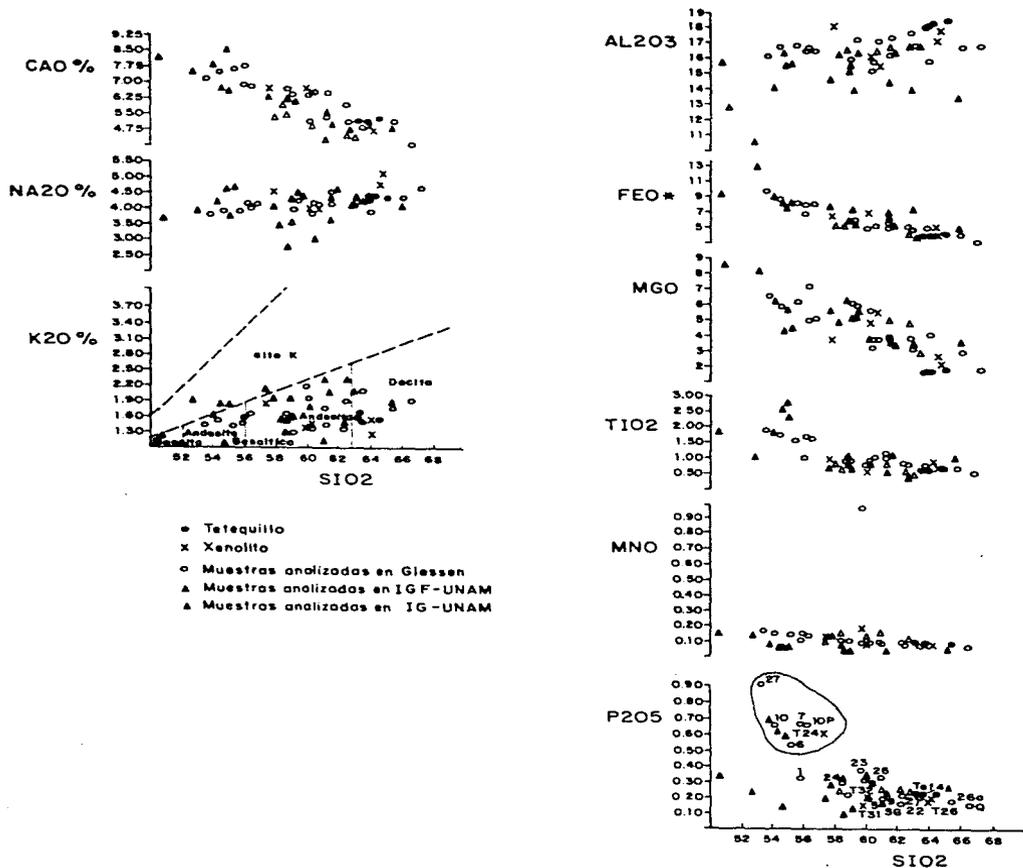


FIG.66 DIAGRAMAS DE ELEMENTOS MAYORES CONTRA SiO_2

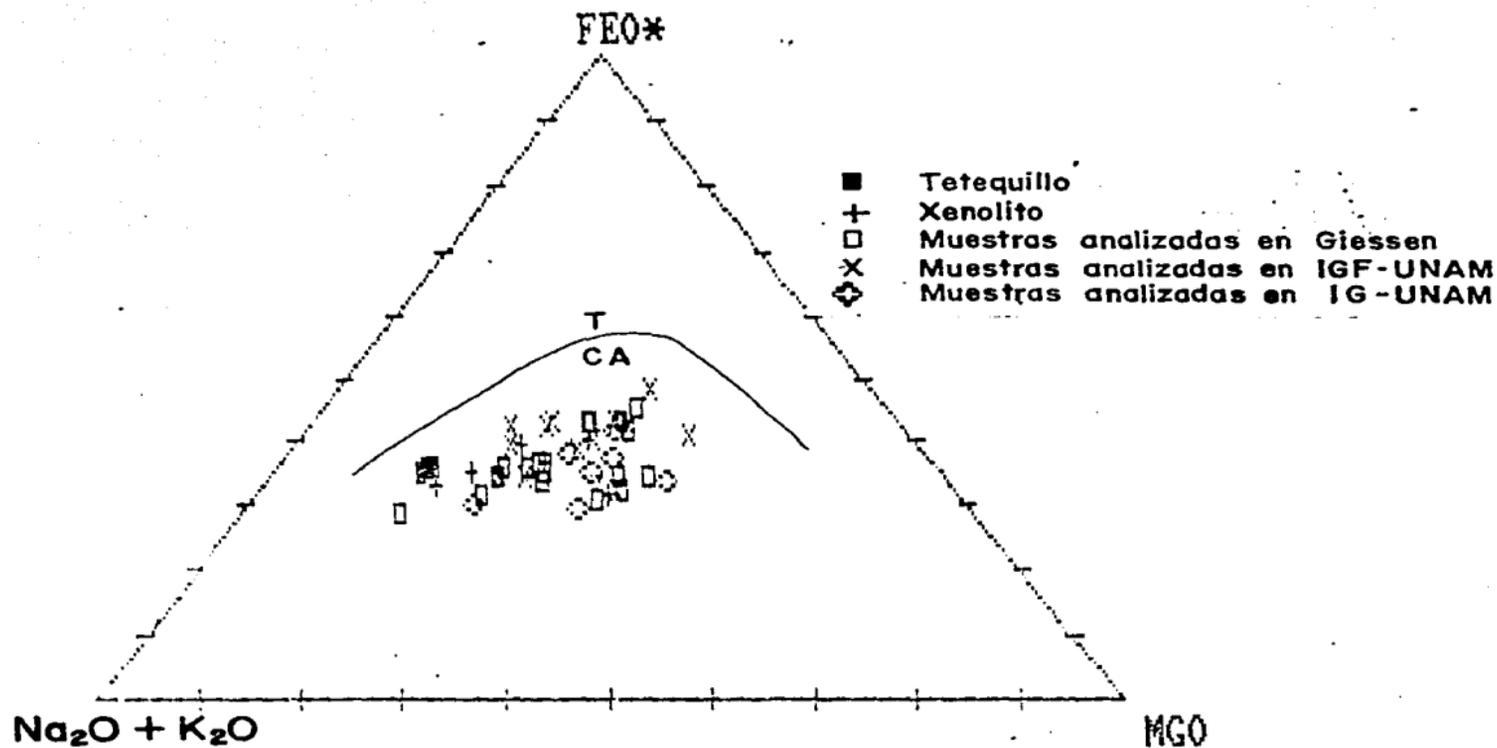


Figura 67. Diagrama FMA de las lavas de la Formación Chichinautzin.

magmáticos de margen continental. En los diagramas de TiO_2 contra SiO_2 , índice de diferenciación y Mg val. (Figs. 66, 68 y 69) se observa que las muestras presentan dispersión y no se alinean formando una secuencia típica de fraccionación. Es notorio que las muestras AMC24 y AMC27 provienen de volcanes muy cercanos y aun así parecen no estar relacionadas (Figs. 68, 70 y 71). En los diagramas TiO_2/DI (Fig. 68) y $\text{TiO}_2/\text{Mg val}$ (Fig. 69) se definen dos grupos,

Los magmas calcialcalinos se caracterizan por valores altos en Al_2O_3 aunque los valores para la Formación Chichinautzin varían de 18.42 a 15.15% (Tablas 11-13). Las concentraciones bajas podrían indicar variaciones en la fuente o la presencia de una fase aluminosa residual (espinela o granate) después de la fusión parcial (Bence y otros, 1980). Al realizar el diagrama Harker de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ se observó que el contenido de aluminio no presenta una tendencia atribuible a la fraccionación aunque pueden ajustarse tres curvas hipotéticas que bajan y después suben (Fig. 72). La disminución podría reflejar la fraccionación de plagioclasa y el aumento de la asimilación de una fase mineral rica en aluminio. La inflexión ocurre después del 57% SiO_2 y corresponde al punto en que se comienzan a presentar los xenolitos. No se observa ninguna relación entre el contenido de Al_2O_3 y la edad de las diferentes lavas (Fig. 72) ni con la viscosidad que refleja el estilo eruptivo (Fig. 73). Existe considerable dispersión en los diagramas de DI y Mg val, lo que argumenta en contra de la fraccionación (Figs. 68 y 69).

Aunque aparentemente el hierro disminuye con el aumento de SiO_2 (Fig. 66) las muestras no sugieren una línea de descenso de un líquido. Al igual que en el diagrama $\text{TiO}_2/\text{Mg val}$, en el de $\text{Fe O}^+/\text{Mg val}$ las lavas de los volcanes Chichinautzin (AMC27), Yololica AMC10) Cuautzin (AMC7), Ocusacayo (AMC6) y Xalpa (AMC10P) forman un grupo, las del Jumento (AMC1), Tres Cumbres (AMC22 y 23) y Pera (AMC24) otro, y un tercero lo integran las lavas restantes (Fig. 69). También puede observarse varias alineaciones dentro del diagrama $\text{FeO}/\text{Mg val}$ (Fig. 69), pero de cualquier forma los datos muestran que los magmas no son producto de una línea de descenso de líquido o de una misma cámara magmática, ya que no presentan una secuencia indicativa del

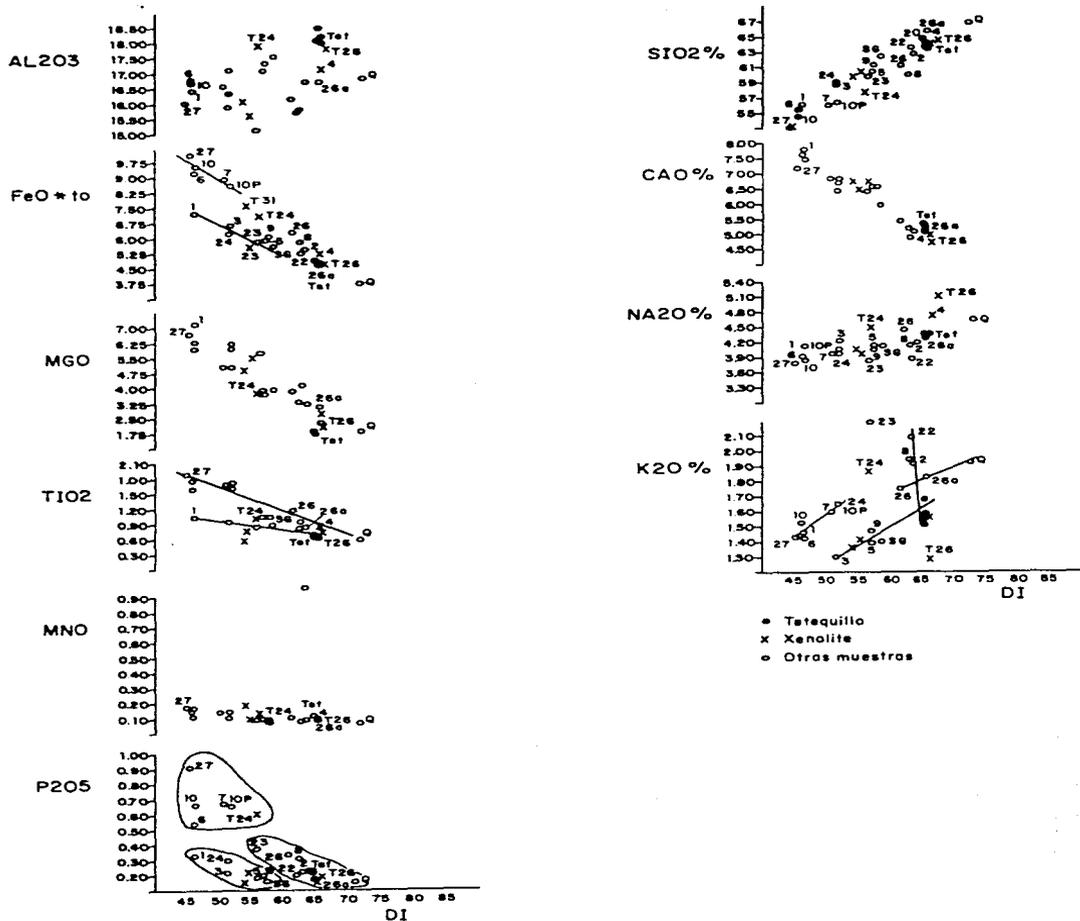


FIG 68.- DIAGRAMA DE ELEMENTOS MAYORES (% peso) CONTRA INDICE DE DIFERENCIACION

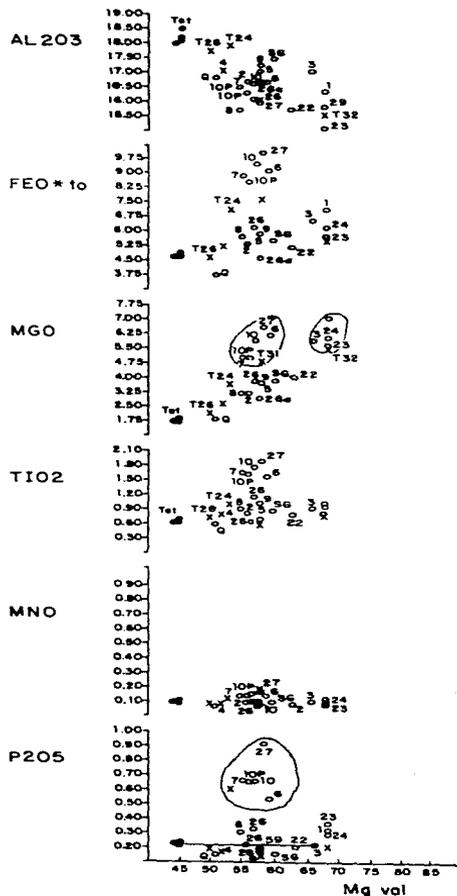
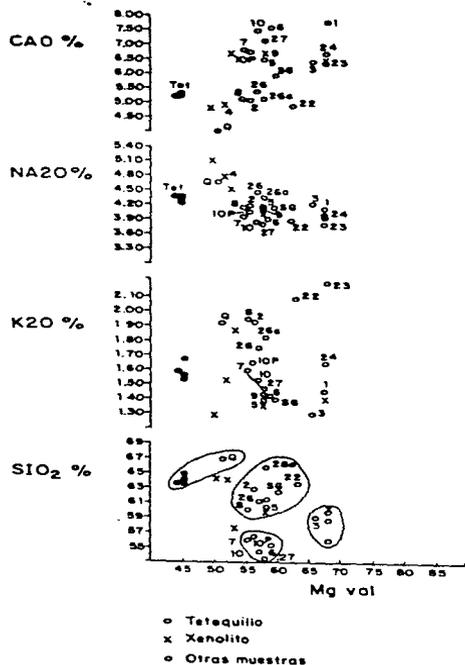


FIG 69-DIAGRAMA DE ELEMENTOS MAYORES (% Peso) CONTRA Mg val

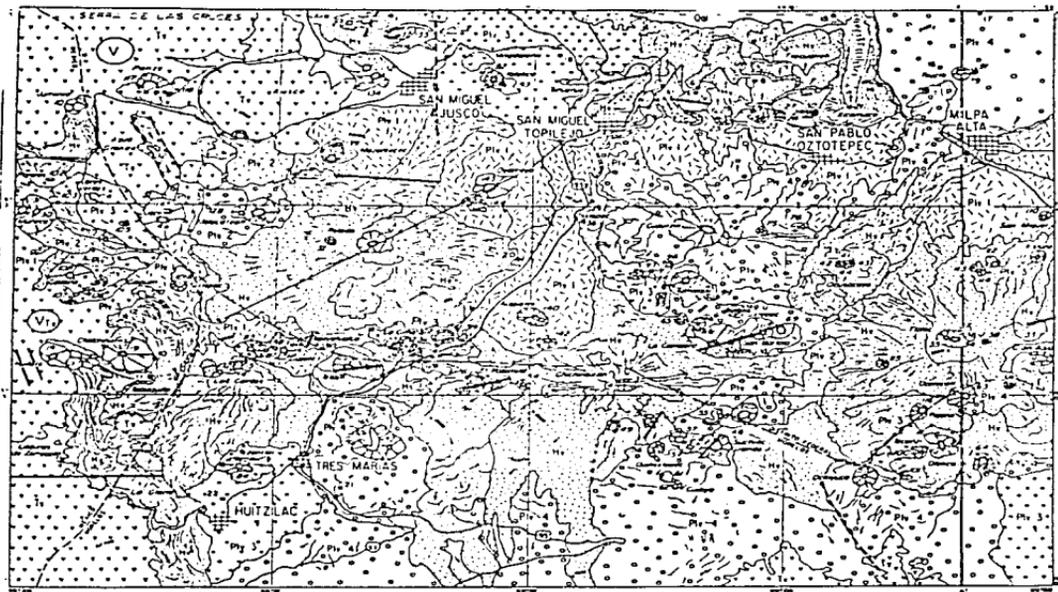


Figura 70. Mapa Geológico de la Sierra Chichinautzin.



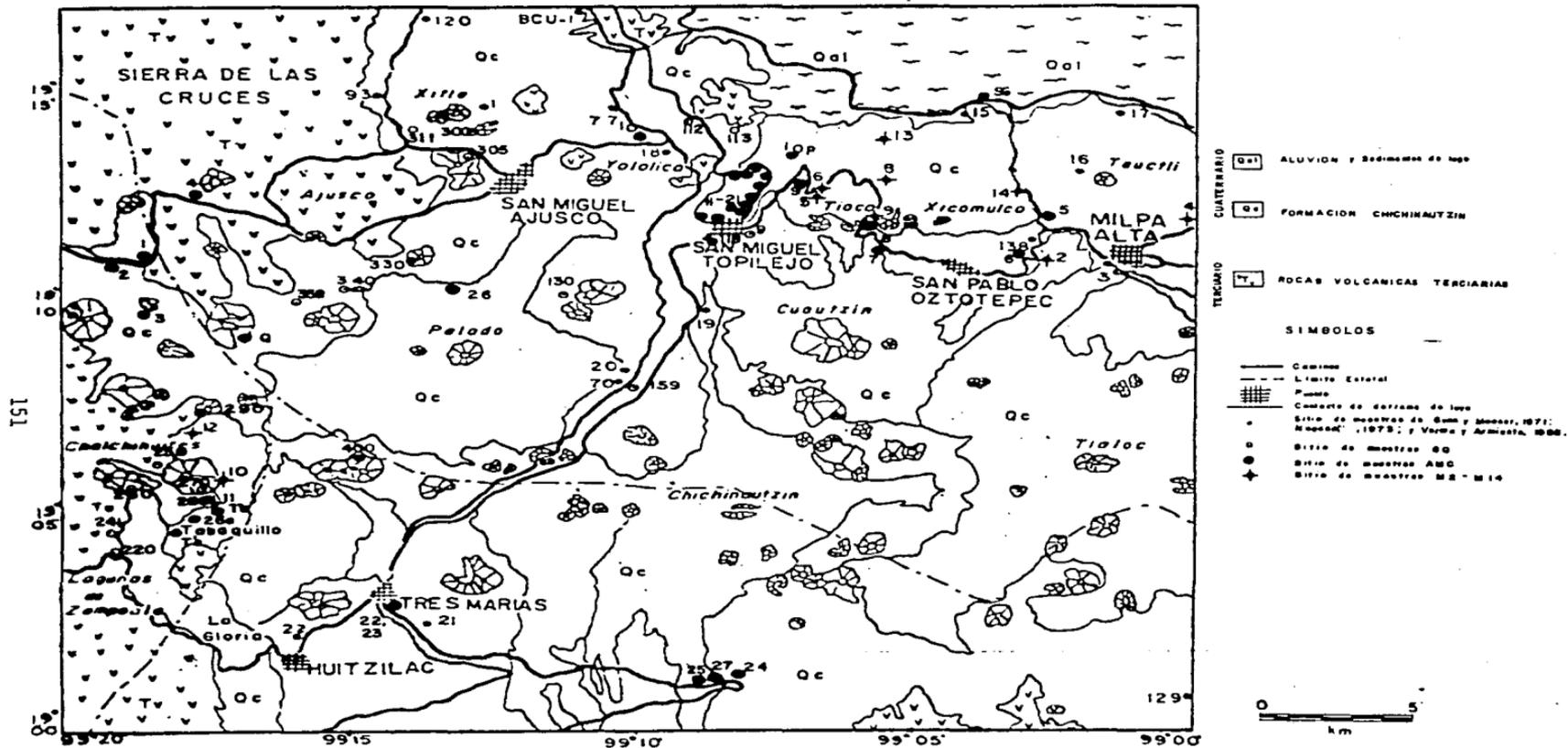


Figura 71. Mapa de la Sierra Chichinautzin con puntos de muestreo.

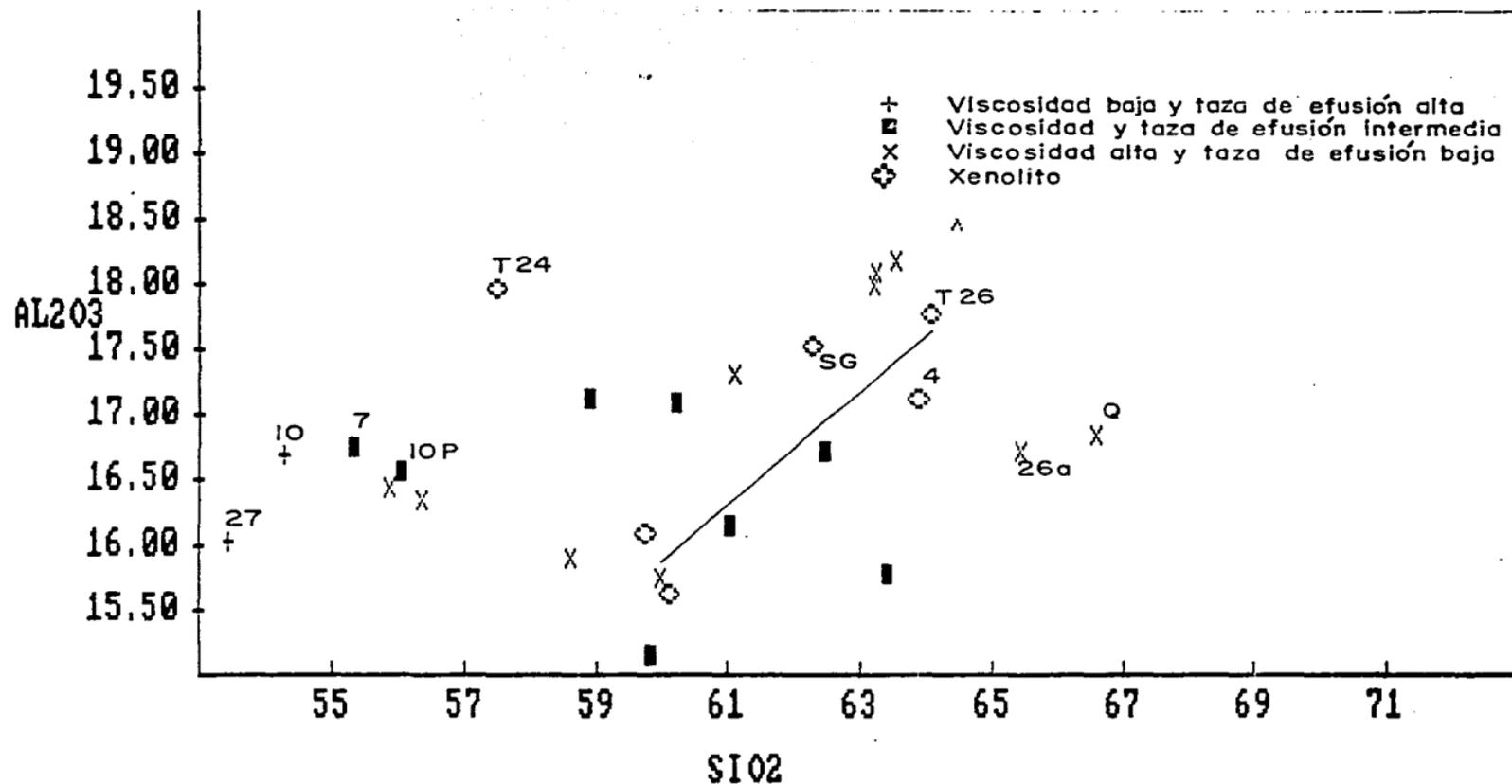


Figura 73. Diagrama de Al₂O₃ contra SiO₂ que muestra viscosidad

proceso de cristalización fraccionada. En el diagrama $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{DI}$ se observan dos tendencias, las mismas agrupaciones que en los otros diagramas (Fig. 68).

El Manganeso presenta una tendencia casi recta (Figs. 66, 68 y 69).

Los valores de MgO varían de 7.04 a 1.72 y aunque los más altos hayan llevado a proponer un origen por fusión parcial del manto, los valores bajos no pueden ser explicados por esta hipótesis. Como se observa en las Figs. 74, 75 y 68, el MgO disminuye con el porcentaje de SiO_2 y con DI , lo que podría indicar un proceso de fraccionación de olivino o de piroxenos, aunque la dispersión indica que los magmas no representan una sola línea de descenso del líquido. La relación MgO/SiO_2 no se correlaciona con la edad (Fig. 74) ni con la viscosidad-estilo eruptivo (Fig. 75). En las diversas figuras (68, 69 y 74) se observa que las dos tendencias (mismas agrupaciones de otras figuras) se cruzan por los xenolitos y las lavas más silícicas, lo que puede indicar que las dos tendencias representan dos tipos de magmas contaminados por xenolitos para producir las otras lavas. No se observa un aumento de MgO con Mg val lo que se interpreta como variaciones debidas a la fusión parcial y no a la fraccionación.

La figura 76 de Fe/Mg vs SiO_2 también muestra una fuerte dispersión en los datos que argumenta en contra de un proceso de fraccionación de ferromagnesianos.

Los números o valores Mg de las lavas de la Formación Chichinautzin son menores a 68. Los basaltos con números Mg entre 70 y 74 y con valores altos de Ni (250-350 ppm) y Cr (500-600 ppm) se consideran producto de la fusión parcial (20-30%) de l'herzolita del manto (Green 1976; Sun y otros, 1979). Otros criterios para magma primitivo son número Mg entre 63 y 73 (Green, 1971), $\text{FeO}/\text{MgO} < 1$ (Tatsumi *et al.*, 1983) y $\text{Ni} = 235 - 400$ ppm (Sato, 1977). Como puede observarse (Tabla 11), los términos básicos de la Sierra Chichinautzin se encuentran cercanos a algunos de estos valores pero presentan características generalmente atributables a magmas derivados y por consiguiente los magmas ácidos presentan valores aun más alejados de los magmas primitivos.

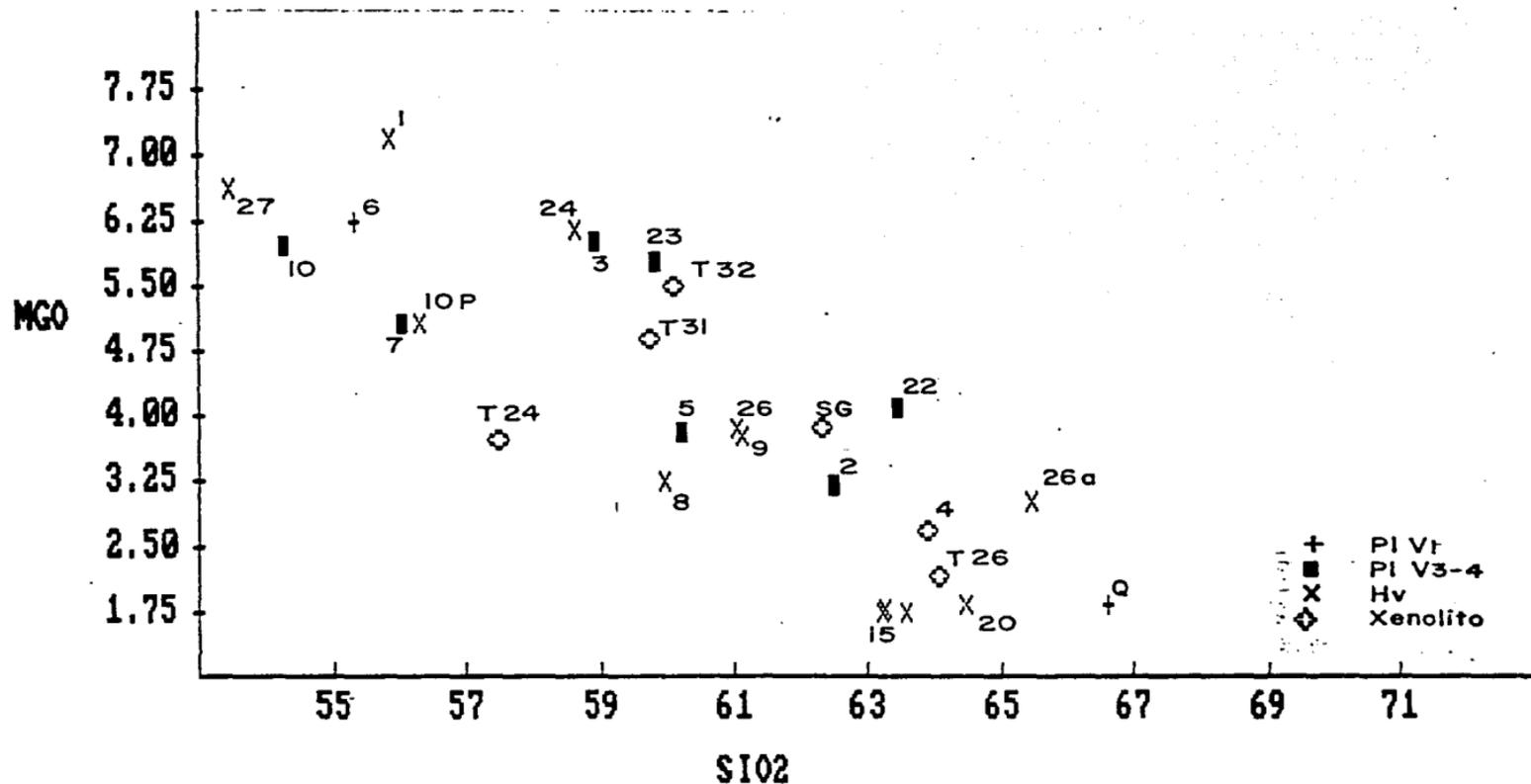


Figura 74. Diagrama de MgO contra SiO₂ que muestra edad de diferentes lavas

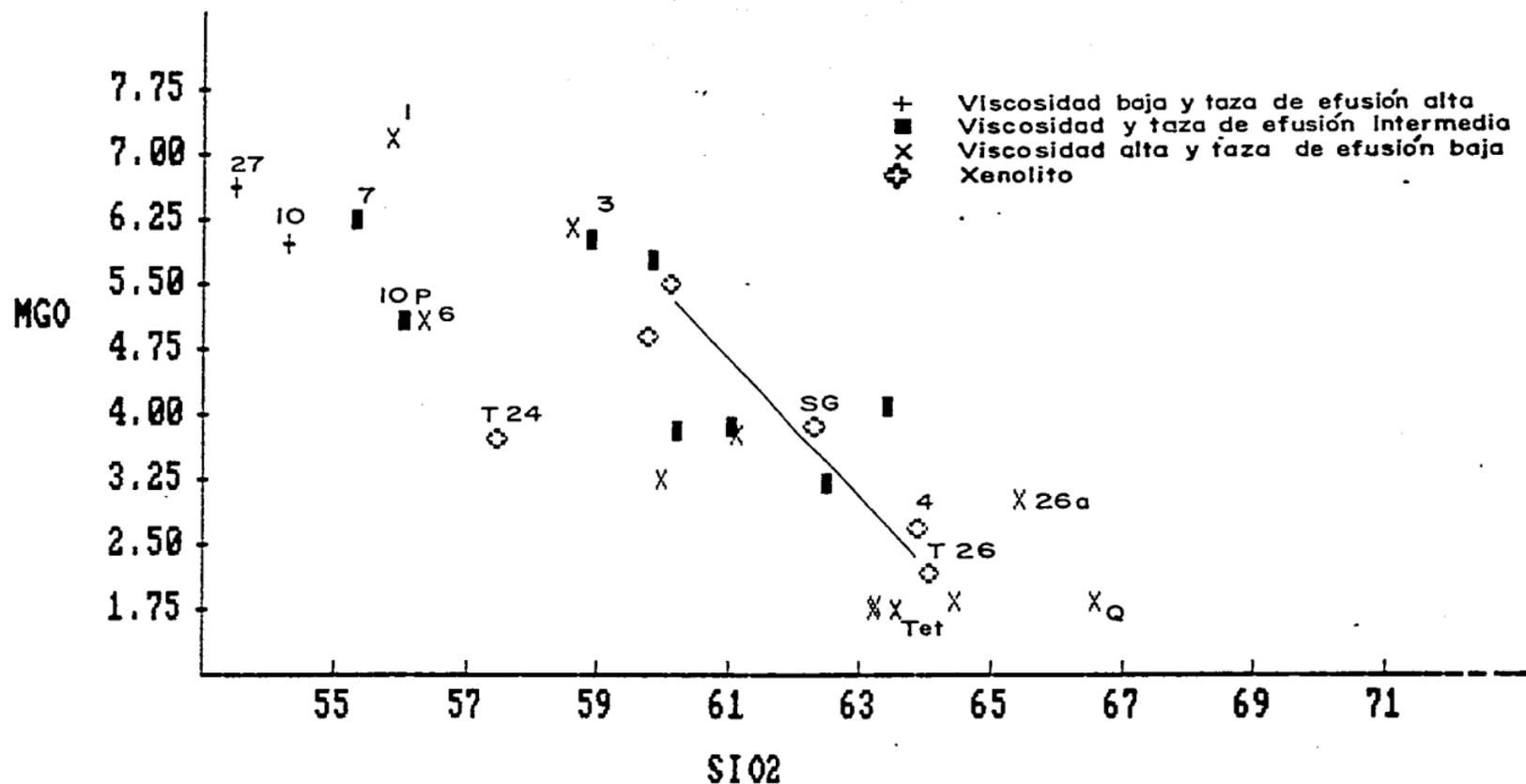


Figura 75. Diagrama de MgO contra SiO₂ que indica viscosidad

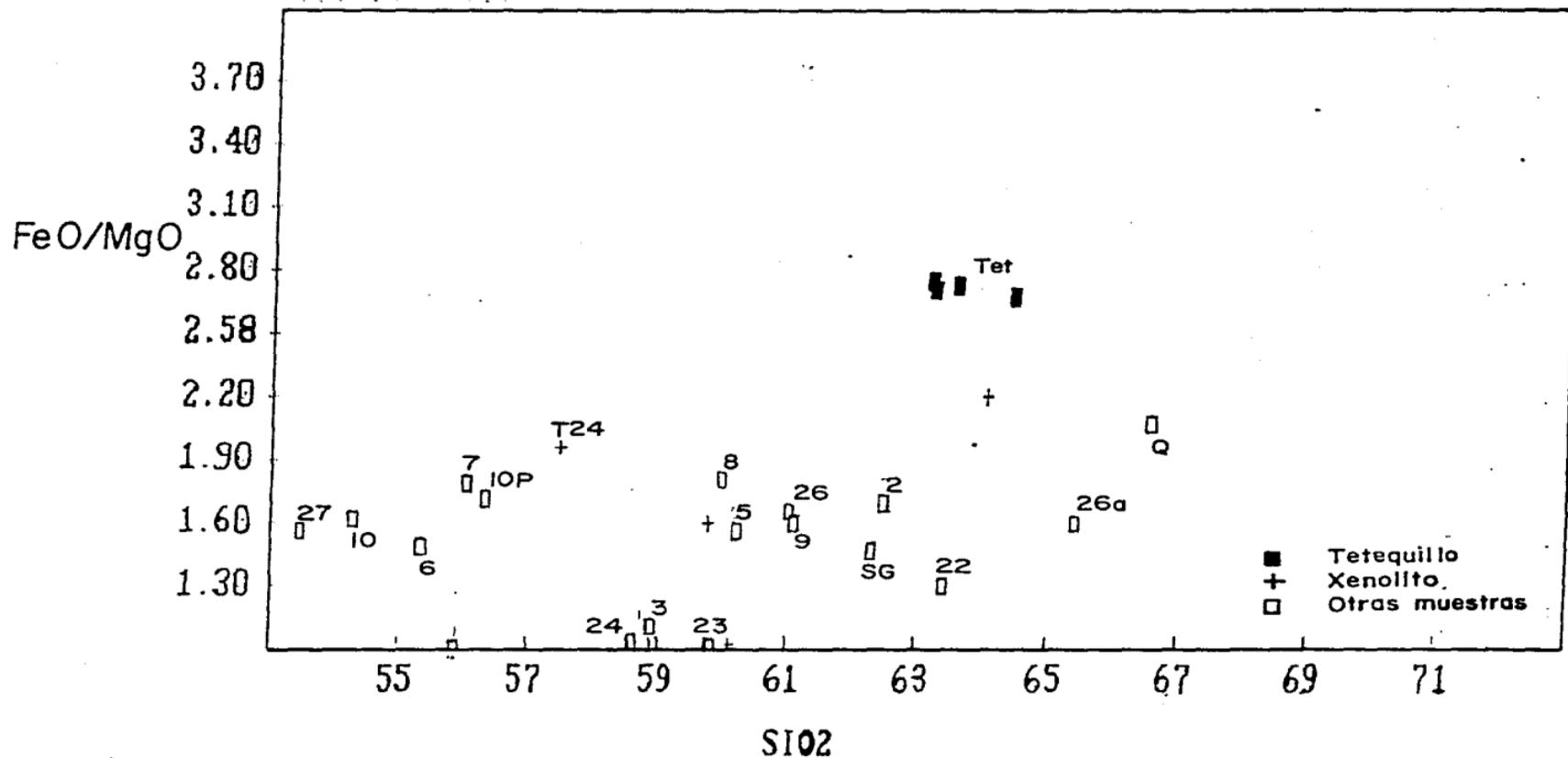


Figura 76. Diagrama Fe/Mg contra SiO₂

La relación entre Ni y Cr es alrededor de 2 como se muestra en la figura 77, pero algunas muestras (Tetequillo) presentan valores de 1 y otras cercanas a 3, por lo que se infiere que los magmas no son productos únicamente de la fusión parcial y que otros mecanismos como contaminación, mezcla de magmas o fraccionación también participaron en el proceso. Si los magmas de la Sierra Chichinautzin fueran producto directo de fusión parcial, como lo han sugerido Nixon (1982) y Robin (1982) no se observarían las variaciones en los contenidos de Ni (6-150ppm) y Cr (7-245ppm). Es posible que los miembros más básicos de Chichinautzin si sean producto de fusión parcial del manto, pero las relaciones de Cr contra índice de diferenciación, MgO y SiO₂ muestran que en las lavas más ácidas probablemente ha habido diferenciación (Figs. 78 y 79). Al igual que en los diagramas de MgO, el Cr se distribuye en dos grupos cuando se grafica contra SiO₂: las muestras AMC27, AMC10, AMC6, AMC7 y AMC10P forman un grupo mientras que las muestras AMC1, AMC3, AMC24, AMC23 y AMC5 forman otro (Fig. 79). Más allá del 57% SiO₂ las dos agrupaciones se dispersan, lo que puede estar relacionado con contaminación, ya que después de este valor se presentan los xenolitos. Las variaciones en contenido de Cr no tienen relación con la edad aunque el cromo si disminuye de basaltos a dacitas en cada grupo. Este descenso puede ser causado por fraccionación de espinela-olivino en cada agrupación. En la figura 80 donde se relacionan Cr y Mg val también se observan dos tendencias correlacionables con las de Cr y SiO₂. Las mismas tendencias se observan en el diagrama Cr/DI (Fig. 78) estas se dispersan con mayor DI (índice de diferenciación). Son notables la similitud en contenido de Ni de los xenolitos y las lavas e inclusive los altos valores de dos de los xenolitos (>150 ppm).

El níquel se comporta de la misma manera que el cromo, al relacionarlo con DI; presenta las mismas dos tendencias (Fig. 78). También en el diagrama Ni/SiO₂ (Fig. 81) ocurre lo mismo que en el de Cr/SiO₂ (Fig. 79), donde las dos tendencias después del 57% SiO₂ presentan mayor dispersión debida posiblemente a la contaminación. La relación Ni/Mg val también muestra las dos agrupaciones y la dispersión (Fig. 80). El níquel disminuye con sílice igual que el Cr (con gran dispersión), y por lo tanto,

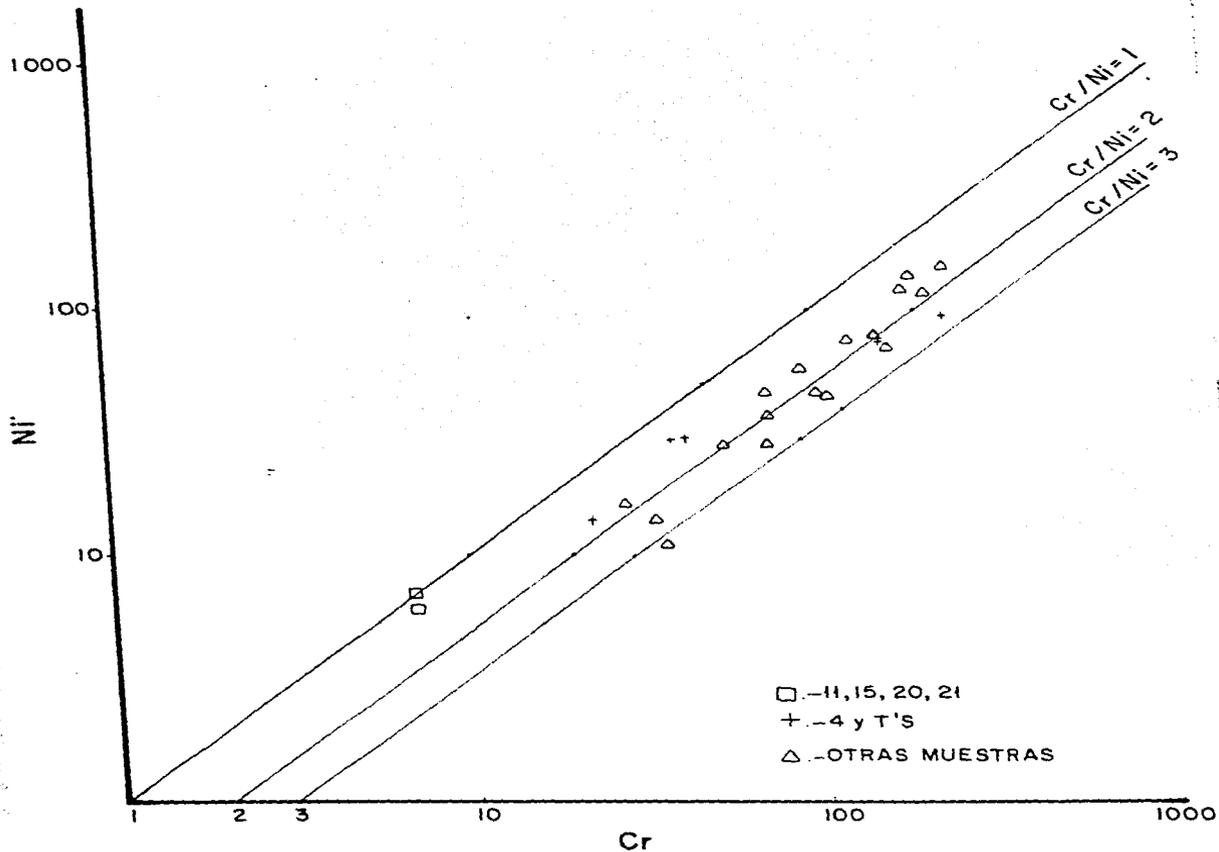


Figura 77. Diagrama de la relación de Ni contra Cr.(ppm).

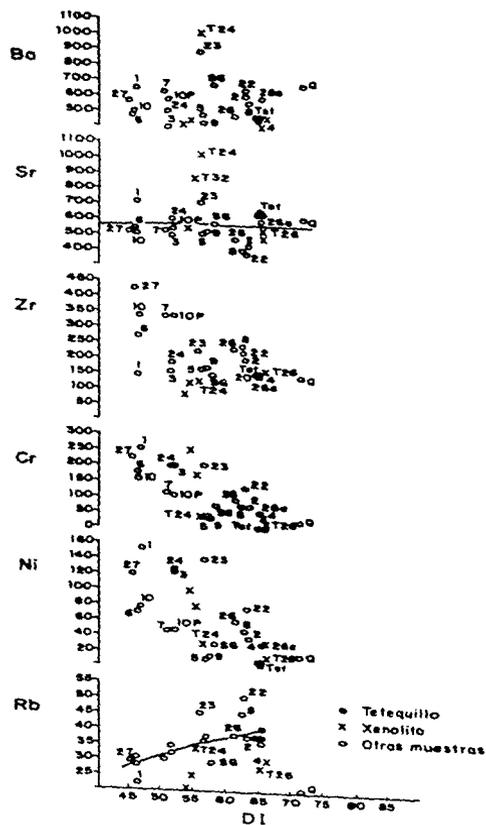


FIG.7B.-DIAGRAMA DE ELEMENTOS TRAZA (en ppm)
CONTRA INDICE DE DIFERENCIACION

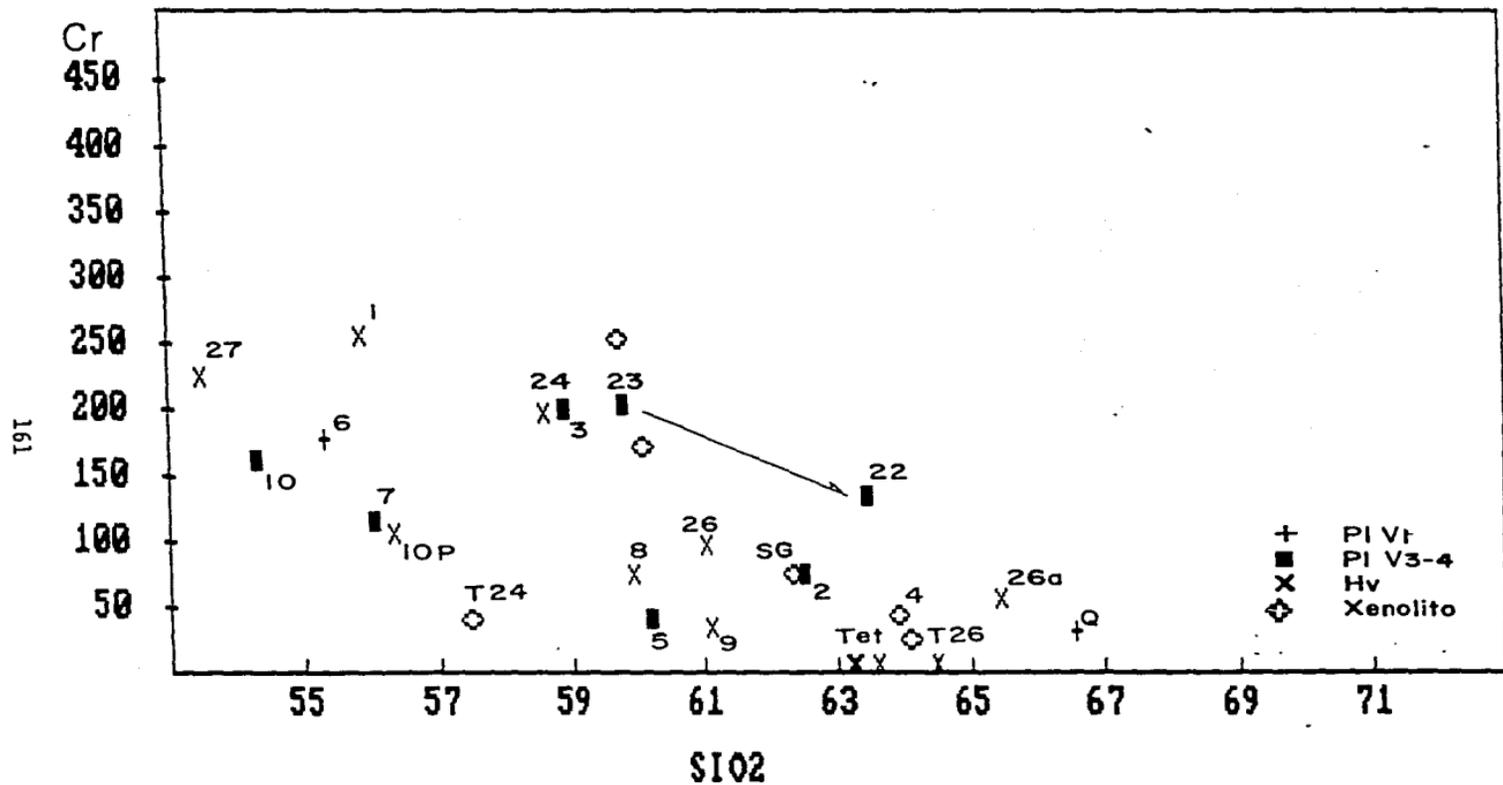


Figura 79. Diagrama de Cr contra SiO₂ que muestra edad.

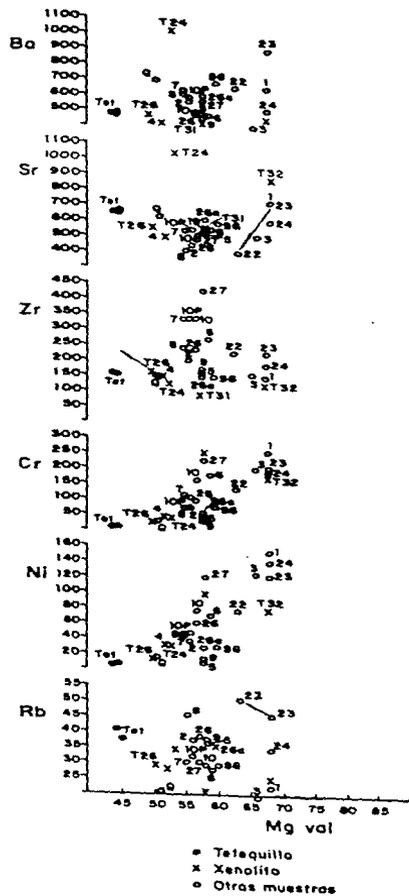


FIG.80.- DIAGRAMA DE ELEMENTOS TRAZA (en ppm) CONTRA Mg val

Ni

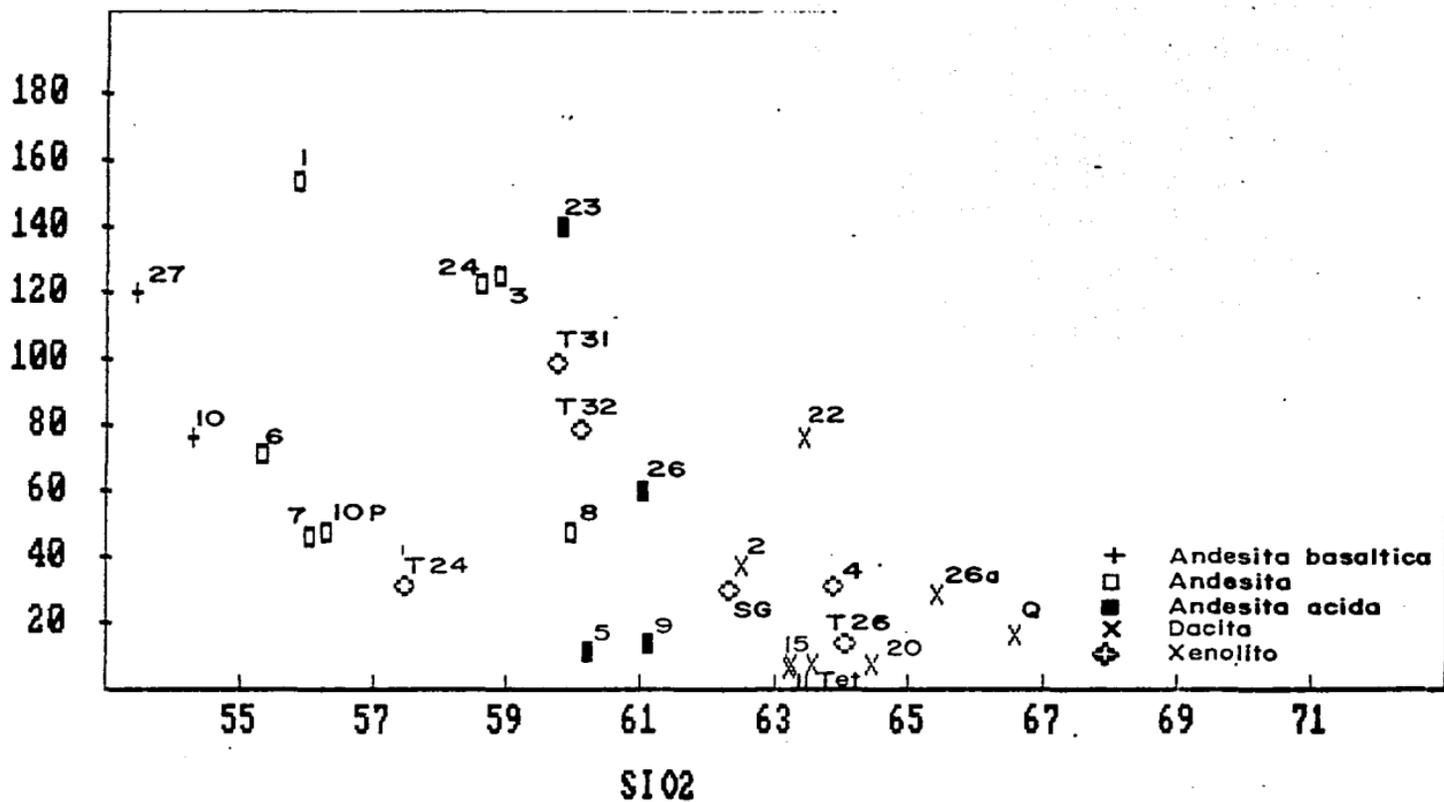


Figura 81. Diagrama de Ni contra SiO₂

pueden haberse fraccionado juntos en la misma fase cristalina. Esto no explica las diferentes alineaciones debidas, quizá a fuentes diferentes, ni la dispersión causada por la presencia de los xenolitos (contaminación).

Aunque el CaO en términos generales disminuye con el DI (Fig. 68) y SiO₂ (Fig. 66), observando la distribución detalladamente (Fig. 82), se distingue que no presenta una línea de descenso del líquido y por lo tanto, argumenta en contra de la cristalización fraccionada de plagioclasa para producir las alineaciones. Los términos básicos muestran un aumento en CaO (aunque las asociaciones presentes en los diagramas discutidos anteriormente indican que no provienen del mismo padre) en el que podría interpretarse la ausencia de cristalización de plagioclasa o piroxeno-Ca a este nivel. A concentraciones mayores de SiO₂ hay un descenso, aunque no lineal y con considerable dispersión, que parece estar ligado a AFC (asimilación y cristalización fraccionada de PLG-PX-HBL. El contenido de CaO no tiene relación ni con la edad ni con la viscosidad-estilo eruptivo (Figs. 82). El CaO no varía de la misma forma que el Mg val, lo que se refleja en la dispersión de la Fig. 69. Aquí también tienden a formarse varias agrupaciones, que se interpretan como diferentes fuentes de generación.

El Na₂O₃ muestra gran dispersión cuando se grafica contra SiO₂ (Figs. 66 y 83). Parece que los xenolitos, que presentan valores de Na₂O variados, provocan esta dispersión (contaminación) aunado a que posiblemente las magmas de la Formación Chichinautzin tengan diferentes líneas de generación (ver figuras discutidas anteriormente). El aumento de Na₂O₃ con SiO₂ en las muestras AMC27, AMC10, AMC6, AMC7 y AMC 10 P, con SiO₂ menor de 57%, indica la ausencia de fraccionación de un mineral que contenga Na, después de este punto se sugiere AFC. Las distintas tendencias mencionadas anteriormente se confunden en la Fig. 69 de NaO/Mg val por la dispersión.

El K₂O presenta gran dispersión lo que indica que los datos no se pueden modelar por un solo mecanismo y deben estar asociados a diferentes fuentes, más la asimilación de materiales con valores de K₂O similares o menores a los magmas, como lo muestran los xenolitos (Fig. 84). En las muestras AMC23 y AMC22

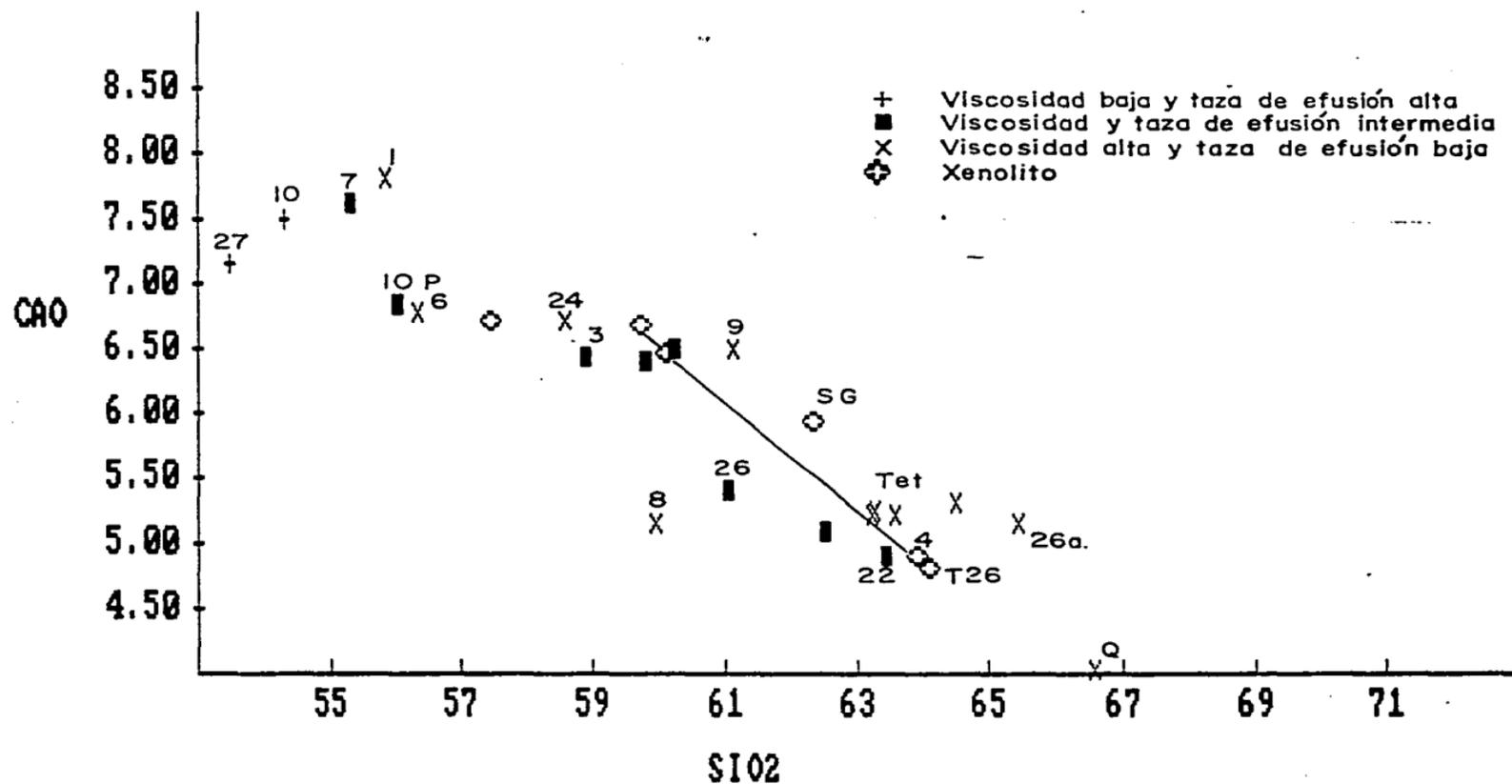


Figura 82. Diagrama de CaO contra SiO₂ que muestra viscosidad

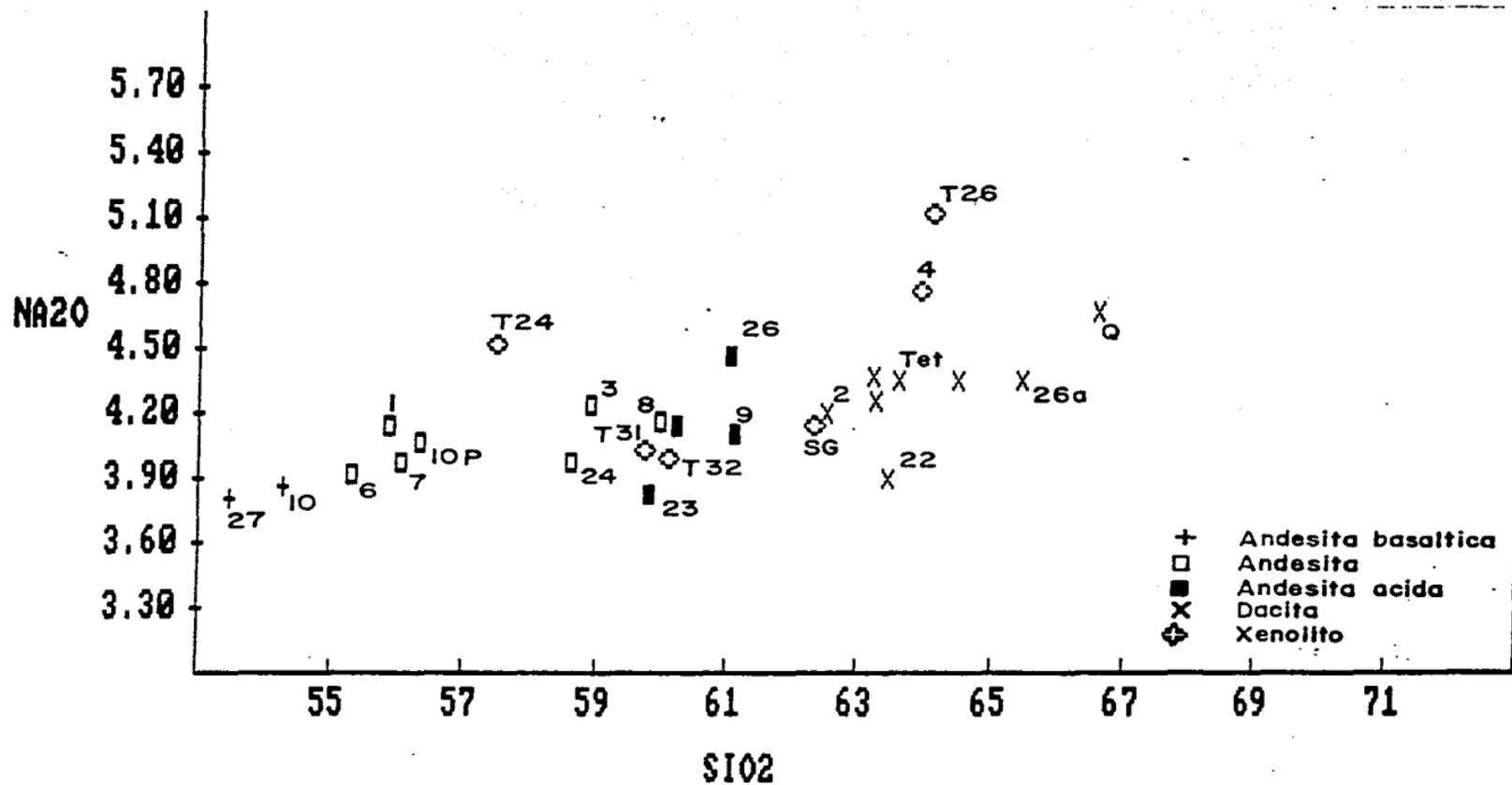


Figura 83. Diagrama de Na_2O contra SiO_2

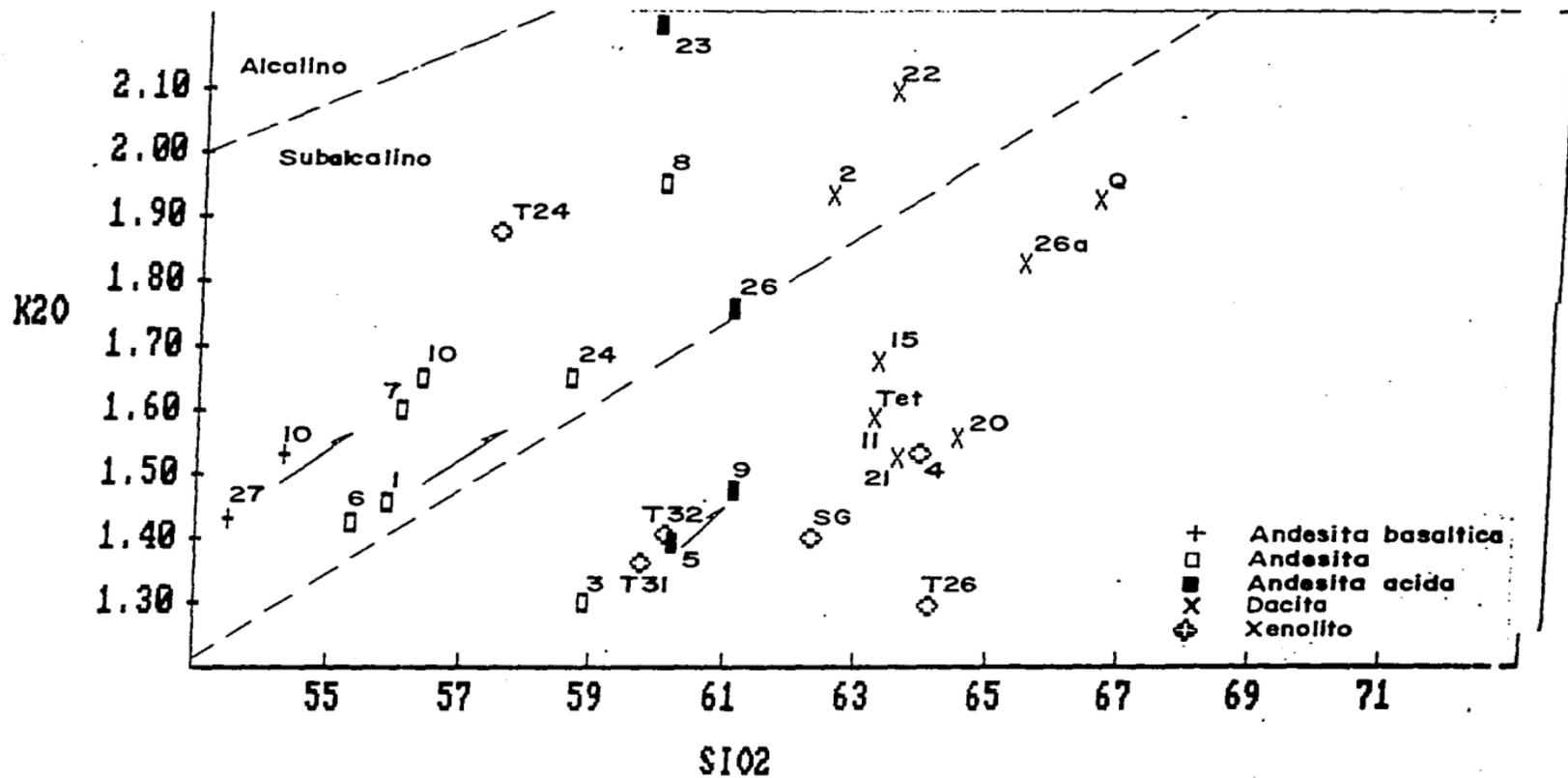


Figura 84. Diagrama de K₂O contra SiO₂

aparentemente hubo fraccionación del potasio en algún mineral, aunque en la muestra AMC22 no se observaron cristales de hornblenda. No existe relación de K_2O/SiO_2 con la edad ni con la viscosidad-estilo de erupción (Fig. 84). La dispersión en la Fig. 68 de K_2O/DI hace difícil su interpretación, pero pueden observarse dos grupos \pm alineados que se cruzan por un tercero, aunque coinciden sólo en parte con las alineaciones de los otros diagramas. El diagrama K_2O/Mg val (Fig. 69) muestra una dispersión mayor. Si los magmas fueron producto de diferencias en el grado de fusión parcial de una misma fuente, los porcentajes de K_2O deberían variar para valores Mg similares, además de presentar variación con la edad (% de fusión de una fuente que ya proporcionó un magma similar), cosa que no ocurre.

Las muestras se dividen en dos grupos, uno con P_2O_5 mayor de 0.5 y otro menor de 0.4 pero no presentan tendencias atribuibles a la fraccionación de apatita (Figs. 66, 68 y 69). En el diagrama P_2O_5/DI se observan dos posibles agrupaciones en las muestras con bajo contenido de fósforo, aunque estas no coinciden con las de la figura de P_2O_5/Mg val (Fig. 69). Es posible que las diferencias en contenidos de P_2O_5 (que no coinciden con las variaciones de K_2O) se deban a diferencias en las fuentes que las generó, ya que aunque la contaminación (xenolitos contienen valores menores) puede ser responsable de algunos valores, no toda la variación puede ser explicada por este fenómeno.

En la tabla 15 se presenta un resumen de las agrupaciones de las diferentes muestras en los diagramas de elementos mayores.

El contenido de Rb en las lavas varía de 20 a 50 ppm a excepción del xenolito T24, los xenolitos contienen cantidades menores de Rb y pueden ser responsables de parte de la dispersión de los datos (Fig. 85), aunque los valores bajos en las lavas del Quepil (AMCQ), Jaras Verdes (AMC3) y Jumento (AMC1), (Fig. 80) podrían estar ligados a variaciones de las fuentes. Las muestras AMC22, AMC23 y AMC8 presentan concentraciones elevadas de Rb . Al graficar Rb contra Mg val (Fig. 80) se muestra que no dominó la cristalización fraccionada. En los diagramas de Rb/Mg val, K_2O/Mg val y SiO_2/Mg val (Figs. 69 y 80) se observa que los contenidos de las muestras no varían de la misma manera, lo que

TABLA 15.

AGRUPACIONES DE ELEMENTOS MAYORES

Al ₂ O ₃ /SiO ₂			TiO ₂ /SiO ₂		FeO/MgO		FeO/SiO ₂		MgO/SiO ₂		Cr/DI N _i /DI		Cr/SiO ₂ N _i /SiO ₂		CaO/SiO ₂		CaO/MgO		NaO/DI		K ₂ O/SiO ₂			K ₂ O/DI	
3	10	27	1	27	1	27	1	27	1	27	1	27	1	27	27		1	6	27	1	2	6	27	3	27
5	1	22	24	6	23	6	24	10	22	6	24	6	24	6	10	resto	27	10	10	3	3	1	10P	5	6
9	10P	23	3	7	24	10	23	6	23	10	3	10	3	10	6		24	10P	6	24	5	24	10	9	1
SG	6	26a	8	10P			Tet	7	24	Q	23	7	5	7	1		3	7		26	9	2	7	SG	10
Tet	7	Q	2	26	3		8	10P	9	5	22	10P		10P			23	9	5					26a	
	8		22	T26			3		9	2							22	5	9						24
	26		Q																SG		Tet	26a			K ₂ O/MgVal
	2			Q															2		56				
	4																		8		Q				
																			Tet		26a?				
Al ₂ O ₃ /Mgo			TiO/DI		FeO/MgO		MgO/Mgval		Cr/MgO		Cr/Mgval		CaO/Mgval		Na ₂ O/SiO ₂		Al ₂ O ₃ /DI			T ₁ O ₂ Mgo					
1	9		?		1	27	22		1	27	1	27	10	1	1	27			?			27			
24	5				3	10	23		3	6	3	6	7	5	3	10						10			
3	26a				SG	6	26		23	10	23	10	6	24	26	6						6			
	27					7	Q		24	10P	24	10P	10P	3		7						resto			
					26	10	9		22	7	22	7	27	SG	10							7			
					8		5		juntan		SG	8										10			
											5	2?													
											9	26?													
											26a	Q													
P ₂ OS/Mgval			P ₂ O5/SiO ₂		P ₂ O5/DI																				
27	23		27		27	1	23-22																		
7	1		10	resto	10	24	26-8,26a																		
10	24		7		7	3	2-Q																		
10P			10		10P	5																			
6	resto plano		6		6	9																			
						SG																			

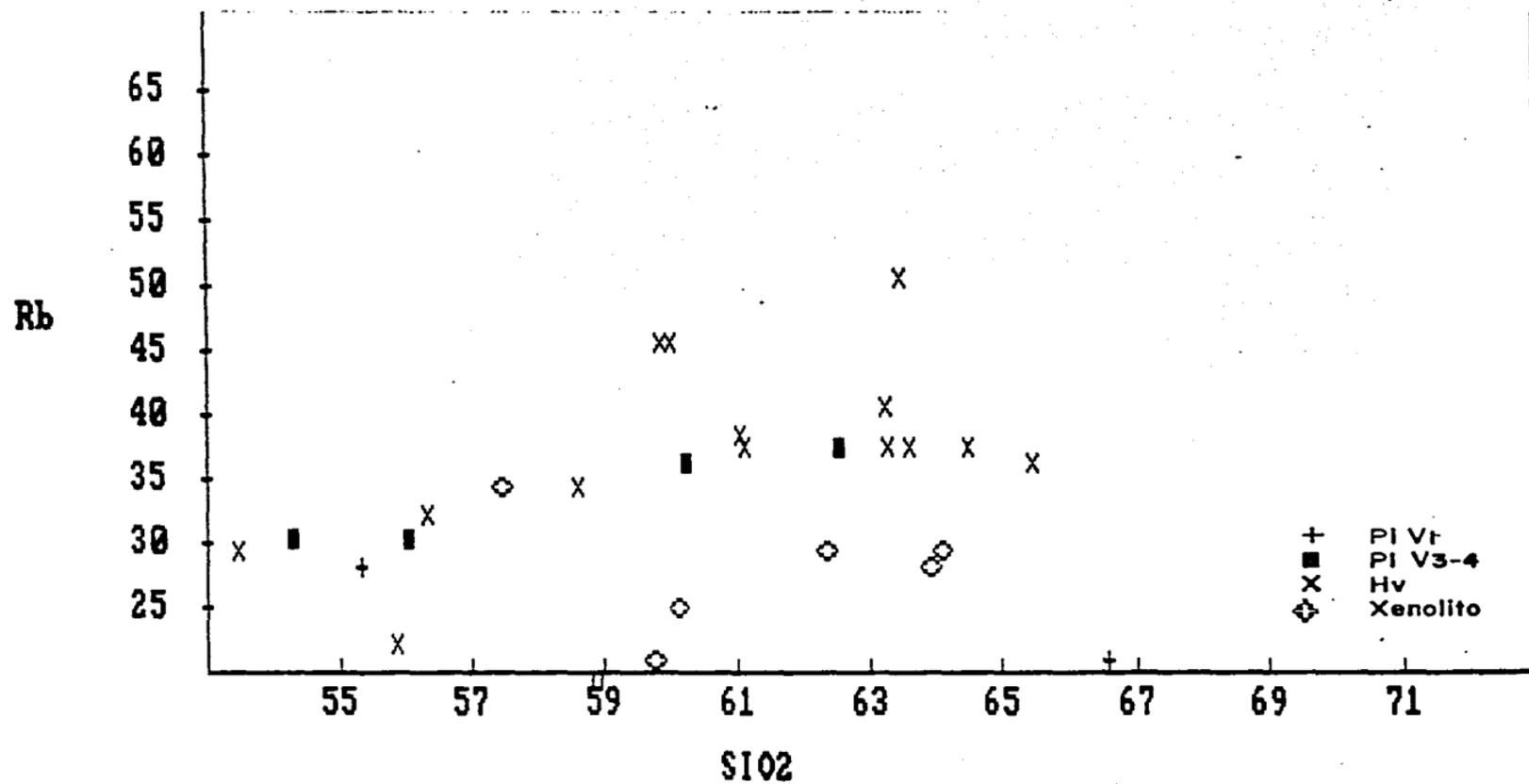


Figura 85. Diagrama de Rb contra SiO₂

podría indicar variaciones en el grado de fusión parcial, ya que un bajo grado de fusión produciría magmas con mayor concentración de SiO_2 y K_2O , que las desarrolladas por un mayor grado de fusión.

Los valores de estroncio para la Formación Chichinautzin son elevados (442-709 ppm). Puede observarse en las figs. 78 y 86 que aunque algunos xenolitos presentan valores similares a las lavas, otros son más altos y la asimilación podría explicar la fuerte dispersión de los datos. Las muestras no indican un proceso de cristalización fraccionada, ya que en vez de una pendiente, puede ajustarse más bien una línea horizontal en los diagramas de SiO_2 y DI (Figs. 78 y 86). Aunque las lavas de AMC23-22 (Tres Cumbres), AMC24 (lavas antiguas de la Pera), AMC1 (Jumento) y AMC3 (Jaras Verdes) presentan valores Mg altos, puede observarse que las lavas AMC27 (Chichinautzin), AMC10 (Yololica), AMC6 (Ocusacayo) y AMC7 (Cuautzin) no pueden ser producto de cristalización fraccionada de los mismos magmas, ya que contienen cantidades de SiO_2 mayores que los supuestos padres. Tetequillo (AMC11, 15, 20 y 21) y Quepil (Q), que presentan valores de Mg menores, tampoco pueden ser productos de cristalización fraccionada de estos padres, ya que presentan valores de Sr mayores o similares a los de Mg val mayores (Fig. 80). Las altas concentraciones de Sr deben corresponder a material asimilado. No existe relación entre la edad y el contenido de estroncio (Fig. 86), pero es posible que haya relación con la viscosidad -estilo eruptivo. Las lavas del Jumento (AMC1), Tetequillo (AMC11, 15, 20 y 21) y Tabaquillo (AMC26a) presentan valores más elevados de Sr. Es posible que como estos tres volcanes formaron derrames de más de 100 m de espesor, se distingan de los otros derrames gruesos menores de 100m. Si la tasa de efusión relacionada con la velocidad de descarga y la viscosidad, está controlada por procesos profundos, estos magmas más lentos tendrían mayor posibilidad de asimilación y por lo tanto, presentarían contenidos elevados de Sr. producto de la asimilación. Esta relación no se observa en las otras figuras donde se grafica viscosidad -estilo eruptivo.

Los valores de Ba son elevados, variando entre 403 ppm y 880 ppm para las lavas y 425 y 1005 ppm para los xenolitos, lo

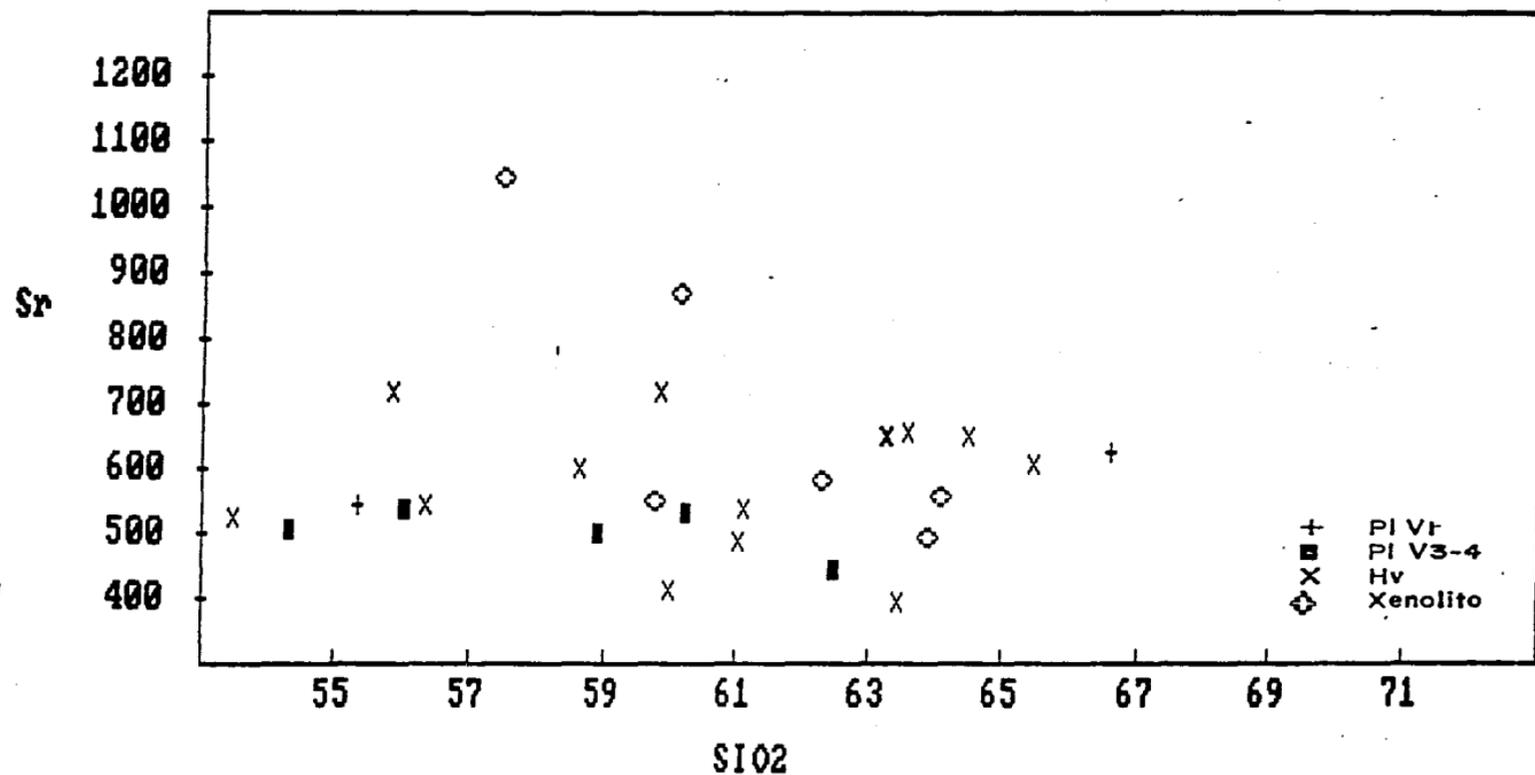


Figura 86. Diagrama de Sr contra SiO₂ que muestra edad de diferentes lavas

que se refleja en la dispersión de los puntos en los diagramas de Ba contra SiO_2 , DI y Mg val (Figs. 78, 80 y 87). El Ba no presenta una lineación que pueda atribuirse a la cristalización fraccionada y más bien se observa una distribución lineal entre los 425 y 675 ppm, a excepción de AMC23 y T24 que contienen concentraciones más elevadas. Al relacionar Ba con Mg val se observa que no existe un descenso con la edad (mismo Mg val), por lo que la disposición de las muestras en los diagramas tampoco puede explicarse por variaciones en el grado de fusión parcial de una misma fuente (Fig. 80). La asimilación de xenolitos con diferentes contenidos de Ba, aunque principalmente bajos, puede ser responsable de parte de la variación.

El Zr, como el Rb, parece disminuir por causa de la asimilación de xenolitos con bajo contenido de Zr (Fig. 88). Las lavas básicas muestran cantidades elevadas (414-265 ppm) aunque la muestra AMC 1 presenta sólo 143 ppm y es posible que las diferencias sean intrínsecas de diferentes fuentes de generación. El resto de las lavas (andesitas y dacitas) presentan valores dentro del rango de AMC1. La dispersión debe ser causada por la contaminación (Fig. 88). Es importante hacer notar que las muestras con menor contenido de Zr caen en una misma línea con las muestras de Las Cruces, San Gregorio y T26, (xenolito). Las lavas que muestran los valores menores son Jumento (AMC1), Tetequillo (AMC11, AMC15, AMC20 y AMC21), Tabaquillo (AMC26a) y Quepil (AMCQ) que presentan derrames muy gruesos, debido a tasas de efusión bajas y por lo tanto, tuvieron más tiempo para asimilar las rocas por las que atravesaron.

Al relacionar Y y Zn a SiO_2 puede observarse un descenso aunque con considerable dispersión (Fig. 89), en cambio en el diagrama Nb contra SiO_2 (Fig. 90) la mayoría de las muestras incluyendo los xenolitos, presentan valores bajos a excepción de AMC27, AMC10, AMC6, AMC7 y AMC10P. Esto debe estar relacionado con las características de las fuentes que los generaron. En los procesos relacionados a cámaras magmáticas, el Y y Nb deben aumentar hacia la parte superior más diferenciada opuestamente a lo que ocurre en estas muestras y por lo tanto, argumentan en contra de procesos relacionados a una misma cámara. En los diagramas de Ni/Nb y Ni/Y, que muestran una distribución parecida

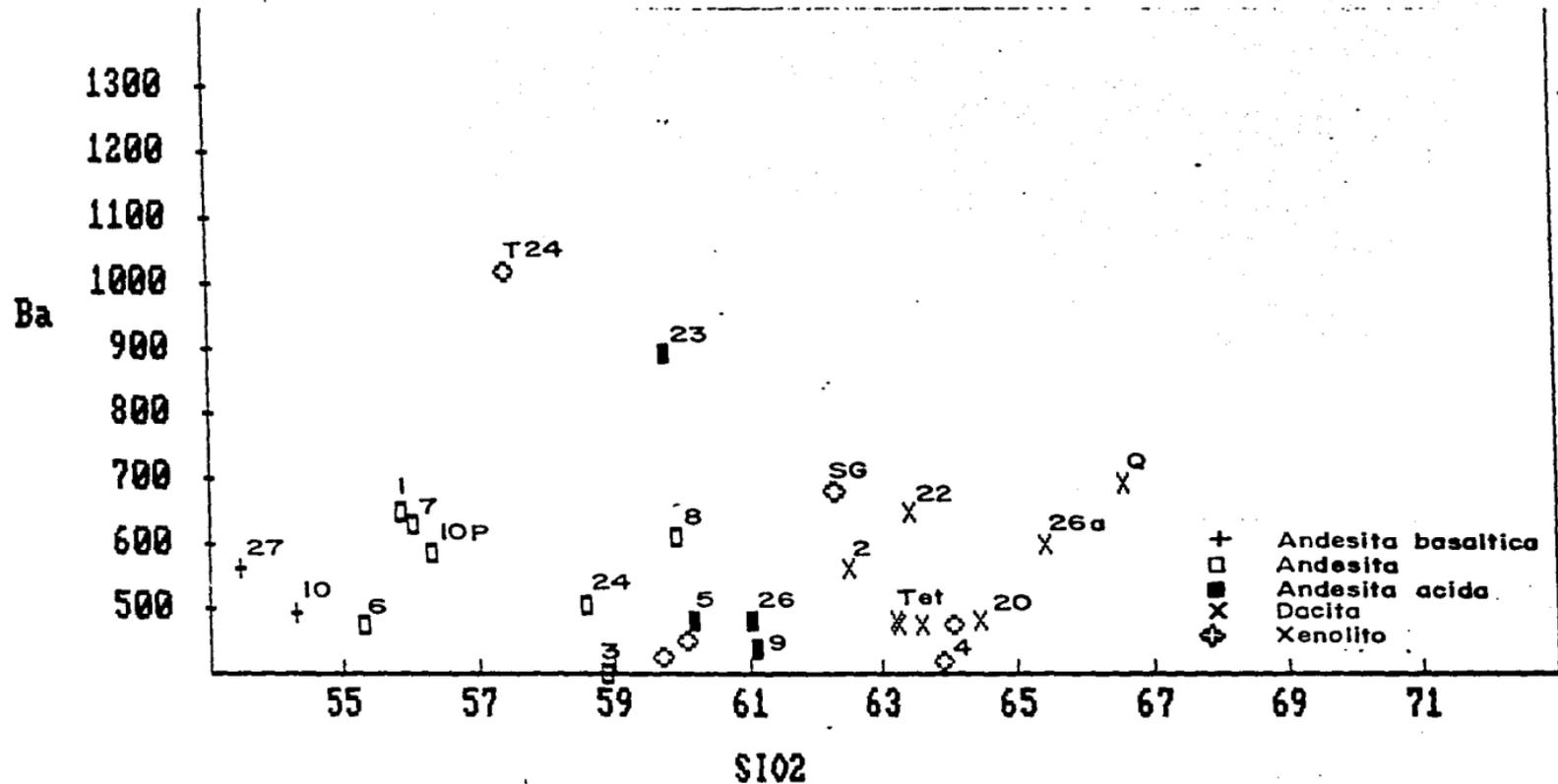


Figura 87. Diagrama de Ba contra SiO₂

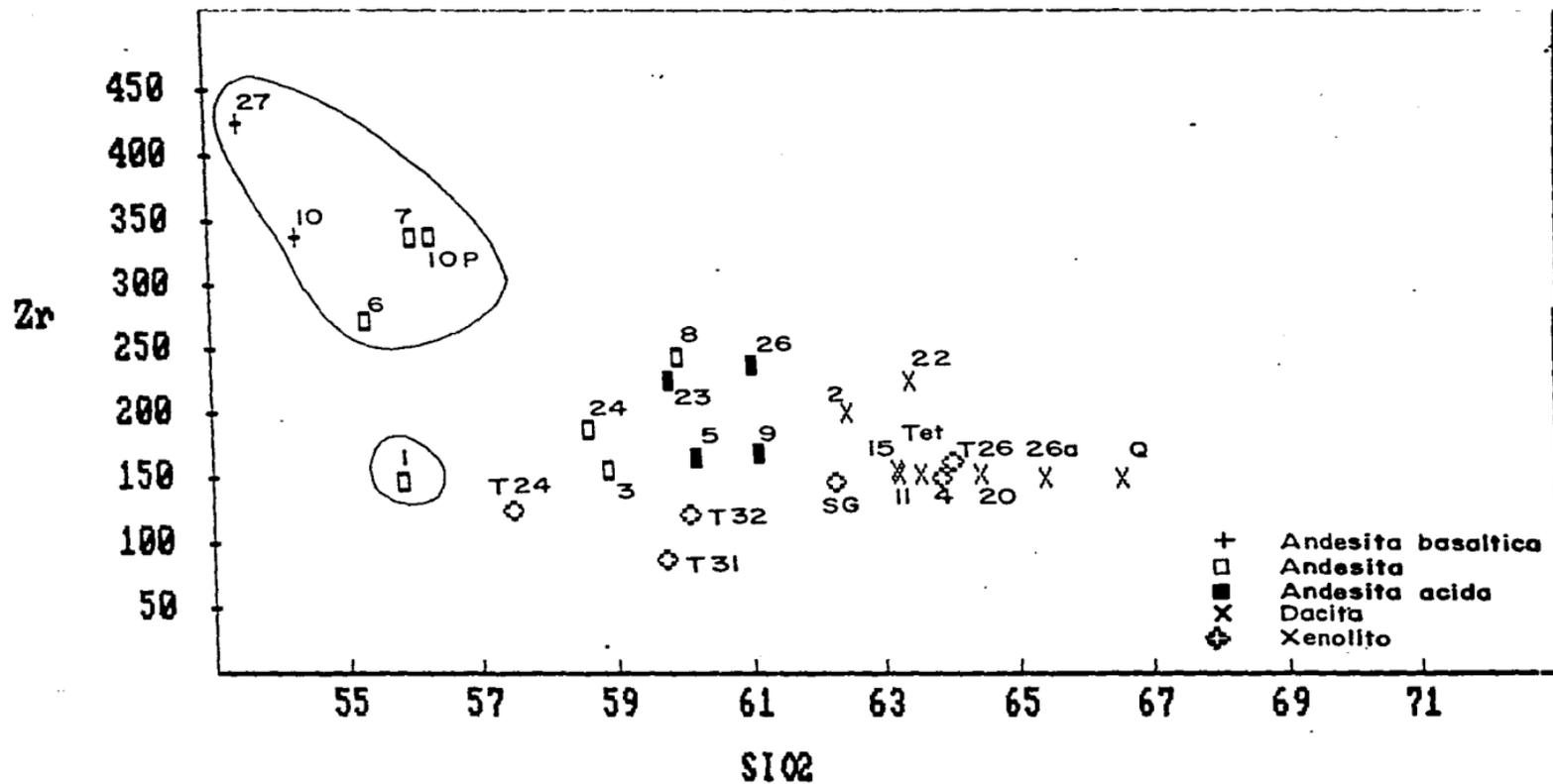


Figura 88. Diagrama de Zr contra SiO_2

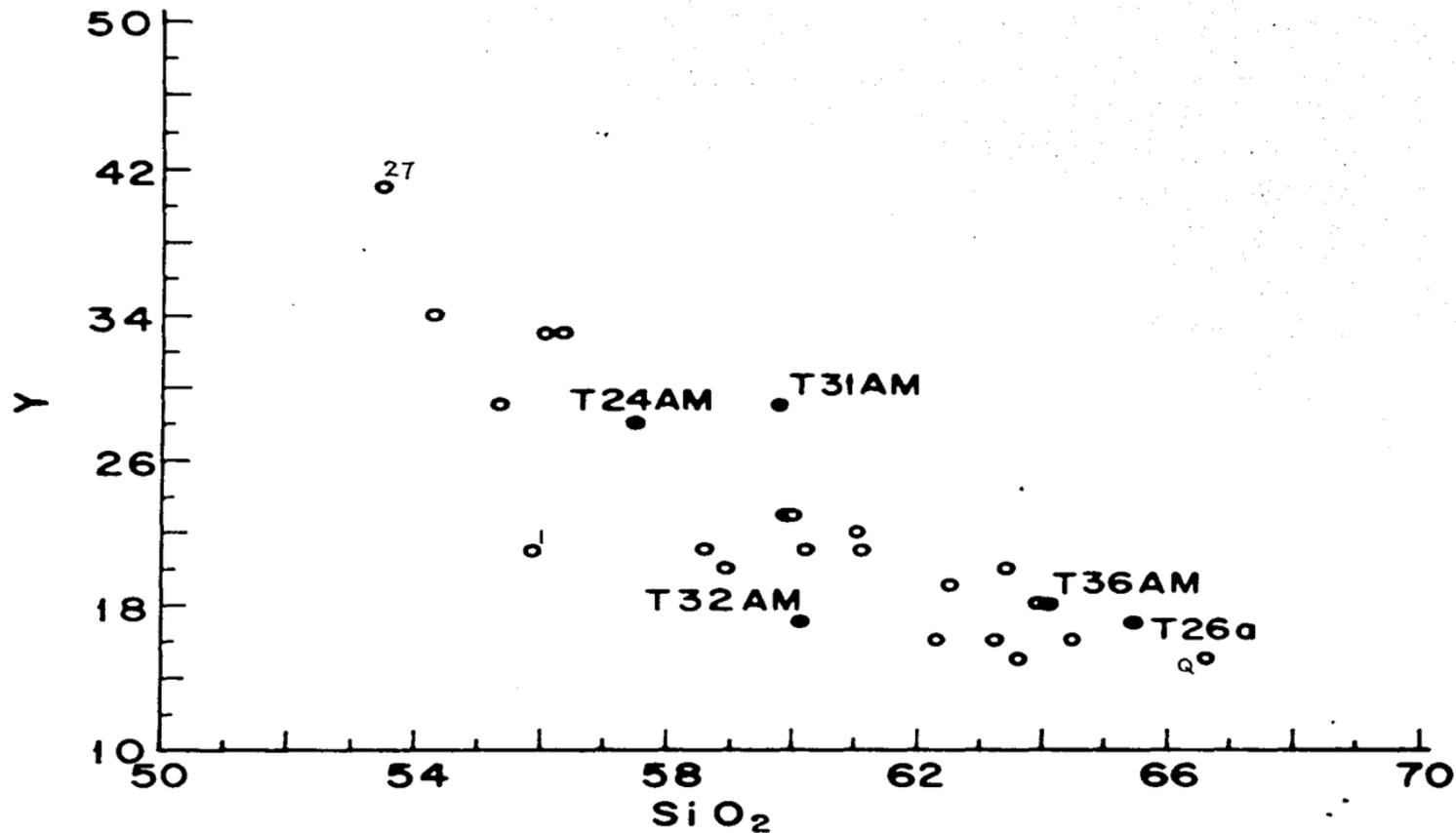


Figura 89. Diagrama de Yppm contra SiO₂ Z. Puntos negros son Xenolitos.

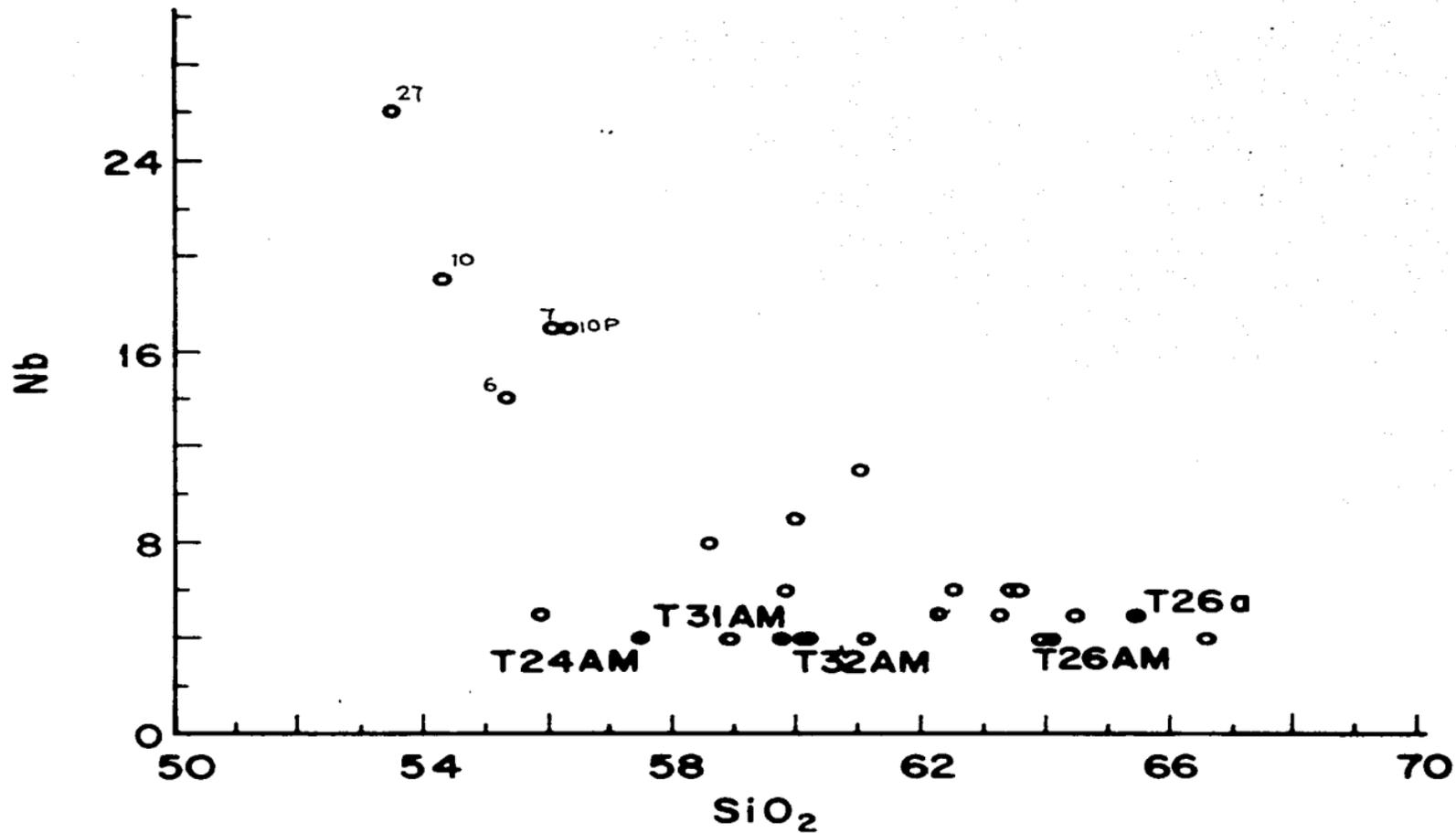


Figura 90. Diagrama de Nbppm contra SiO₂ %.

nuevamente se distinguen dos grupos: I :AMC27, AMC10, AMC6, AMC7 y AMC10P; y II: AMC1, AMC23, AMC24 y AMC3 (Fig. 91). La relación de Y/Zr contra Zr (Fig. 92) parece desviarse por los xenolitos, evidenciando un proceso de contaminación, mientras que en los diagramas de Ti/Zr, Sr/Nb y Nb/Zr contra Zr se distingue nuevamente el grupo de AMC27... aunque las demás muestras presentan dispersión en valores cercanos a los de los xenolitos (Figs. 93 y 94).

Las cantidades de Co y Cu presentan gran dispersión en los diagramas Harker (no incluido) pero parecen disminuir con el aumento de SiO₂ mientras que las concentraciones bajas de Ga, Th y Pb presentan una tendencia recta a excepción de las muestras de Tres Cumbres (Fig. 95).

Al relacionar Sr (incompatible) contra Nb (incompatible) se distinguen nuevamente los grupos I (AMC27...) y II (AMC1...) aunque este parece estar dentro del rango de los xenolitos (Fig. 96). Al graficar K₂O contra Rb se observa una correlación con cierta dispersión, dentro de la cual también entran los xenolitos (Fig. 97).

Tanto en estos diagramas como en los de Rb vs Rb/Sr, Ba/Sr y CaO/Sr (Figs. 98, 99 y 100) donde no existe una distribución definida, se considera que la asimilación y variaciones en el tipo de fuente son la causa de la dispersión y que la cristalización fraccionada jugó un papel menor. Los xenolitos en estas tres figuras parecen bajar la distribución de las muestras. Las muestras presentan altas relaciones de K/Rb lo que puede indicar que la flogopita fue un mineral residual en el proceso de fusión parcial o, puede deberse a características de la fuente. Los valores altos de K/Rb también pueden estar relacionados a la fusión temprana de la anfibola (Arth, 1976). Normalmente las proporciones de Rb, Sr, K y Ba en el manto son controlados por la estabilidad de anfibolas, micas y clinopiroxeno.

Los diagramas de Ba/Sr contra SiO₂ no incluido y Rb/Sr vs SiO₂ (Fig. 101) muestran una distribución similar donde se distinguen los bajos valores de los xenolitos, el grupo I (AMC27, AMC10, AMC6, AMC7 y AMC10P) y las muestras mas diferenciadas (AMC26a, SG, AMC11, AMC15, AMC20, AMC21 y Q). Estas figuras, como

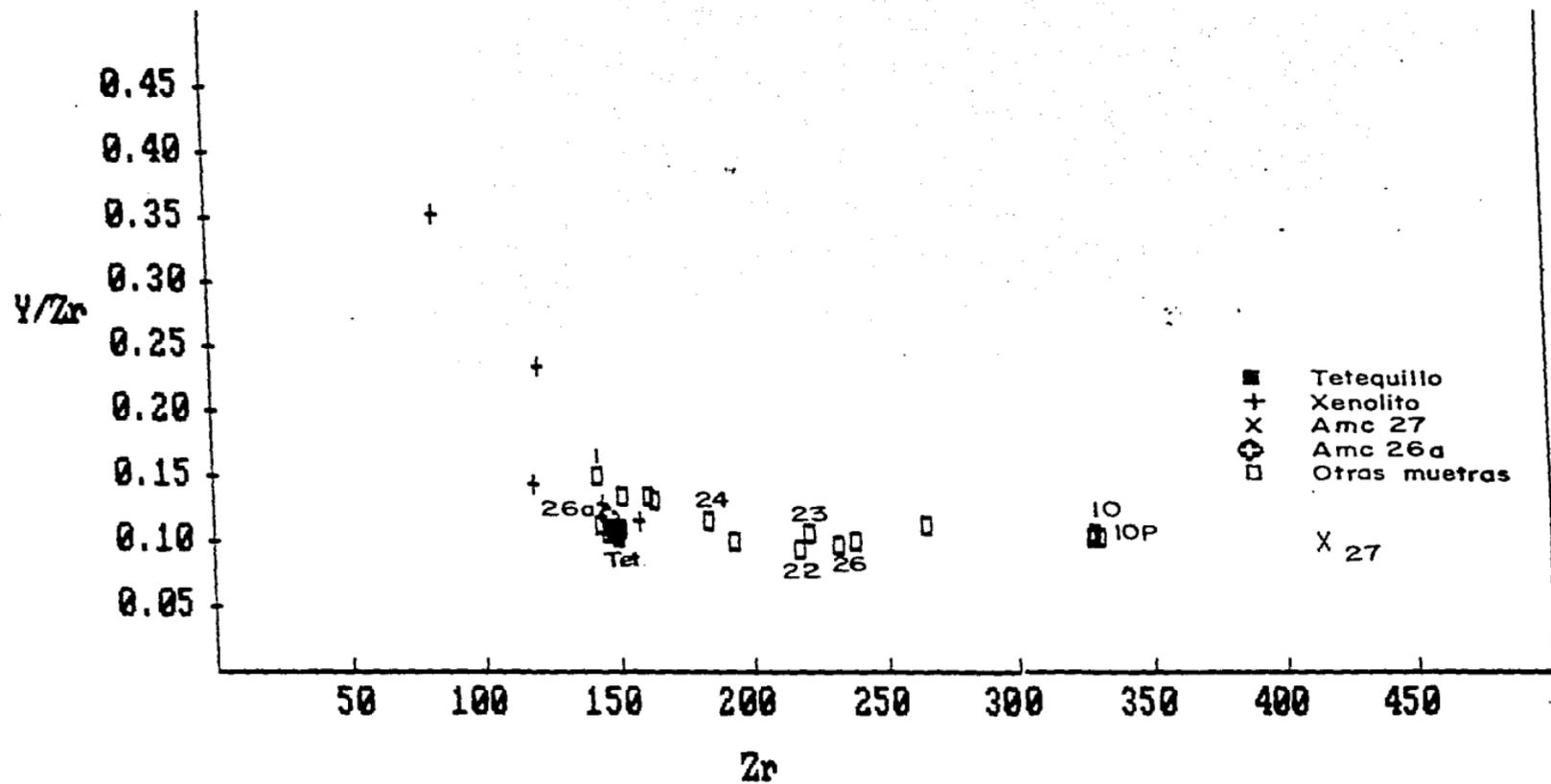


Figura 92. Diagrama de Y/Zr contra Zr (ppm).

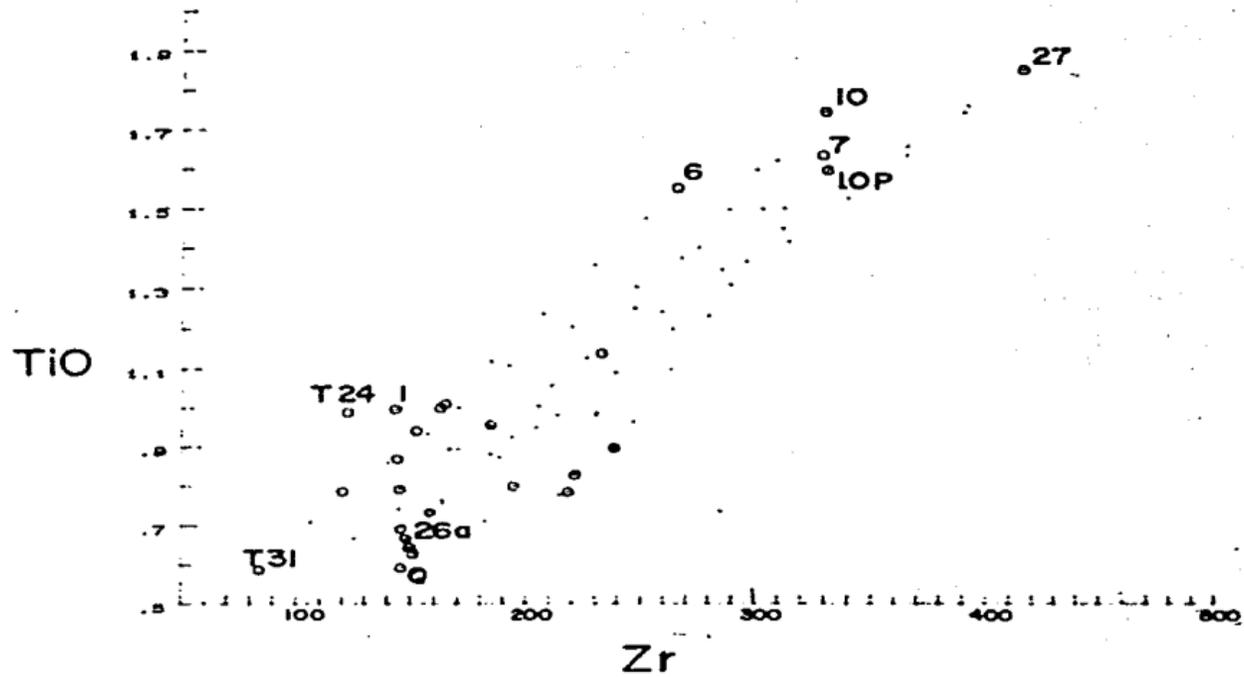


Figura 93. Diagrama de Ti/Zr.

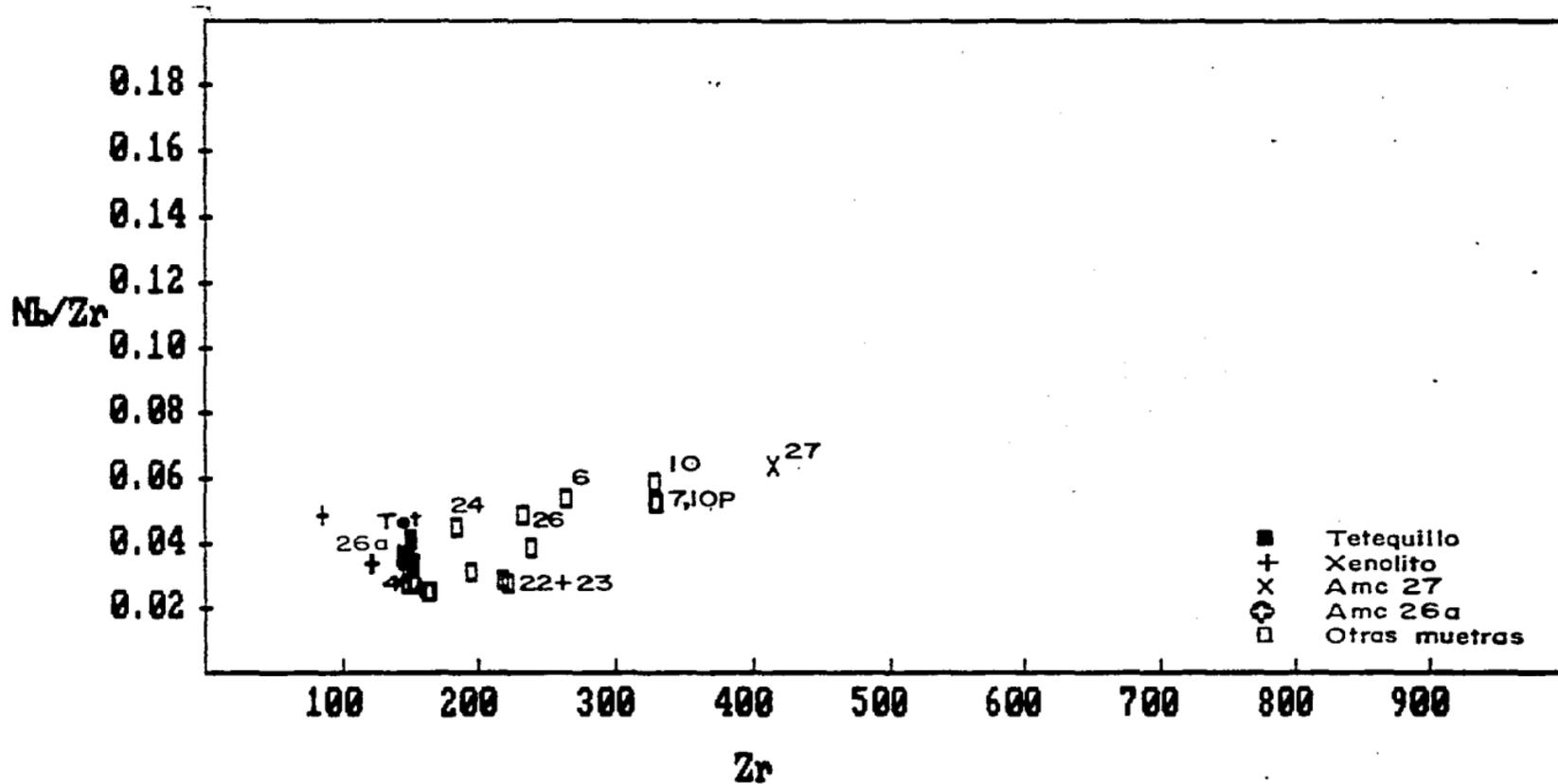


Figura 94. Diagrama de Nb/Zr contra Zr (ppm).

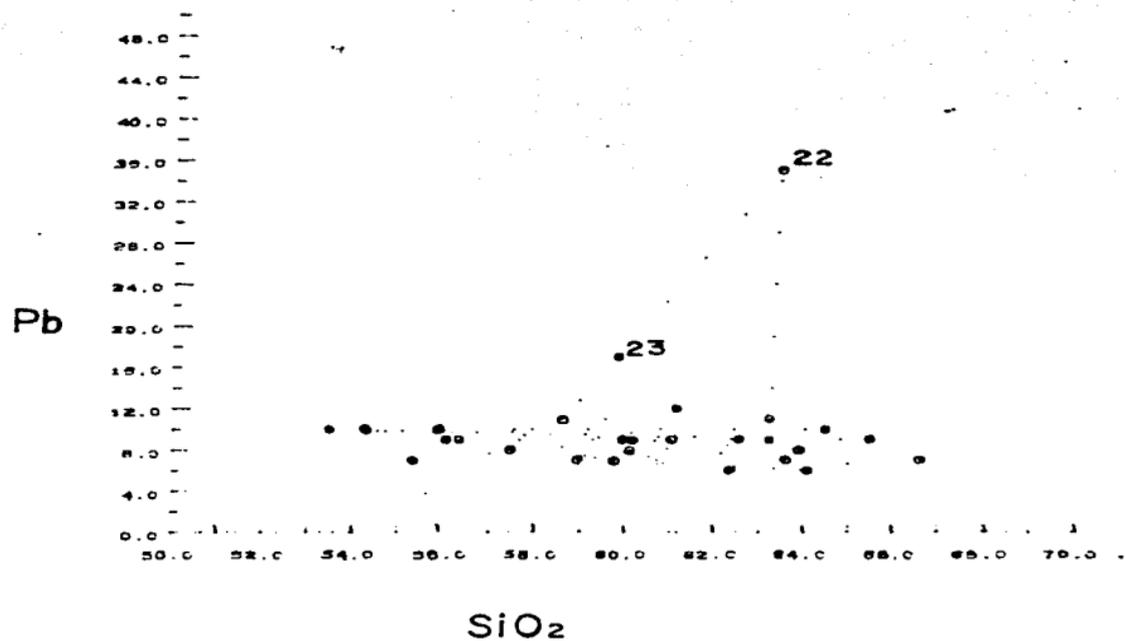


Figura 95. Diagrama de Pb(ppm) contra SiO₂(%).

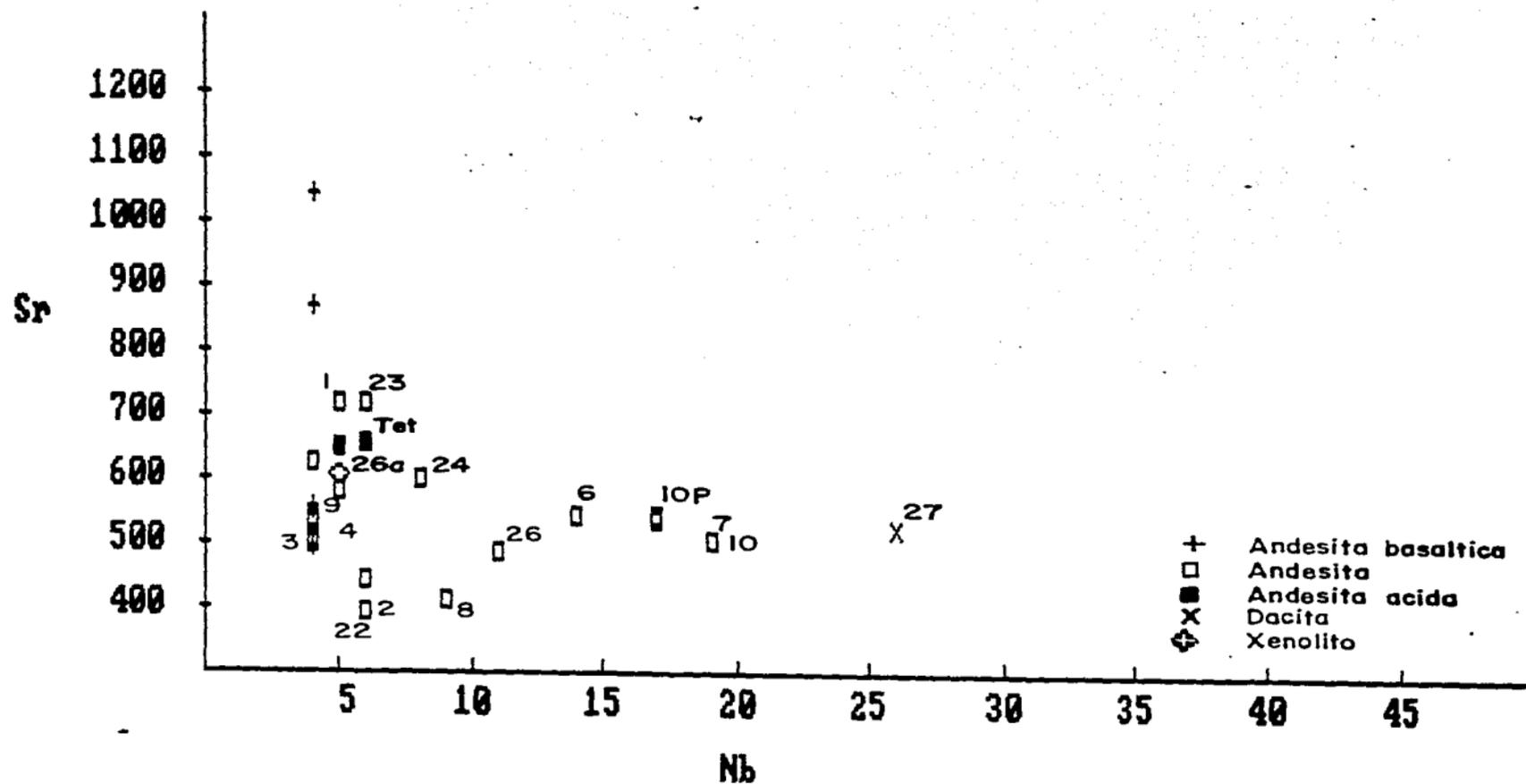


Figura 96. Diagrama de Sr contra Nb(ppm).

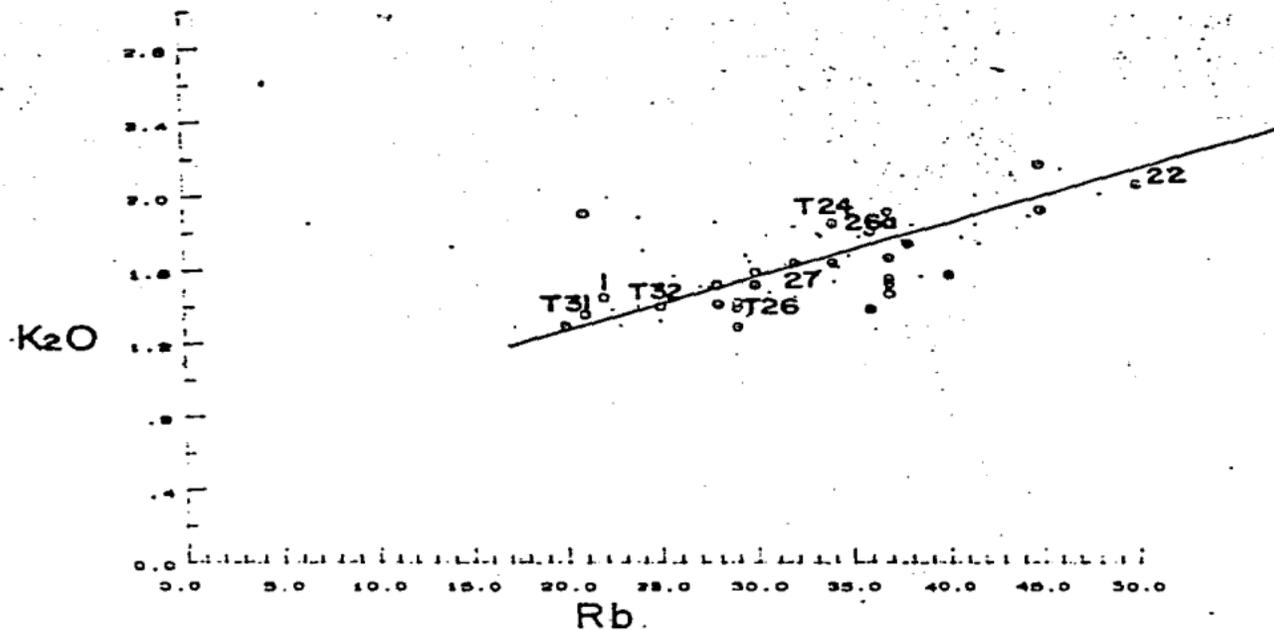


Figura 97. Diagrama de K₂O(%) contra Rb (ppm)

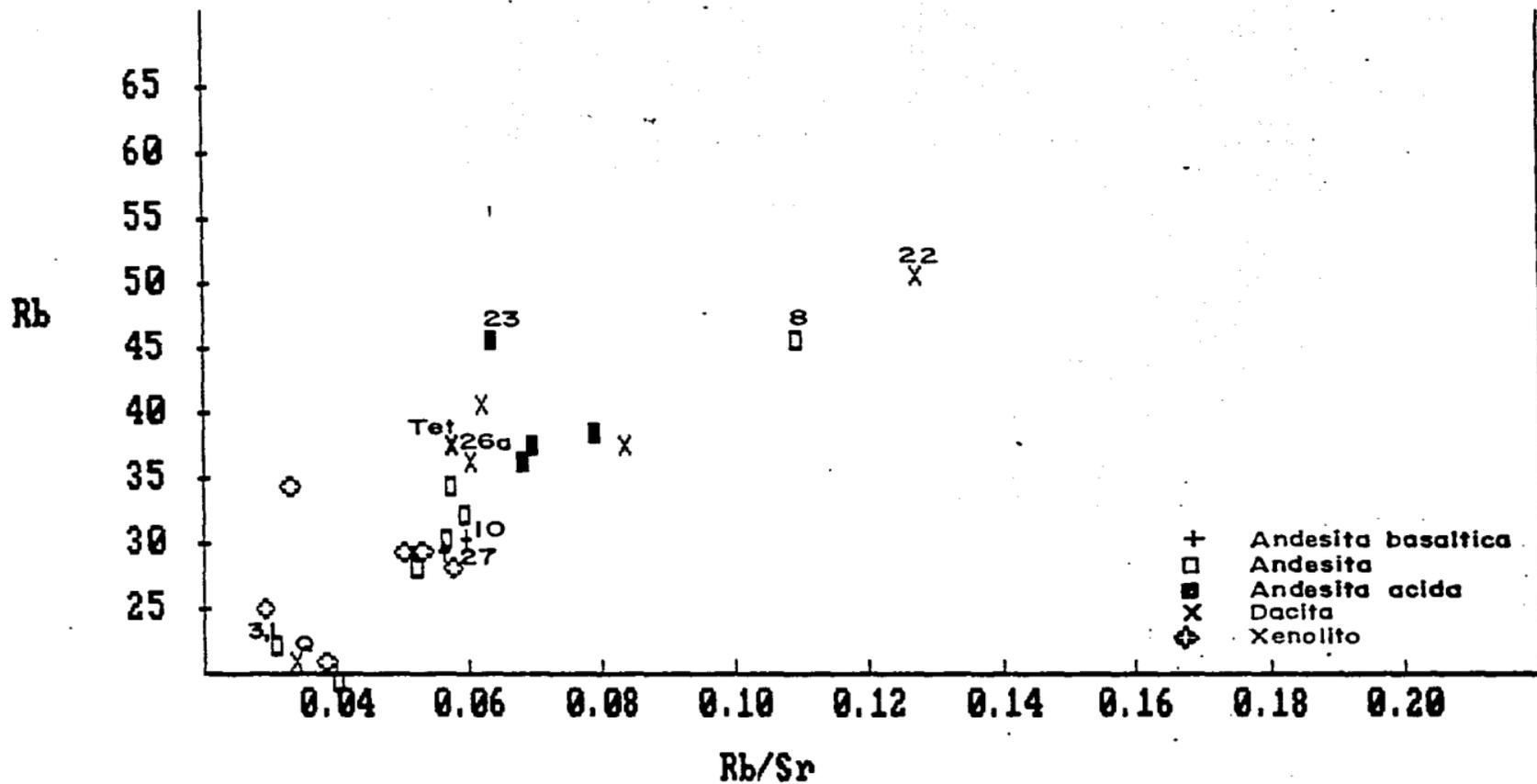


Figura 98. Diagrama de Rb (ppm) contra Rb/Sr

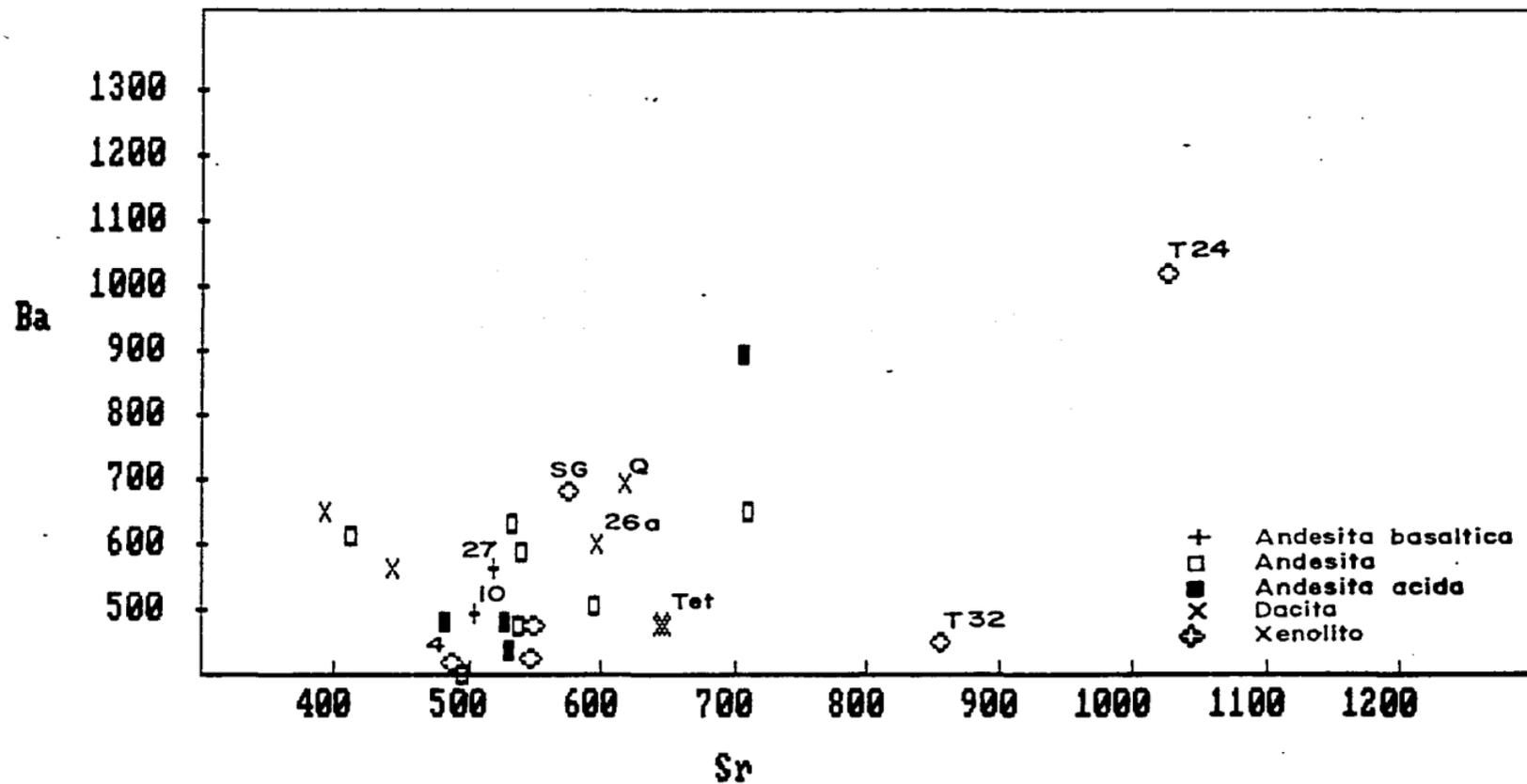


Figura 99. Diagrama de Ba contra Sr en ppm

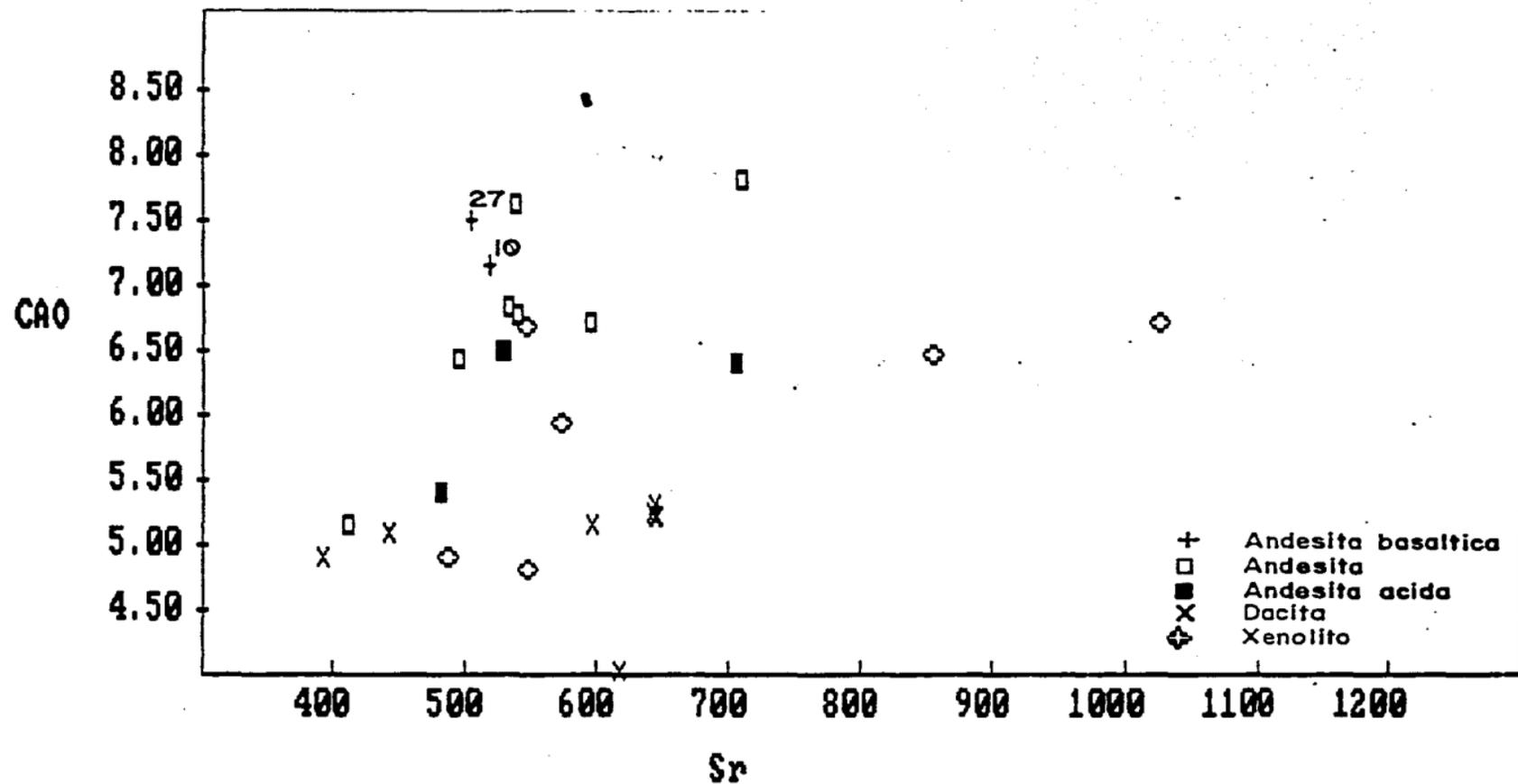


Figura 100. Diagrama de CaO (%) contra Sr (ppm)

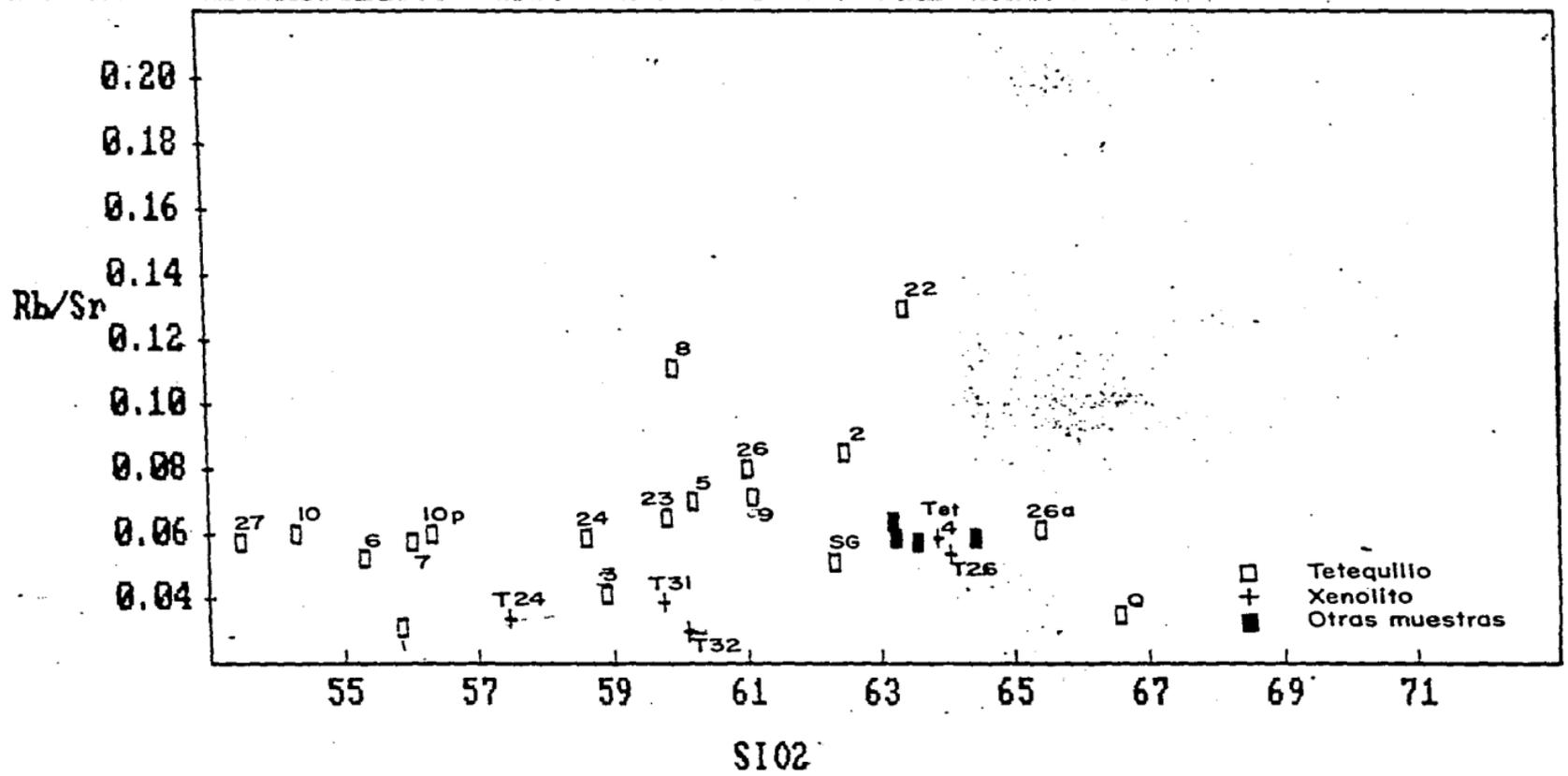


Figura 101. Diagrama de Rb/Sr contra SiO₂ (%)

la mayoría de los diagramas ya discutidos, refutan un origen por fraccionación en una cámara común y más bien indican una dispersión debida a diferentes características de las fuentes más asimilación. Las variaciones en las concentraciones y tasas de elementos incompatibles en magmas con porcentajes de SiO_2 bajos no pueden ser generadas por cristalización fraccionada.

A diferencia de los diagramas simples o de las relaciones directas, los diagramas logarítmicos podrían indicar algo de fraccionación, aunque con considerable dispersión. En el diagrama Sr/Ca contra Ba/Ca se observan las líneas de fusión (Ohnuma *et al.*, 1983) y de fraccionación de plagioclasa y clinopiroxeno (Fig. 102). Aunque varios puntos pueden ajustarse a ambas líneas, la dispersión refleja que la petrogénesis de los magmas de la Sierra Chichinautzin no está relacionada a un sólo mecanismo. Al graficar K contra K/Rb (logs) las muestras también presentan dispersión, aunque podría interpretarse algo de fraccionación de plagioclasa y ferromagnesianos (Fig. 103).

Diagramas Araña

Los diagramas de araña (spider) pueden indicar enriquecimientos o empobrecimientos diagnósticos de ciertos procesos petrogenéticos. Para prepararlos los elementos se normalizaron con respecto a las condrichtas y los valores de Negendark y otros (1983). Los diagramas de araña para Chichinautzin muestran anomalías negativas en Nb y Cu y positivas en Zn para todas las muestras (Fig. 104). La anomalía negativa de Nb es común en zonas de subducción y no está ligada a diferenciación a bajas presiones (Brique y Lancelot, 1984), aunque puede estar relacionada a heterogeneidades en el manto, cristalización a altas presiones o procesos de fusión (op. cit.).

En algunas muestras también se observan anomalías positivas en K, P y Zr que podrían ser producto de contaminación cortical, aunque los xenolitos presentan concentraciones menores de K_2O y por lo tanto la anomalía debe estar ligada al tipo de fuente. Es notable que sólo un grupo de lavas (AMC6, 7, 8, 10, 10P, 22, 27 y un xenolito), muestran la anomalía positiva en estos tres elementos, mientras que la anomalía de K se observa en la mayoría de las muestras (Fig. 104). Una anomalía negativa en Th también

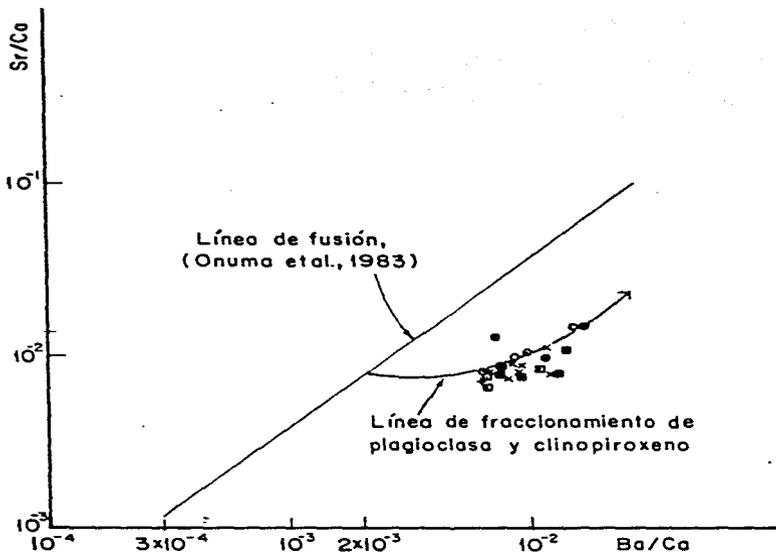


Figura 102. Diagrama de Sr/Ca contra Ba/Ca

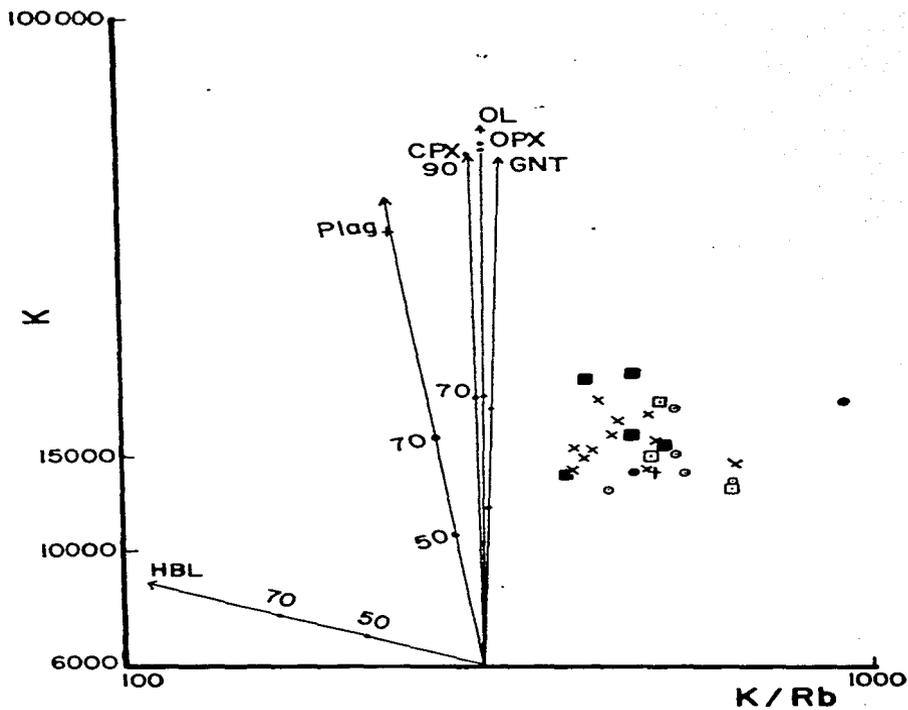


Figura 103. Diagrama de K contra K/Rb.

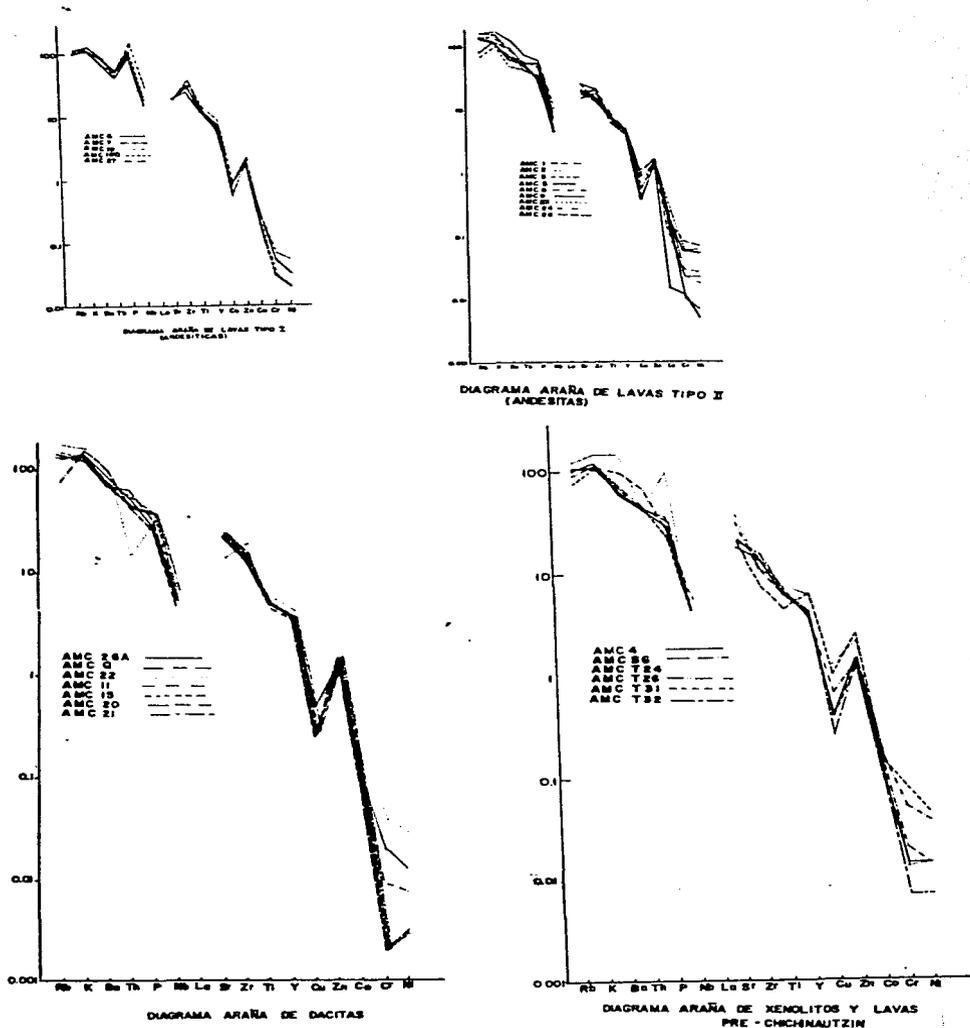


Figura 104. Diagramas de la distribución de elementos traza normalizados con las condritas

es observable en algunas muestras (Fig. 4). El estroncio presenta anomalías positivas y negativas (Fig. 104) y no existe relación entre las anomalías y el porcentaje de sílice ni la edad de las rocas. Al comparar los diagramas araña de la Sierra Chichinautzin con los de los Andes (margen continental) se observan las mismas anomalías positivas en K y negativas en NB, aunque no se presenta ni la anomalía negativa en Ba, ni la positiva en Th de los Andes. El tipo de diagramas de araña obtenibles por asimilación de corteza inferior granulítica se parece a los obtenidos para la Sierra Chichinautzin, ya que se presentan anomalías negativas en Th y NB y positivas en K, Sr, P y Zr.

Se observó una anomalía de Cr-Ni+ en las lavas del Tetequillo, del Tres Cumbres (AMC11, 15, 20 y 21; AMC22 y 23) y en dos xenolitos, mismas que presentan una ligera anomalía negativa en Ti (acompañadas por las lavas del Quepil y Tabaquillo, AMCQ y AMC26a) y podría interpretarse por un fraccionamiento de minerales opacos (Fig. 104).

Todas las muestras presentan un enriquecimiento en LIL (Large ion lithophile elements, elementos litofilos de ion grande) con respecto a los HFSE ("High field strength elements", elementos de fuerza), lo que es típica de zonas de subducción.

Isótopos de Estroncio

En los modelos de AFC (asimilación más cristalización fraccionada) de De Paolo (1981) se consideran los efectos dentro de una misma cámara magmática y no de diferentes puntos de generación, por lo que al tratar de utilizar sus diagramas (aún invirtiendo las secuencias), con un contaminante de bajo Rb (25 ppm, promedio de xenolitos) y $.703^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hipotético (Fig. 105) se observa que los diferentes puntos de posibles padres son dispersos. Esto apoya la conclusión de que se trata de diferentes fuentes de generación. En el diagrama de estroncio inicial contra Rb/Sr (Fig. 106) puede utilizarse el punto 25 como padre (o AMC1, BCU-1..) con un contaminante promedio de los xenolitos (X), pero las cantidades de estroncio deberían disminuir de AMC25 - AMC7 - AMC13 a AMC26a y varían de 517 - 533 - 644 a 59.7 ppm. Esto podría deberse a un mayor grado de asimilación del contaminante (800 ppm, promedio xenolitos) con respecto a la cristalización

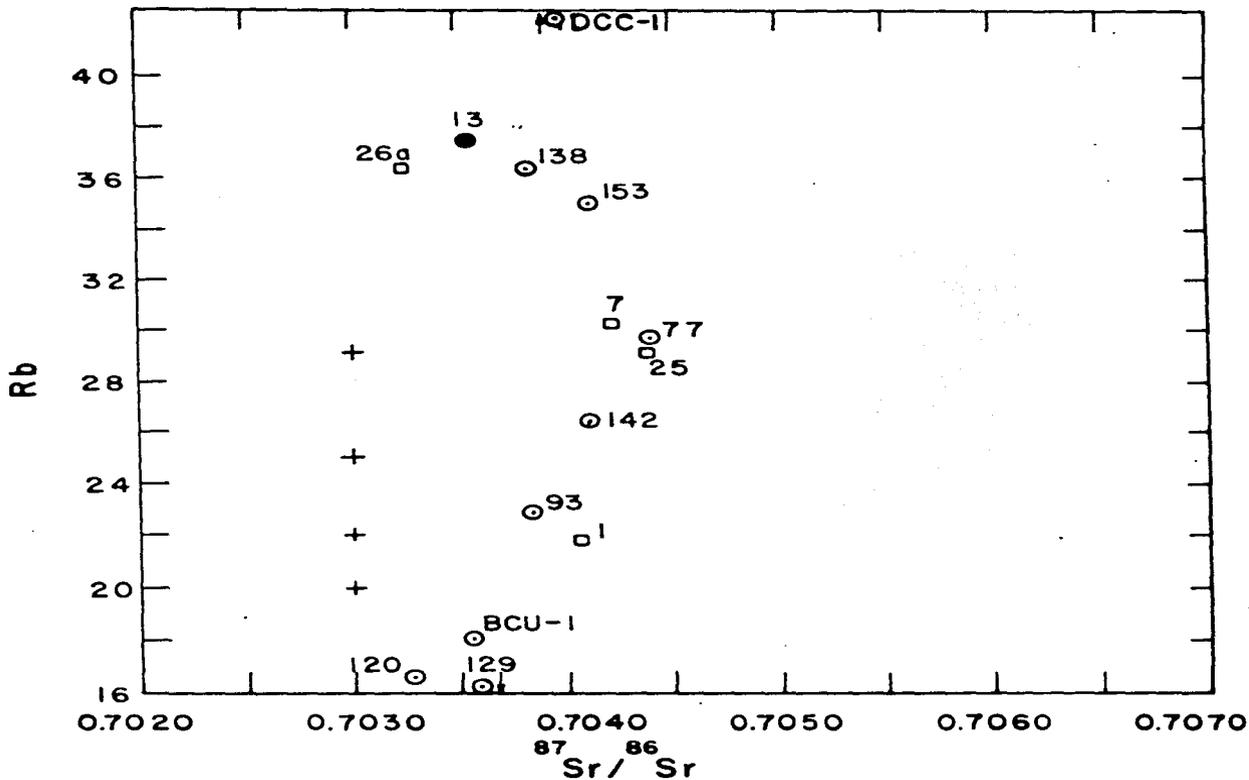


Figura 105. Diagrama de Rb contra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las lavas de la Sierra Chichinautzin (cuadros y círculo negro) incluyendo las muestras de Pal y Armienta, 1985 (círculos abiertos) y contaminantes hipotéticos (cruces).

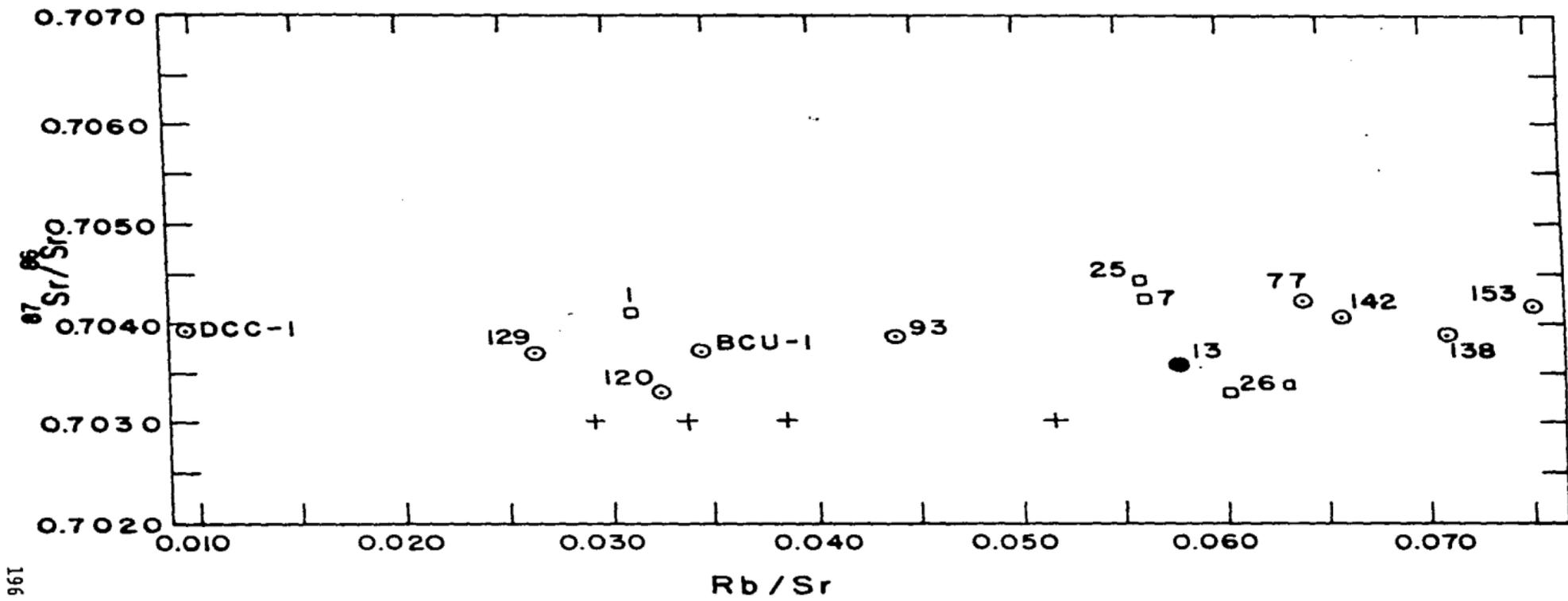


Figura 106. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra Rb/Sr

fraccionada, pero aún así no explica las variaciones entre AMC13 y AMC26a y por lo tanto, tampoco aquí pueden ajustarse las hipérbolas teóricas. Se considera que las variaciones son debidas a distintas fuentes de generación y a las diferentes concentraciones de trazas en los xenolitos. También el modelo de Langmuir y otros (1978), aunque puede incluir entradas sucesivas de magma, se basa en un proceso de cámara magmática y por lo tanto, sus tendencias de mezclas entre razones de elementos incompatibles o isótopos, no pueden ajustarse a la fig. 107 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra K/Rb.

El modelo de contaminación de Francis y otros (1980) propone una contaminación uniforme y pequeña (alrededor de 10%) con variación en los rangos de cristalización fraccionada, pero en la Sierra Chichinautzin se observan grandes variaciones en las tasas de contaminación (p. e. AMC25 y AMC26a) y por lo tanto, se explica la imposibilidad de ajustar las rectas en el diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra $1/\text{Sr}$ (Fig. 108), también es debido a diferentes tipos de padres. Pushkar y otros (1972) distinguieron entre modelos abiertos ("contaminación selectiva") ("contaminación bulk"). Cuando existen mezclas de magmas con diferentes relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Sr se presenta una correlación de hipérbola negativa que corresponde a una correlación lineal positiva de $\text{Sr}^{87}/\text{sr}^{86}$ con $1/\text{Sr}$. Un argumento en contra del sistema cerrado de contaminación es la falta de correlación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con trazas tales como Zr. En el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $1/\text{Sr}$ las mezclas simples mostrarían una recta pero es evidente que una combinación de asimilación con otros procesos varía este esquema (Fig. 108).

En los diagramas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra K/Rb (Fig. 107) y Ba/K (Fig. 109), tampoco puede ajustarse una línea o hipérbola sobre los puntos, pero sí debe notarse que la muestra AMC26a que petrográficamente es la más contaminada, se sitúa muy cerca de los xenolitos que contiene. En el diagrama de estroncio inicial contra $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}^2\text{O}$ (Figura 110) se observa la dispersión de las diferentes muestras de la Sierra Chichinautzin y de los xenolitos, aunque la muestra AMC26a sigue estando más cerca de los contaminantes.

Al graficar SiO_2 contra las relaciones de estroncio inicial

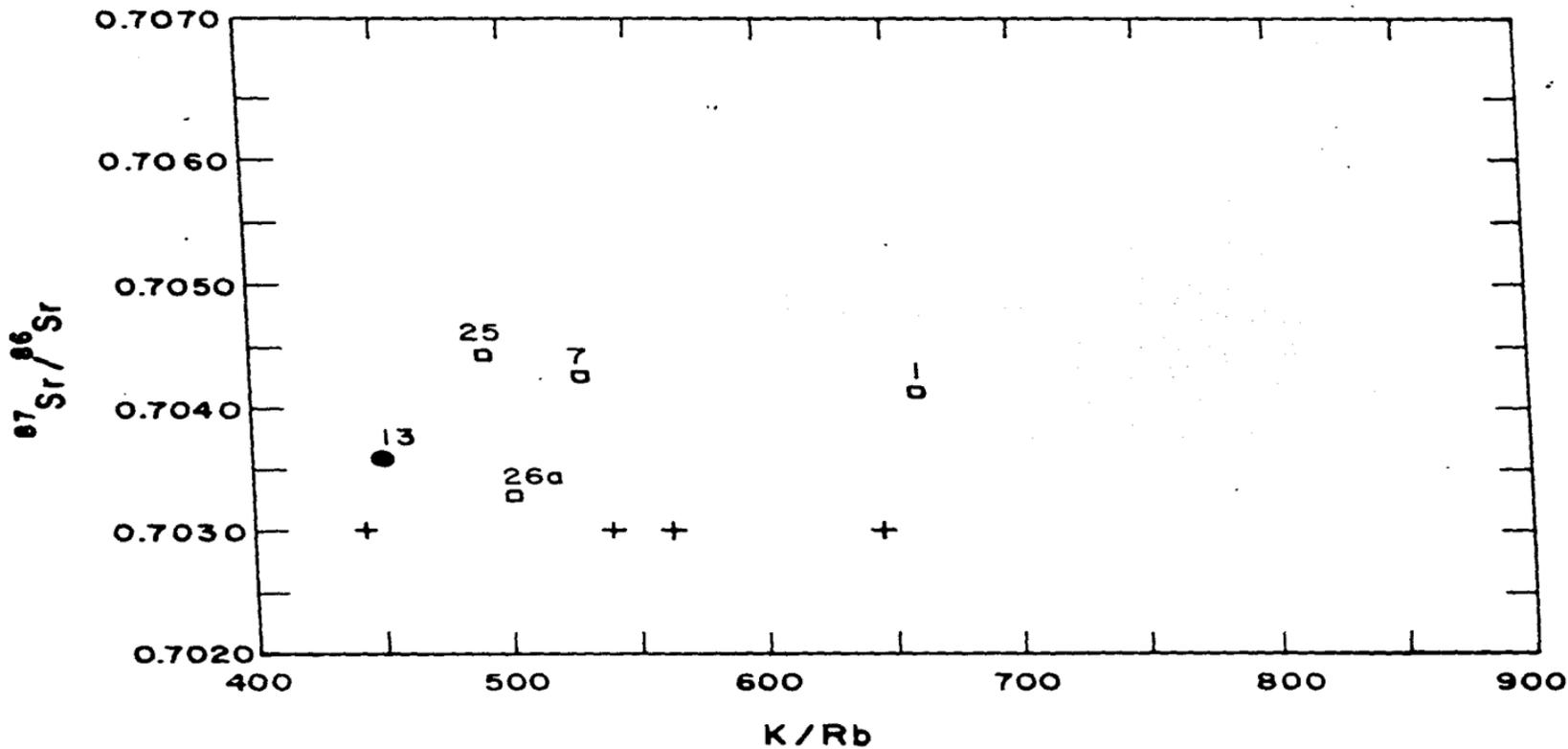


Figura 107. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra K/Rb

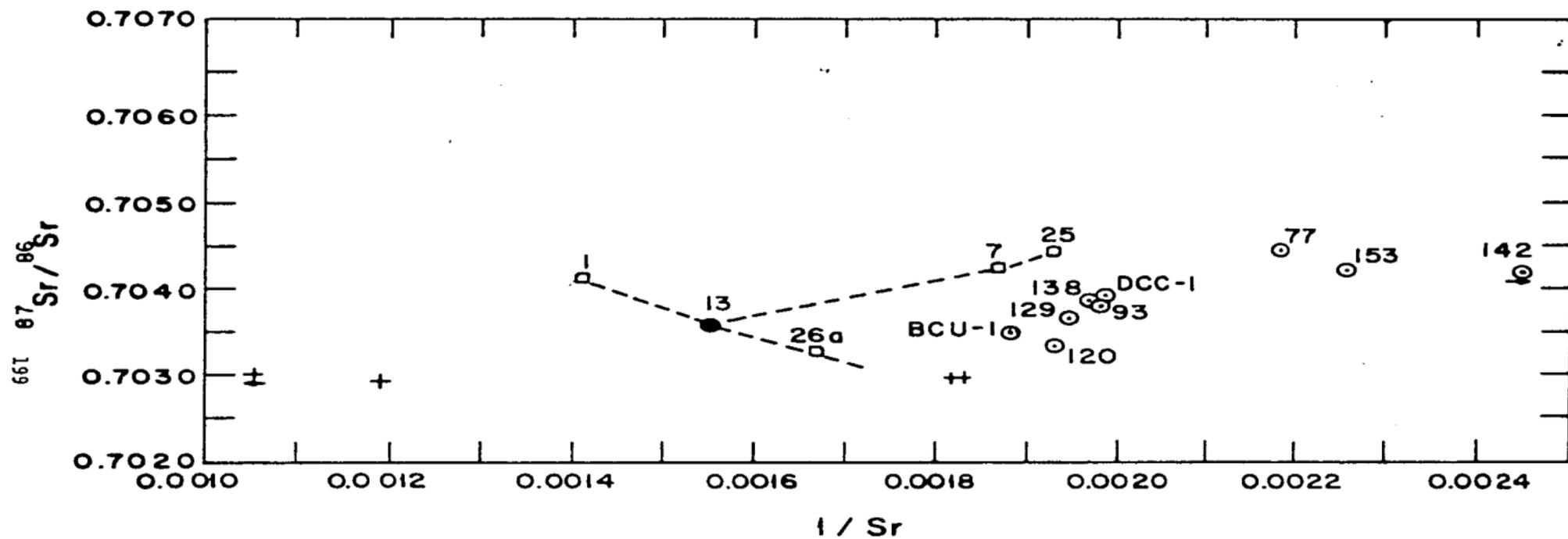


Figura 108. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra $1/\text{Sr}$

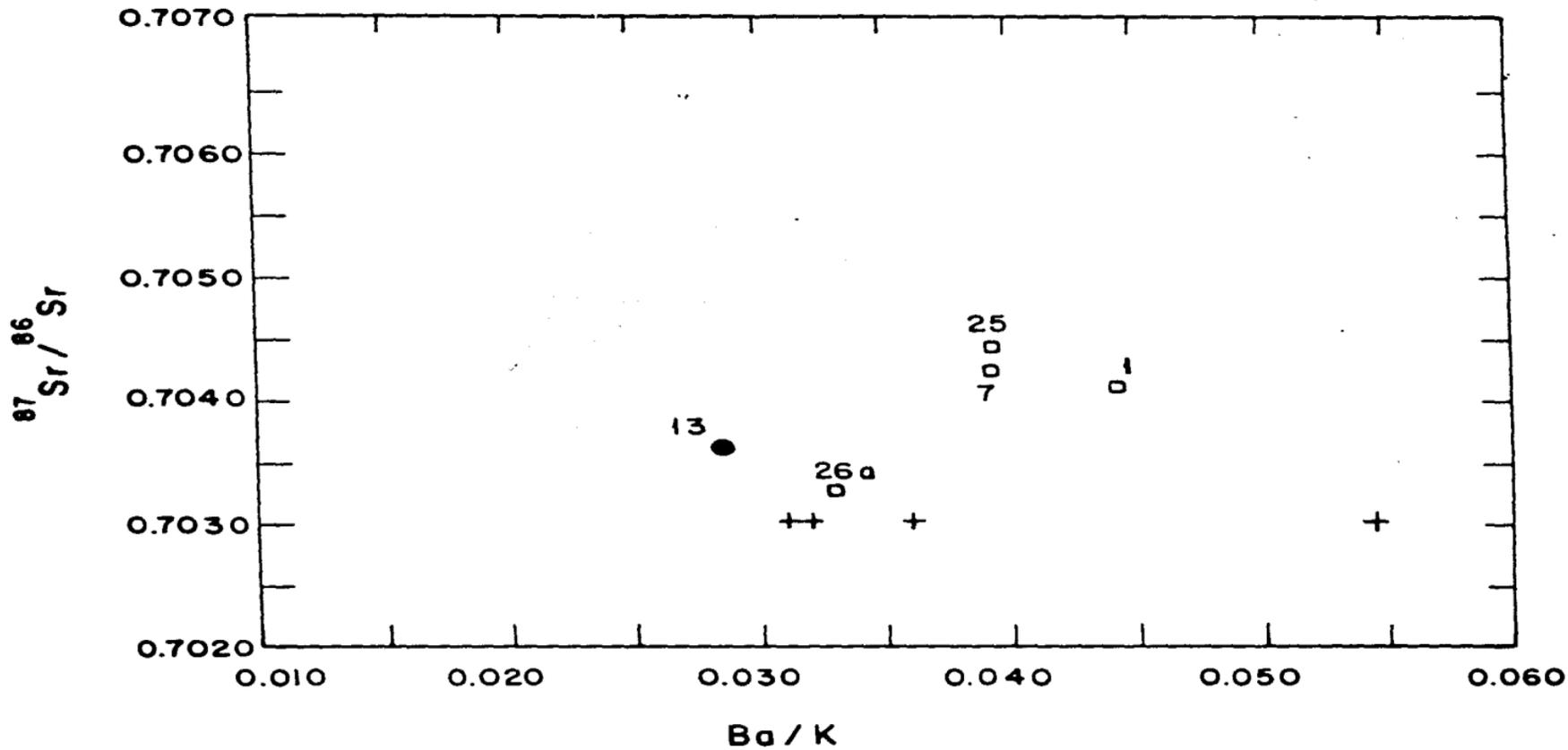


Figura 109. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra Ba/K .

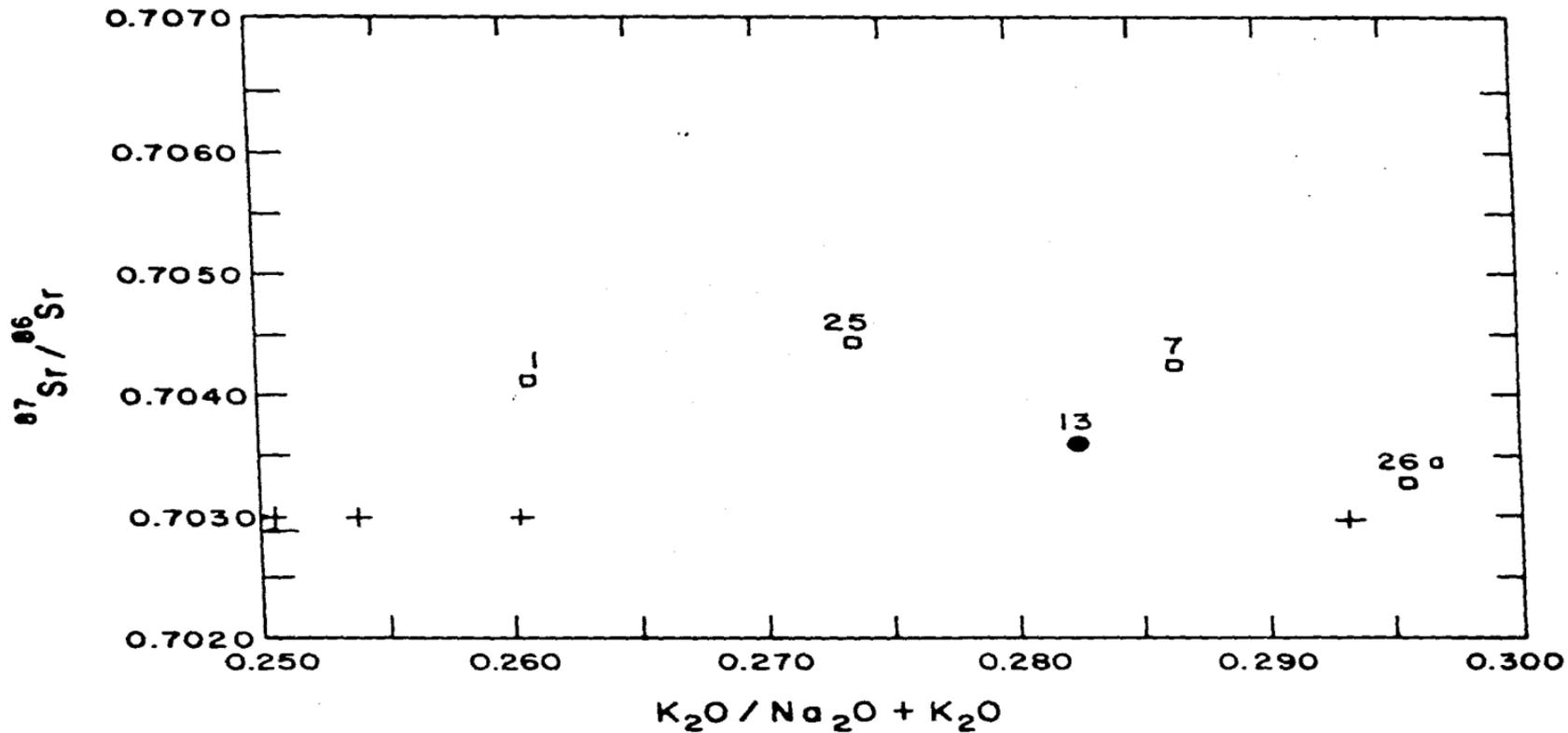


Figura 110. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

se observó una correlación inversa que, aparentemente, indicaba que las rocas más contaminadas contenían menos SiO_2 y por dicha razón, se decidió agregar las muestras de Verma y Armienta (1985) a las seis determinaciones realizadas dentro de este estudio. En la Fig. 111 puede notarse que únicamente los basaltos y la muestra de lavas terciarias quedan fuera de la relación inversa de estroncio inicial contra sílice y que todas las rocas andesíticas y dacíticas presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que disminuyen al aumentar el sílice. Los análisis petrográficos así como de microsonda, muestran un mayor grado de contaminación en las muestras AMC13 y AMC26a, por lo que las razones más bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en estas muestras parecen reflejar la asimilación de un material alto en SiO_2 (57-64%) y con bajo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Esta interpretación donde los contaminantes bajan las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es totalmente diferente a los modelos donde las relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altas se consideran producto de la asimilación de materiales con alto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Por consiguiente es posible que la contaminación y mezcla en muchas andesitas haya pasado desapercibida por sus bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

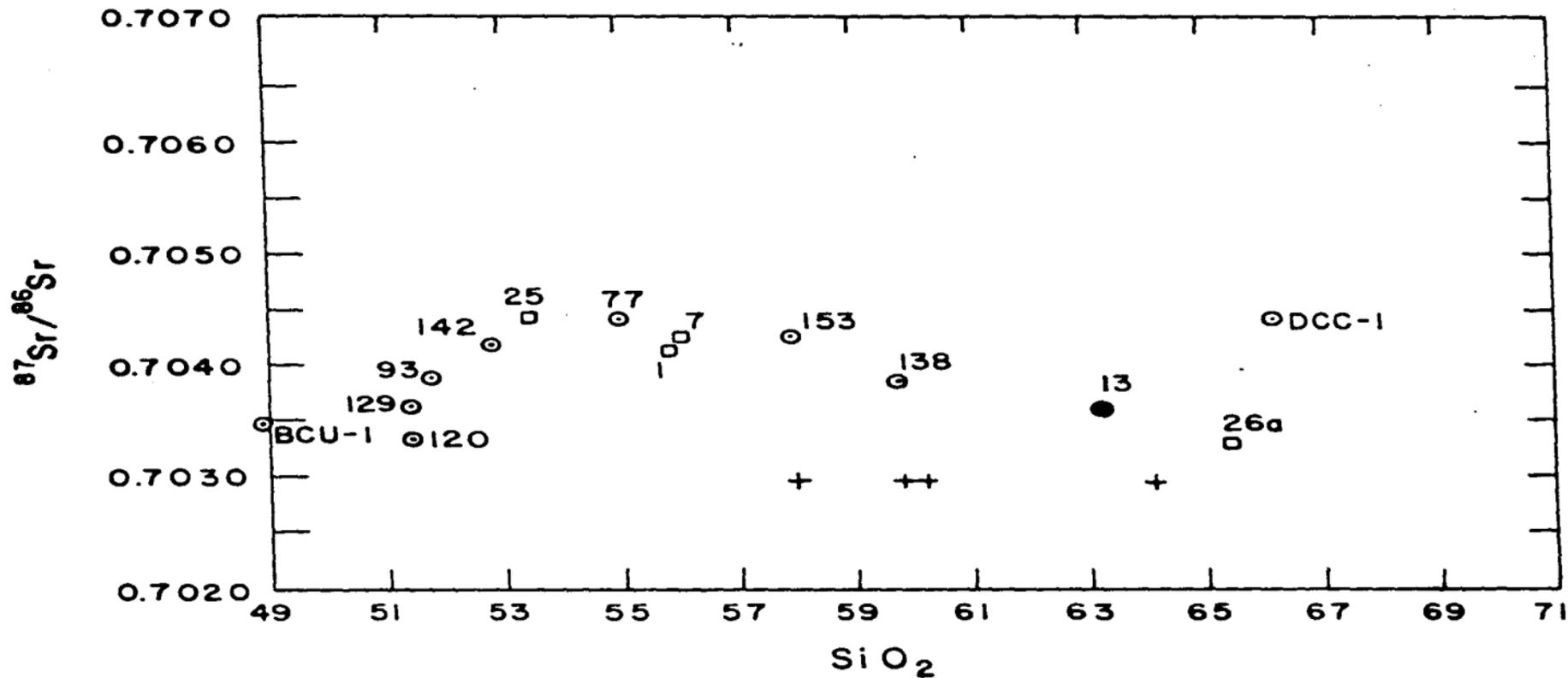


Figura 111. Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ contra SiO_2 (%).

INTERPRETACION PETROGENETICA

La Contaminación

Los contenidos de Rb, SiO₂ y ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr pueden ser indicativos de la contaminación cortical como se observa en las lavas de la Formación Chichinautzin. Algunos investigadores han atribuido las variaciones en los contenidos Sr y las relaciones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr a la contaminación de la corteza inferior (Hidreth y Moorbath, 1988) mientras que otros relacionan estos valores con el manto enriquecido. Inclusive las variaciones en K, Rb y Ba de las rocas volcánicas continentales tales como las de las lavas de la Formación Chichinautzin pueden ser explicadas por pequeñas cantidades de contaminación. Aunque Marsh y Kantha (1978) calcularon que las velocidades de ascenso en el manto de un magma basáltico a andesítico en el manto pueden ser grandes y una asimilación de las paredes encajonantes sería mínima bajo ciertas condiciones de presión, temperatura, contenido de agua, etc., puede ocurrir la asimilación con o sin la cristalización del magma. Algunos modelos de contaminación proponen que la cristalización fraccionada acompaña al proceso, pero otros modelos únicamente sugieren la asimilación por un material a alta temperatura (Huppert y Sparks 1980; De Paolo, 1981). Mezclas de magmas pueden generar tendencias similares.

Aparentemente, aun dentro de un mismo tipo de magma existen variaciones importantes en su génesis, como lo demuestran los contenidos de elementos traza e isotopos de Sr, Nb, Pb y Hf en islas oceánicas (Hart y otros, 1986), márgenes continentales

(Tilton y Barreiro, 1980), arcos insulares (White y Pachett, 1984), complejos granulíticos (Weaver y Tarney, 1980), xenolitos del manto (Menzies y otros, 1984) y basaltos de complejos de meseta (Mantovani et al., 1989). Todos estos modelos proponen algún tipo de mezcla en el manto entre diferentes materiales o con fluidos provenientes de las placas subductantes o del manto más profundo; mezclas con la corteza inferior o superior o con el material subductante tipo MORB y/o sedimentos. Por lo tanto, la contaminación y mezclas corticales que se observan en la petrografía y diagramas químicos para las lavas de la Formación Chichinautzin también apoyan estas hipótesis.

En la Formación Chichinautzin se presentan variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comunes en los arcos insulares (0.703 a 0.704), ya que para Las Marianas se obtuvieron valores de 0.7033 a 0.7038, para Japón de 0.7032 a 0.7034, para Las Aleutianas 0.7032-0.7035, Nueva Britania 0.7035-0.7037, Sunda 0.7048-0.7057, Banda 0.708-0.709 y Antillas Menores 0.7036-0.7058 (White y Pachett, 1984). Deben notarse los valores mayores de Banda, Sunda y Grenada-Caille y Kick-em-Jenny en las Antillas, indicando posiblemente un mayor grado de contaminación.

En los arcos insulares los valores de Rb (5-102 ppm), K_2O (4010-31,600 ppm) y Ba (84-1,200 ppm) presentan los mismos rangos que en la Sierra Chichinautzin. En general los datos de Sunda se disparan con relación a los demás arcos. Sin embargo, White y Pachett (1984) hacen notar que los valores de Rb, Ba y K_2O son similares a los del MORB, pero una fuente tipo MORB no podría por si sola explicar la distribución de los elementos traza y por lo

tanto, proponen una mezcla de MORB con componentes de la placa en subducción, en este caso, con sedimentos. White y Pachett (1984) observaron en su estudio de elementos traza e isotopos de arcos insulares que las muestras de las Marianas, Izu (Japon), las Aleutianas y Nueva Bretaña se parecían a los basaltos mesoceánicos (MORB) en contraste con las muestras de los arcos de Sunda, Banda y las Antillas menores que presentan valores mayores en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menores en $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Todos los arcos requieren de un componente continental aparte de contribuciones probables del manto y corteza oceánica y por lo tanto, son el resultado de una mezcla entre peridotita del manto y elementos traza de la corteza oceánica y sedimento. Las concentraciones de Ba, K y Sr de las lavas de la Formación Chichinautzin pueden estar asociadas a un componente de la placa subductante, aunque resulta más fácil explicar esta variación por la presencia y abundancia de los xenolitos corticales que se observan en las lavas. Perfit y otros (1980) también observaron las variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en otros arcos insulares. Kay y Kay (1985) postulan una mezcla de basaltos de olivino del manto que presenta olivino magnesico rico en Cr y Ni con magmas más fraccionados de la corteza media o inferior para explicar la génesis de los magmas en Las Aleutianas. Esto lo fundamenta en las plagioclasas con zoneamiento complejo y parcialmente fundidas y la presencia de fases ricas y pobres en Cr y Ni, y anfibola rica en Al_2O_3 . Kay y Kay (1985) proponen un modelo que requiere de bajas tasas de producción magmática, donde un magma primitivo se diferencia a andesita o dacita saturados en vapor. Después se introduce un nuevo magma que cristaliza espinela, olivino,

clinopiroxeno y quizá plagioclasa y donde el olivino y clinopiroxeno reaccionan con el líquido para formar la anfibola. Aunque en las Aleutianas la mezcla se explica en una cámara estratificada donde la saturación en vapor causa una inversión de densidad, el mecanismo en Chichinautzin podría ser similar ya que presenta características mineralógicas parecidas, aunque sin la presencia de la cámara estratificada. Si bien, los magmas calcialcalinos de las Aleutianas se han considerado como derivados de la placa subductante (Marsh, 1982) o producto de diferenciación de un manto rico en Mg (Perfit y otros, 1982), Kay y Kay (1985) los consideran producto de una mezcla de material primario del manto rico en Cr y Ni con un magma más diferenciado, basándose en patrones de zoneamiento inverso de los piroxenos y texturas en desequilibrio.

La serie de hiperstena de los volcanes japoneses, Myoko y Kurohine, que presenta fenocristales con zoneamiento normal e inverso igual que las lavas de la Formación Chichinautzin, se considera producto de mezclas de magmas en varias etapas de fraccionamiento de basaltos a dacitas (Sakyuama, 1981). En la Formación Chichinautin la fracción parece menos importante que la contaminación y mezcla, y las variaciones en el tipo de fuente.

Hickey y otros (1984 y 1986) propusieron que la corteza oceánica subductante es la fuente de enriquecimiento de U, Th, Sr y Ba en los magmas de arco. Estos pueden ser producto de la fusión parcial de la fuente incluyendo un componente derivado de la corteza oceánica subductada mezclada con componentes del manto

enriquecido (Hickey et al., 1986). Los contenidos de B y Sr en la Formación Chichinautzin pueden ser causados por este tipo de enriquecimiento aunque los bajos contenidos de U y Th más bien muestran un empobrecimiento.

Los Contaminantes

Algunos autores consideran que la contaminación es un proceso petrogenético insignificante, mientras que otros lo le asignan un papel fundamental. Verma y Armienta (1985) propusieron un origen en el manto sin la participación de la contaminación para los magmas de la Sierra Chichinautzin, basándose en las bajas relaciones isotópicas de Sr. Sin embargo, la presencia de cristales de plagioclasa con núcleos sódicos con bordes cálcicos, de cuarzo reabsorbido, de fases inestables como cuarzo-olivino, etc., todas ellas presentes en las lavas de la sierra Chichinautzin, han sido explicadas por procesos de contaminación (Eichelberger, 1978). Eichelberger propone que las andesitas son producto de la mezcla de basaltos y riolitas donde el líquido basáltico cristaliza rápidamente para formar xenolitos basálticos y las fases riolíticas cristalinas se funden o presentan bordes de piroxeno sobre cuarzo y zonas de reabsorción de plagioclasa sódica. Esto también puede explicarse por la asimilación de rocas graníticas, aunque considera que las bajas relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican lo contrario. Eichelberger (1978) sugiere que la suite basalto-andesita-dacita-riolita no es una línea de cristalización descendente del basalto.

Las relaciones isotópicas y concentraciones de elementos mayores en Mt. Ascutney, E. U. reflejan considerable contaminación cortical dentro del magma parental del manto (Poland y otros,

1985). El complejo mafico de esta secuencia es producto de varios ascensos de magma que fueron contaminados. Perfit y otros (1980) también observaron las variaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentes en los arcos insulares, lo que relacionanan a procesos de contaminación en vez de variaciones isotópicas del manto. Como se explicó anteriormente, las variaciones isotópicas de estroncio en la Formación Chichinautzin aunadas a la presencia de xenolitos se consideran producto de la contaminación.

De Paolo (1981) propuso un modelo de cristalización fraccionada con asimilación y sugiere que la contaminación cortical es generalmente importante. Las grandes variaciones en K, Rb y Ba de las rocas volcánicas continentales pueden ser explicadas por pequeñas cantidades de contaminación.

Aunque Marsh y Kantha (1978) calcularon que las velocidades de ascenso de un magma basáltico a andesítico en el manto pueden ser grandes y una asimilación de las paredes encajonantes sería mínima, bajo ciertas condiciones de presión, temperatura, agua, etc. podría presentarse la asimilación. La concentración de los elementos dependerá de las concentraciones en el magma original y la roca encajonante, así como la fracción de fusión. La energía para la asimilación puede provenir de la cristalización (De Paolo, 1981). Taylor (1980) calculó que la asimilación de un gramo de roca encajonante a 150°C en un magma a $1,150^{\circ}\text{C}$ se puede balancear térmicamente con la cristalización de 3.25 gr de cristales. Obviamente, mientras mayor la temperatura del contaminante (p. e. la alta temperatura de la corteza inferior) menor proporción de cristalización es necesario para balancear la relación. La energía

térmica para la fusión (o más bien fusión parcial) puede provenir de las corrientes de convección, fricción en las zonas de subducción (ayudada por la reducción de la temperatura de fusión por el contenido de agua) y disminución de la presión asociada a zonas de fallamiento.

Los modelos corticales para el centro de México sugieren la presencia de una capa de baja densidad en la base de la corteza que coincide con el análisis de trayectorias de las ondas Love y Raleigh y reflejan un régimen geotérmico alto (Molina-García y Urrutia-Fucugauchi, 1985). La sierra Chichinautzin se encuentra dentro de la isoterma de 140° y 130° (Prol, 1985). Prol muestra que la zona de altas temperaturas relacionada a la Faja Volcánica Transmexicana disminuye hacia el norte y hacia el sur. El flujo de calor para la FVT varía de 149 m w/m^2 , calculado usando los datos para los Estados Unidos, a 100 m w/m^2 calculado con los datos convencionales de flujo de calor (Blackwell y otros, 1977)

Dado que el problema del balance térmico puede resolverse, es necesario considerar el tipo de material que dio origen a los xenolitos encontrados en las lavas de la Formación Chichinautzin. Los xenolitos en el diagrama CaO/SiO_2 presentan lo que puede interpretarse como cristalización fraccionada de un mismo padre pero ni en $\text{K}_2\text{O/SiO}_2$ ni en Sr/SiO_2 (Figs. 82, 84 y 86) se observa esta tendencia. En cambio si se quita la muestra T24, los xenolitos se alinean en los diagramas de Al_2O_3 , MgO , Cr y Ni contra SiO_2 (Figs. 72, 74, 79 y 81). Inclusive se conservan las tendencias al quitar las muestras de Las Cruces (AMC 4) y San Gregorio (SG) que representan eventos volcánicos más antiguos. Los xenolitos: T31,

T32 y T26 podrían representar un mismo cuerpo intrusivo. En los otros diagramas no se observan relaciones similares.

La mayoría de los xenolitos muestreados contienen menor K_2O , Rb y Zr (para equivalentes porcentajes de SiO_2) que las lavas. El contenido de Cr, Ni, MgO, Na_2O_3 , CaO, SiO_2 y Al_2O_3 en los xenolitos es muy variado, sin embargo el de Sr y Ba en algunos xenolitos es alto. Aunque no fueron analizados por su grado de alteración, si se encuentran xenolitos (escasos) de lo que parece un skarn y al fundirse parcialmente debieron proporcionar cantidades mayores de calcio. Puede observarse en los diversos diagramas que los xenolitos no corresponden a las lavas de Las Cruces o de San Gregorio (ni a las lavas de Zempoala) y por lo tanto, los contaminantes no pertenecen a cuerpos asociados al volcanismo terciario ni a los troncos cercanos, ya que los xenolitos no presentan ni el feldespató potásico, ni la biotita y muscovita de estos intrusivos.

Las lavas terciarias de Las Cruces (AMC4) y San Gregorio (SG) se ubican dentro del mismo campo que las lavas de la sierra Chichinautzin (a excepción del Rb) e inclusive las lavas de Los Pájaros (AMC2) se localizan junto a las del San Gregorio (a excepción de CaO, K_2O y P_2O_5) en la mayoría de los diagramas. Esto puede significar que la fuente del volcanismo terciario poligenético fue similar al de parte del volcanismo monogenético cuaternario.

Uno de los xenolitos, T24, presenta valores tanto de elementos mayores como de trazas similares a los de las lavas y se separa de los otros xenolitos en la mayoría de los diagramas. Las lavas que

se acercan más a los xenolitos en los diagramas son las ácidas (AMC26a, AMC11, AMC15, AMC20, AMC21 y AMC Q).

Como se discutió anteriormente, los xenolitos no parecen estar asociados ni a las lavas terciarias ni a los troncos que afloran al sur de la Sierra Chichinautzin. La mineralogía tampoco corresponde a la de los batolitos (p. e. Puerto vallarta), ya que los xenolitos no presentan feldespato potásico. Aunque algunas texturas de los xenolitos sugieren un origen subvolcánico, el hecho de que se distingan tanto de las lavas de la sierra Chichinautzin como de las lavas Terciarias indica que no pertenecen a sus cámaras magmáticas.

La mayoría de los xenolitos son de tonalitas (plag-PX-Hbl-Qtz), como se discutió en la sección de petrografía, y los xenocristales son de plagioclasa y cuarzo principalmente. Aparte de esta mineralogía es necesario que el material contaminante tenga bajas relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ya que las lavas (incluyendo a las que se ubican cerca de los xenolitos en los diagramas) presentan valores entre .703 y .704. El contaminante también debe contener bajo K y Rb, aunque concentraciones de Ba y Sr variables.

Aparte del estudio de Monges y Wollard (1956) donde postulan un espesor de corteza de 40 km en base a gravimetría y el de Molina-García y Urrutia-Fucugauchi (1985) donde proponen una zona de baja velocidad en la base de la corteza, se conoce poco de la estructura cortical (> 5 km) bajo la cuenca de México. El modelo sísmico de Nava y Toledo (1982) propone una capa de 5 a 30 km (Vp 6.1) y otra de 30 a 40 km (Vp 7.6) arriba de la zona de mayor densidad (Vp 8.1).

Los complejos metamórficos que se encuentran en los estados de Puebla y Oaxaca podrían subyacer a las rocas volcánicas de la cuenca de México. El Complejo Acatlán está formado por granitoides, metasedimentos y una secuencia ofiolítica (Ortega-Gutiérrez, 1975). Las rocas graníticas de este complejo presentan valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían de .7037 a .711 con contenidos de rubidio más altos y estroncio más bajos (Ruiz-Castellanos, 1979) que los xenolitos encontrados dentro de las lavas de la sierra Chichinautzin. La mineralogía tampoco coincide con la de los xenolitos ya los granitoides presentan feldespato potásico y micas y los xenolitos no. El Complejo Oaxaqueño está compuesto de ortogneises y paragneises en facies de anfibolita a granulita. La mayor parte de las unidades que constituyen este complejo presentan altos valores de Sr y bajos de Rb (Ruiz-Castellanos, 1979). Las razones iniciales de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) varían de .7047 a .847 a excepción del gneis Catrín que presenta un valor muy bajo, .7026 (Ruiz-Castellanos, 1979). Este gneis cuarzo feldespático es pobre en Rb y rico en Sr, lo que aunado a las bajas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podría sugerirlo como material contaminante aunque aparte de plagioclasa, cuarzo y hornblenda, contiene feldespato potásico y los xenolitos no.

Otra posibilidad como fuente de contaminación es la corteza inferior, ya que podría explicar la amplia distribución de los xenocristales de cuarzo en la Faja Volcánica Transmexicana, aunque el cuarzo parece ser escaso en la corteza inferior. Algunos investigadores han atribuido valores altos en Sr y las variaciones en relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a la contaminación de la corteza inferior (Hildreth y Moor bath, 1988). La composición de la corteza

inferior parece variar de granulitas ácidas expuestas en terrenos ácidos como el Oaxaqueño hasta granulitas básicas y anfibolitas en la base de la corteza. Durante el metamorfismo de facies granulítica los elementos K, Rb, Cs, Th y V son removidos de la corteza inferior (Weaver y Tarney 1980). Los complejos granulíticos se equilibran bajo altas presiones (hasta 15 kb) y temperaturas; condiciones presentes en la corteza inferior (Ohara, 1977). En ambientes ricos en agua (el agua podría provenir de la placa subductante), a los 800° y 10 k bar el gabro (anfibolita) se funde con cuarzo y feldespato entrando al material fundido (Windley y otros, 1973), similarmente, las granulitas feldespáticas de hornblenda pueden fundirse a 750°C y 8k bar para producir anortositas (Moorlock y otros, 1973) (alto Ni, Cr, Al, bajo K y Mg).

Los xenolitos de las lavas de la sierra Chichinautzin son pobres en K, Rb, Th y V y presentan bajos cocientes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como la corteza inferior. En general, los xenolitos observados no presentan foliación ni alineamiento de cristales aunque si se encontraron varios xenolitos con bandas de piroxeno y cuarzo-feldespato (escasos) lo que dificulta pensar en un origen metamórfico.

Otra posibilidad para el origen de los xenolitos podría ser el de rocas intrusivas relativamente jóvenes que presentan bajos cocientes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, aunque como se discutió anteriormente no presentan la mineralogía (micas y feldespato potásico) de los troncos cercanos ni de los batolitos de Puerto Vallarta ni sus altas concentraciones de K_2O .

Los altos contenidos de Ba y Sr en algunos xenolitos podrían deberse a enriquecimientos provenientes de la placa subductante como se ha propuesto por Hickey y otros (1984 y 1986) para los magmas de arco.

El Proceso Magmático

Los magmas que formaron las lavas de la Sierra Chichinautzin no pertenecen a una misma cámara profunda (o reservorio), ya que presentan diferencias fundamentales en sus relaciones químicas. Al tratar el total de las muestras conjuntamente se presentaron algunos indicios de cristalización fraccionada, pero al detallar las observaciones no se distinguieron características de fraccionamiento simple. El comportamiento irregular de algunos elementos K, Rb, Sr... al relacionarse al SiO_2 o al índice de diferenciación, indican que la cristalización fraccionada no fue el proceso dominante en la evolución de los magmas de la Sierra Chichinautzin. El contenido de CaO para las diferentes muestras no correlaciona con el de Sr ni con el de MgO, excluyendo el fraccionamiento de plagioclasa y piroxeno, como mecanismo para producir las variaciones e inclusive, las diferencias en elementos traza e isótopos sugieren varios tipos de magmas diferentes (3 agrupaciones). Esto puede deberse a procesos de fusión puntual en vez de a zonas comunes, lo que es apoyado por la falta de correlación con la edad y entre diferentes focos de emisión cercanos. A nivel de algunos volcanes individuales, si se observa la cristalización fraccionada, como lo demuestran las lavas de Tres Cumbres (AMC23 y AMC22). La lava del Tetequillo, ya que

anteriormente se había observado que presentaba un índice de color muy bajo, se muestreó detalladamente vertical y lateralmente, pero presentó muy poca variación, tanto al microscopio como en la composición química. Aunque 10 muestras fueron estudiadas con mayor detalle, debido a su similitud, sólo se analizaron cuatro químicamente (AMC11, AMC15, AMC 20 y AMC 21).

Los valores Mg y los contenidos de Mg, Ni y Cr indican que las lavas básicas pueden provenir tanto de una corteza inferior básica-ultrabásica como del manto, ya que los valores son menores que los de los magmas primitivos del manto, aunque cercanos. Las fuentes de los magmas de la Sierra Chichinautzin podrían ser del manto, ya que existen valores elevados en Mg, Cr y Ni para las rocas más básicas de la secuencia, así como, bajas razones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La fuente puede ser una peridotita de espinela, ya que existe espinela en algunas muestras y el granate (Peridotita de granate) fue desechado como componente para estudios de tierras raras (Pal y Urrutia, 1977). Otra posibilidad es que los magmas se formen en la corteza inferior. Al comparar las composiciones de los magmas de la Sierra Chichinautzin con las de los gneises granulíticos de la corteza inferior expuestos en el norte de Escocia (Weaver y Tarney, 1980), se observó que todos coinciden hasta en las relaciones de Rb/Sr. Los gneises intermedios y básicos presentan los mismos rangos en elementos mayores y trazas que las rocas de la Sierra Chichinautzin. La secuencia granulítica de Escocia está formada por una mezcla heterogénea de materiales silícicos, máficos y ultramáficos con tonalita como roca dominante, además de lentes de l'herzolitas-harzburgitas y dunitas bandeadas

(Weaver y Tarney, 1980). Cabe mencionar que estas rocas están empobrecidas en Rb, U, Th y K y no presentan valores bajos en Sr y Ba, como sería de esperarse en granulitas. Los xenolitos encontrados en las lavas de la Sierra Chihinautzin presentan estas mismas características. Para producir los magmas de la Sierra Chichinautzin a partir de los gneises intermedios y básicos del tipo de los Escoces, tendría que fundirse totalmente el material, lo cual sería difícil de explicar termodinámicamente, aunque si se podrían generar por la fusión parcial del material ultramáfico. Sin embargo, la generación cortical explicaría con mayor facilidad la heterogeneidad de las fuentes que se proponen para la Sierra de Chichinautzin.

En los diversos diagramas se observa que las muestras de la Sierra Chichinautzin se presentan en por lo menos tres agrupaciones. Aunque existen diferencias fundamentales entre cada grupo, las muestras AMC27, AMC 7, AMC 10P, AMC10 Y AMC6 se alinean o agrupan sistemáticamente. Un segundo grupo lo constituyen las muestras AMC3, AMC23 Y AMC24, aunque su relación no es tan obvia como en el primer grupo. Las lavas de Tetequillo (AMC11, AMC15, AMC20 Y AMC21), aunque en algunos diagramas se ubican cerca de las lavas del Quepil (AMCQ), se distinguen de las otras muestras, inclusive de las ácidas por su bajo contenido de Ni y Cr. El bajo valor de Mg de Tetequillo podría deberse a que representa la fase del componente ácido de un magma y que la fase más básica o cumulítica (cristalización fraccionada) quedara atrapada en la corteza por su densidad mayor. Otra posibilidad es que sea producto de la fusión parcial (bajo grado) de rocas corticales. Ni

Tetequillo, ni Quepil, que presentan los valores Mg menores, pueden ser producto de la cristalización fraccionada de magmas del tipo I (AMC27, AMC7, AMC10P, AMC10, AMC6) ni del tipo II (AMC1, AMC3, AMC23 Y AMC24), ya que no presentan relaciones químicas atribuibles a la cristalización fraccionada. Aparte del tipo I, II y III (Tetequillo) las muestras restantes presentan dispersión en las diversas figuras aunque en los diagramas de valor Mg parecen estar relacionadas a una fuente del tipo I.

Si se considera la fusión parcial de la misma fuente (tipo I) para producir los magmas AMC7 y AMC8 (val Mag similar) se tendrían que observar valores mayores en Ba, K_2O , SiO_2 en AMC7 que es más antiguo y representaría la fusión parcial inicial, pero K_2O y SiO_2 son menores. En cuanto al tipo II, AMC1, AMC23 Y AMC24 (mismo Mg val) las rocas más antiguas si contienen más Ba, K_2O y SiO_2 pero al incluir AMC9, AMC5, AMC26a y AMC27 (mismo Mg val) no se observó un descenso de K_2O y SiO_2 con la edad. Algunos magmas del mismo tipo están muy separados geográficamente, mientras que volcanes cercanos presentan diferentes tipos de magmas. Esto aunado a las dificultades para explicar cada tipo o agrupación (I, II, III..), como fusiones parciales sucesivas podría ser indicativo de que los volcanes monogenéticos ocurren como procesos de fusión parcial independientes aunque pueden estar relacionados a un mismo tipo de material "fuente". Los términos más básicos de los dos tipos de magmas principales (I y II), AMC27 y AMC1 se separan en casi todos los diagramas y representan las características distintivas de cada fuente. Las variaciones entre volcanes monogenéticos cercanos en Michoacán y Nayarit (Luhr y Carmichael 1985, Verma y Nelson,

1988) apoyan la hipótesis de procesos puntuales y argumentan en contra de cámaras magmáticas someras como la propuesta por Mc Birney (1987). La sismicidad del Parícutín (Yokoyama, 1989) tampoco delimitó una cámara.

En base a las concentraciones de SiO_2 , MgO , Na_2O_3 , CaO , Ni y Cr en relación a Mg val (Fig. 67) se propone que las lavas del tipo I y II se formaron por un mayor grado de fusión parcial que para el resto de las muestras. En la Fig. 67 se observa que entre 55 y 60 Mg val existen dos grupos; uno de alto MgO (Tipo I) y el otro de bajo. El comportamiento de FeO , Ti , Zr , P y Nb en los magmas de tipo I (AMC27, AMC7, AMC10P, AMC10 y AMC6), sugiere que los magmas que formaron AMCS, AMC26, AMC2, AMC5, AMC9, AMC56 Y AMC26A son producto de una fuente tipo I, pero de un menor grado de fusión parcial.

La dispersión de muchos elementos (Ba , Sr , Rb , $\text{K}_2\text{O}...$) no puede ser explicada únicamente por fusión parcial por lo que el mecanismo de formación debe incluir un componente contaminante para explicar las variaciones de elementos traza, mayores y relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Si el magma padre del manto o de la corteza inferior ultramáfica (como lo sugieren las concentraciones altas de Cr , Ni y Mg de algunas muestras) incorpora material de la corteza inferior o superior, este debe presentar valores bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como lo indican las relaciones isotópicas obtenidas en este estudio, así como la presencia de los xenolitos.

Cuando un magma asimila un material, debe cristalizar un material proporcional para explicar la pérdida de energía durante el proceso. Este ha sido quizá el mayor argumento en contra de la

asimilación, ya que los valores bajos de estroncio inicial (.703-.704) que anteriormente se consideraban como indicativos de la ausencia de contaminación, se han reinterpretado para indicar lo contrario. Eichelberger (1978) propone que los magmas calientes pueden fundir rocas de la corteza inferior por su temperatura mayor.

Si se considera que los magmas monogenéticos presentan, por lo menos en algunos casos, como son el Paricutin, Jorullo y Tolbachic, velocidades de ascenso relativamente rápidas y sin cámaras someras, como lo indican los datos sísmicos y la sucesión de eventos eruptivos, entonces el mecanismo de ascenso, provocaría la ruptura y asimilación del material que atraviesa con la cristalización consiguiente de una parte del magma. Esto concuerda con la presencia de xenolitos y las texturas observadas en las rocas que los incorporaron.

Se encuentran numerosos xenolitos en las lavas de la sierra Chichinautzin, tanto como rocas parcialmente fundidas, principalmente de tonalitas, como xenocristales de plagioclasa y cuarzo que muestran evidencias de su fusión como bordes corroidos zonas vitreas y bordes de reacción. El zoneamiento inverso de muchos cristales (mayor calcio en bordes de plagioclasa, mayor porcentaje de magnesio en bordes de piroxenos), presencia de cristales en desequilibrio (p. e. olivino con cuarzo) y dispersión de los elementos químicos, tanto mayores como trazas (e isotopos) en las lavas después de la aparición de los xenolitos (>57% SiO₂) constata el proceso de contaminación. Es posible que las rocas más ácidas (p. e. Tabaquillo, AMC26a) presenten un mayor grado de

asimilación debido a una menor velocidad de ascenso que permita más interacción con el material que atraviesa. Las rocas más básicas, aunque también contienen xenolitos tendrían menos tiempo para reaccionar con las rocas circundantes. Las rocas más básicas aunque más densas presentan una temperatura mayor, por lo que los magmas podrían subir rápidamente. Este proceso debe estar íntimamente ligado a debilidades corticales, tales como fallas tensionales. Martín Del Pozzo (1982) observó la tendencia E-W de numerosas bocas eruptivas.

Los valores de los isótopos de Sr coinciden con los obtenidos por Whitford y Bloomfield (1976) para 30 muestras en el área del Nevado de Toluca (.7032 a .7045) donde proponen un origen en el manto para las andesitas. Los bajos valores de los isótopos de estroncio obtenidos para 16 muestras en la región de Colima, Ceboruco y San Martín, Tuxtla (.70357 a .70427) hacen a Moorbath y otros (1978) considerar que la contaminación es insignificante y que las variaciones más bien reflejan las relaciones isotópicas del manto. Cuando las concentraciones de elementos mayores, trazas y de isótopos de Sr son similares en el contaminante y la roca que los asimila, es muy probable que el proceso pasara desapercibido a menos que hubiera una digestión incompleta de los xenolitos como en Chichinautzin.

Los contaminantes deben provenir de materiales con bajas tazas de estroncio inicial, ya que los valores observados para la Sierra Chichinautzin varían de 0.703 a 0.704. Es posible que los magmas fundan partes de la corteza inferior o arrastren fragmentos de ella o de intrusiones con bajo $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en su ascenso. Los bajos valores

de Rb, K, Th y U de los xenolitos, apoyan esta hipótesis. Las diferencias entre las diversas fuentes de los magmas y las variaciones en los xenolitos dificultó la cuantificación de la asimilación (que es variable). De cualquier manera los magmas de la Sierra Chichinautzin deben provenir de por lo menos tres tipos de fuentes, posiblemente generados en la zona de baja velocidad sísmica entre la corteza y el manto propuesta por Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1985), los cuales fueron contaminados en diferentes grados en su ascenso. La fusión anhidra de eclogita de la placa subductante no parece ser un mecanismo factible para la formación de los magmas de la Formación Chichinautzin por la presencia de minerales como hornblenda.

La petrogénesis de las andesitas, tan abundantes en los márgenes convergentes, puede estar asociada a la contaminación e inclusive los bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pueden ser indicativos de este tipo de proceso.

CONCLUSIONES

A continuación se presentaron las conclusiones petrogenéticas más importantes:

1.- El vulcanismo que formó la Sierra Chichinautzin es básicamente andesítico (aunque existe un basalto y algunas dacitas) con afinidad calcialcalina, lo que parece asociarlo a la subducción. Las concentraciones de elementos mayores, trazas e isótopos de estroncio indican que el sedimento no participó en su generación, aunque las altas concentraciones (variadas) de Sr y Ba de las lavas si pueden deberse a un enriquecimiento de la --placa.

2.- La cristalización fraccionada no fue un proceso fundamental en la formación de los magmas de los volcanes monogenéticos de la Sierra Chichinautzin, ya que los diagramas Harker, Índice de Diferenciación y de trazas no muestran una línea de descenso de un líquido.

3.- Existen evidencias de contaminación cortical y mezclas de magmas tales como la presencia de: núcleos de plagioclasa sódica con bordes de plagioclasa cálcica, así como enriquecimiento magnésico en los bordes de algunos piroxenos; xenocristales rotos de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y piroxenos en diferentes grados de fusión y con bordes de reacción. También se observaron variaciones en las composiciones de los minerales (xenocristales-fenocristales) y del vidrio dentro de las mismas muestras. Las variaciones composicionales más marcadas las presentan la plagioclasa (Ca-Na) y las hornblendas (Al). Esto se interpretó como producto de diferentes profundidades de generación y/o mayor temperatura en su formación. --Aparte de los abundantes xenocristales observables megascópicamente y las texturas en desequilibrio (p.e. olivino con cuarzo), algunos derrames de lava contienen numerosos xenolitos de rocas cuarzo feldespáticas con piroxeno y hornblenda (tonalitas) que en algunas muestras presentan bandeamiento. Aunque este tipo de xenolito es el más abundante también se presentan rocas granulares máficas y andesíticas (T24).

Las rocas híbridas (que presentan gran cantidad de xenocristales y texturas en desequilibrio), y en general todas las lavas

de la Formación Chichinautzin, se distinguen de los xenolitos en los diagramas químicos, por lo que no representan una fusión del material tipo xenolito ni partes de sus posibles cámaras magmáticas.

4.- Los contaminantes no parecen estar asociados ni a las lavas terciarias (diferencias en diagramas químicos), ni a los troncos cercanos (por su menor contenido de K_2O y ausencia de feldespatos potásico-micas) pero tampoco a los complejos Acatlán ni Oaxaqueño (mineralogía y relaciones del Sr diferentes). Es posible que algunos xenolitos provengan de un cuerpo intrusivo con bajas relaciones de estroncio inicial aunque no se puede excluir la participación de la corteza inferior.

Los xenolitos estudiados contienen concentraciones más bajas en K_2O , Rb, Zr y Th que las lavas, pero sus contenidos de Cr, Ni, MgO, Na_2O , CaO, SiO_2 y Al_2O_3 son variados. Las concentraciones de Sr y Ba son altas en algunos xenolitos, lo que también puede causar los altos valores de los magmas de la Formación Chichinautzin.

5.- Los valores Mg como las concentraciones de Mg, Ni y Cr (transicionales) de las lavas indican que los magmas se pudieron haber formado tanto en el manto como en una corteza inferior, aunque las lavas más básicas parecen haberse formado en el manto (presencia de espinela).

6.- Existen tres grupos de muestras que presentan las mismas tendencias en los diagramas araña, lo que se considera reflejo de tres diferentes fuentes de generación.

Las muestras presentan un enriquecimiento en LIL con respecto a HFSE, así como una anomalía negativa en Nb, características típicas de magmas de arco.

7.- Las muestras de la Formación Chichinautzin se agrupan en tres áreas en la mayoría de los diagramas geoquímicos (p.e. SiO_2/MgO y P_2O_5/DI) lo que apoya la hipótesis de 3 tipos de magmas formados por diferentes materiales. Esto excluye la presencia de una gran cámara magmática a profundidad como reservorio de todo un campo monogenético.

No existe correlación entre la distribución geográfica de los volcanes con cada uno de los 3 tipos de magmas, ni tampoco una correlación temporal (para cada tipo). Esto parece indicar que no

se trata de 3 cámaras diferentes sino más bien de un proceso de fusión parcial puntual de tres materiales "tipo". A nivel de ca da agrupación, tampoco se observa la cristalización fraccionada (p. e. Ca/SiO₂), lo que apoya un proceso puntual y no de 3 cámaras.

8.- Las relaciones de los elementos mayores y trazas con valor Mg se interpretan como producto de la fusión parcial de 3 tipos de materiales e inclusive con diferente grado de fusión parcial para los magmas con valor Mg entre 55 y 60.

9.- La dispersión en algunos elementos (p.e. Rb, K, Zr) se considera causada por la presencia de xenolitos.

10.- Las lavas presentan diferentes relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703-0.704). La variación isotópica apoya la hipótesis de diferentes fuentes de generación y de la contaminación cortical.

Es posible que la contaminación cortical haya pasado desapercibida en las andesitas por las bajas relaciones de estroncio, aunque como se muestra en este estudio parece ser un proceso importante.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Allan, J. F. Nelson, S. A., Luhr, J. F., y Wopat, M., 1987. Pliocene-Recent rifting in S-W Mexico and associated alkaline volcanism. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir on the History and origin of the Gulf of California and adjacent regions. Edited by J. P. Dauphin and G. E. Ness. p. 1015-1016.
- Allegre, C. J. y Turcotte, D. L., 1985. Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. Geophys. Res. Lett. 12, p. 207-210.
- Allegre, C. J., Hart, S. R., y Minster, J. F., 1983. Chemical structure and Evolution of the Mantle and continents Determined by Inversion of Nd and Sr Isotopic Data II. Earth Planet. Sci. Lett. 66, p. 191-213.
- Arculus, R. J., y Currant, E. B., 1972. The Genesis of the calalkaline Rock Suite. Earth Planet. Sci. Lett. 15., p. 255-262.
- Arth, J. G., 1976. Behavior of trace element during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. USGS J Res. 4, 1, p. 41-47.
- Barreiro, B. A. y Clarck, A. H., 1984. Lead isotopic evidence for evolutionary changes in magma-crust interaction, Central Andes, southern Peru. Earth Planet. Sci. Lett. 69, p. 30-42.
- Batiza, R. y Vanko, D., 1987. Petrology of young Pacific seamounts. J. Geophys. Res. 89, 11, p. 235-260.
- Bence, A. E., Grove, T. L. y Papike, J. J., 1980. Basalts as probes of Planetary Interiors: Constraints on the Chemistry and Mineralogy of their Source Regions. Precambrian Res. 10, p. 249-279.
- Blackwell, D. D., Ziago, J. y Mooser, F., 1977. Heat flow and the thermal effect of subduction in southern Mexico. EOS 58, p. 1233.
- Bloomfield, K., 1973. The age and significance of the Tenango basalt, central Mexico. Bull. Volcanol. 37, p. 586-595.
- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic field in central Mexico: Geol. Rundschau. 64, p. 476-497.
- Bloomfield, K., 1977. A Late Quaternary Tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. Overseas Geol. Miner. Res. 46. 15 pp.
- Bloomfield, K., y Valastro, S., 1974. Late Pleistocene Eruptive History the Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico, Geol. Soc. Am. Bull. 85., p. 901-906.
- Bohnel, H., Kohnen, H., Negendank, J. y Schmincke, H. V. 1982. Paleomagnetism of Quaternary volcanics of the East Eiffel Germany. J. Geophys. 51, p. 29-37.
- Bowen, N. L., 1928. The Evolution of the Igneous Rocks. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. 332 pp.
- Bremer, M H., 1984, Magnetoestratigrafia y Paleomagnetismo en rocas volcánicas en el centro de México. Tesis Lic. Ingeniería UNAM. 162 pp.
- Brevart, O. y otros, 1986. Lead-lead age of komatiitic lavas and limitations on the structure and evolution of the Precambrian mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 77, p. 293-302.

- Briquen, L. y Lancelot, J. R., 1979. Rb-Sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks, Earth Planet. Sci. Lett. 43, p. 385.
- Cameron, K. L. y Cameron, M., 1985. Rare earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and $^{144}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}$ compositions of cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico and adjacent west Texas: evidence for the predominance of subcrustal component. Contrib. Miner. Petrol. 91, p. 1-11.
- Cawthorn, R. G. y O'Hara, G. R., 1976. Amphibole fractionation in calc-alkaline magmagenesis. Am. J. sci. 276, p. 309.
- Cox A. y Doell, R. R., 1964. Long period variations of the geomagnetic field. Seism. Soc. Am. Bull. 54, p. 2243-2270.
- Cox, K. G. y Hawkesworth, C. J., 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan traps at Mahabeleshar, western Ohats, India, with implications for open system magmatic process. J. Petrol. 26, p. 355-377.
- Davidson, J., 1985. Mechanisms of contamination in Lesser Antilles island arc magmas from radiogenetic and oxygen isotope relationships. Earth Planet. Sci. Lett. 72, p. 163-174.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, 2, núm. 2, p. 172-188.
- De Paolo, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization Earth Planet. sci. Lett. 53, p. 189-202.
- Doell, R. R., Dalrymple, G. B., Smith, R. L. y Bailey, R. A., 1969. Paleomagnetism, potassium argon ages, and geology of rhyolites and associated rocks of the valles Caldera, New Mexico. Geol. Soc. Am. Mem. 116, p. 211-248.
- Eichelberger, J. C., 1978. Andesite volcanism and crustal Evaluation Nature. 275, p. 21-25.
- Fedotov, S. A., 1976. Ascent of basic magmas in the crust and the mechanism of basaltic fissure eruptions. Intern. Geol. Rev. 20, p. 33-40.
- Felix, J. y Lenk, H., 1980. Beiträge sur Geologie und Paläontologie der Republik Mexico. Stuttgart Schweizerbart. 1, p. 78, 88, 102.
- Fenner, C.N., 1929. The cristallization of basalts. Am. J. Sci. 18, p. 225-263.
- Fitton, J. G. y Dunlop, H. M., 1985. The Cameroon line, west Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali Basalt. Earth Planet. Sci. Lett. 72, p. 23-38.
- Fix, J., 1975. The crust and upper mantle in Central Mexico. Geophys. J. R. astr. Soc. 43, p. 453-499.
- Foland, K. A., Henderson, C. M. B. y Gleason, J., 1985. Petrogenesis of the magmatic complex at Mount Ascutney, Vermont, U.S.A. Assimilation of crust by mafic magmas base on Sr and O isotopic and major element relation ships. Contrib. Mineral Petrol. 90, p. 331-345.
- Foshag, W. F. y González, R. J., 1956. Birth and development of Paricutin volcano. US Geol. surv. Bull., 965 D, p. 355-489.
- Francis, P. W., Thorpe, R. S., Moorbath, S., Kretzchmar, G. A. y Hammil, H. M., 1980. Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline volcanic rock from

- Cerro Galan, northwest Argentina. *Earth Planet. Sci. Lett* 48, p. 257-267.
- Fries, C., 1956. Bosquejo geológico de la región entre México, D. F. y Taxco, Gro. México, D. F. *Cong. Geol. Internal.* 20. Libro-guia de las Excurs. A-4 y C-2. 153 pp.
- Fries, Carl, Jr., 1960. *Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, Inst. Geología, Bol.* 60, 236 pp.
- Gastil, G. R. y Jensky, W.A., 1973. Evidence of strike-slip displacement Beneath the Trans-mexican volcanic Belt. *Stanford University Public. Geol. Sci.* 13, p. 171-180.
- Geist, D. J. y otros, 1986. Geology and petrogenesis of lavas from San Cristobal Island, Galapagos Archipelago. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 97, p. 555-566.
- Gill, J. B., 1974. Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral Petrol.* vol. 43, p. 29-45.
- Gill, J., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonics.* Springer Verlag. Berlin. 390 pp.
- Girod, M. y Magonthier, M. C., 1976. Modele d'evolution par cristallization fractionnée des series calco-alkaline et shoshonitique; exemple des Iles Eoliennes. 4 Reunion Sci. terre. Paris. 202 pp.
- Gray, C. M., 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia. *Earth Planet. Sci. Lett* 70, p. 47-60.
- Green, D.H. y Ringwood, A. E., 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31: 767-833 pp.
- Green, D. H. y Ringwood, A. F., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Cont. Miner. Petrol.* 18, p. 105.
- Green, D. H., 1971. Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: Applications to oceanic volcanism. *Phil. Trans. Roy Soc. Lond. A* 268. p. 707-725.
- Green, D. H., 1976. Experimental testing of equilibrium partial melting of peridotite under water-saturated high pressure conditions. *Can. Mineral.* 14, p. 255-268.
- Grove, T. L. y Baker, M. B., 1983. Effects of melt density on magma mixing in calc-alkaline series lavas. *Nature.* 305, p. 416-418.
- Grove, T. L., Gerlach, D.C., Sando, T. W. y Baker, M. B., 1983. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation assimilation and mixing corrections and clarifications. *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, p. 407-408.
- Grove, T. L. y Kinzler, R., 1986. Petrogenesis of andesites. *Ann. Earth Planet. Sci. Rev.* 14, p. 417-454.
- Gunn, B. M. y Mooser, F., 1971. Geochemistry of the volcanics of central Mexico: *Bull. Volcanol.* 34, p. 577-616.
- Haggerty, S. E., 1983. The mineral chemistry of new titanates from the Jagersfontein Kimberlite, south Africa. Implication for metasomatism in the upper mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 47, p. 1833-1853.
- Halloway, J. R., y Burnham, C. W., 1972. Melting relationships of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.* 13, p. 1.

- Hamilton, P. J., O'Nions, K. O., Bridgwater, D. y Nutman, A., 1983. Sm-Nd studies of Archaean metasediments and metavolcanics from West Greenland and their implications for the Earth's early history. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62, p. 263-272.
- Hart, S. R., Gerlach, D. C. y White, W. M., 1986. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 50, p.1551-1557.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985. A compilation of location size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geof. Int.* 24-4, p. 577-607.
- Herrero, E. y Pal, S., 1977. Paleomagnetic study of Sierra Chichinautzin, Mexico. *Geofis. Int.* 17. p. 167-180.
- Herrero, E., Urrutia Fucugauchi, J., Martin del Pozzo, A. L. y Bohnel, H., 1986. Normal amplitude brunhes paleosecular variation at low latitudes: A paleomagnetic record from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geoph. Res. Lett.* 13, 13, p. 1442-1445.
- Herzberg, C. T., 1984. Chemical stratification in the silicate Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 67, p. 249-260.
- Hickey, R. L., Frey, F. A. y Grerloch, D. C., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41° S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *J. Geophys. Res.* 91, p. 5963-5983.
- Holcomb, R. T., 1980. Kiluedea Volcano, Hawaii: Chronology and morphology of the surficial lava flows. P.H. D. thesis. Stanford University. 321 pp.
- Hooper, P. R., 1987. Physical and chemical constraints on the evolution of the Columbia River basalt. *Geol.* 12, p. 495-499.
- Humbolt, A., 1826. *Cosmos*. Glem. Buenos Aires, p. 509-593.
- Huppert, H. E. y Sparks, R. S., 1980. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, p. 279-289.
- Jakes, P. y Gill, J. B., 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 9, p. 17-28.
- Jakes, P. y White, A.J.R., 1972. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 83, p. 29-39.
- Javoy, Y. M. y Hedge, C., 1976. Geochimie isotopique de l'oxygene et du strontium dans l'arc Eolien. In *Geodynamique de la Mediterranée Occidentale*. Colloque Final. Soc. Geol. France, 96 pp.
- Johnson, G. L. y Jakobsson, S. P., 1985. Structure and petrology of the Reykjanes Ridge between 62°55'N and 63°48'N. *J. Geophys. Res.* 90, p. 10,073-10,083.
- Joplin, G. A., Kiss, E., Ware, N. G. y Weddowson, J. R., 1972. Some chemical data on members of the Shoshonite Association. *Min. Mag.* 38, p. 936-945.
- Kay, S. M. y Kay, R. W., 1985. Aleutian Tholeiitic and calcalkaline magma Series I: The Mafic Phenocrysts. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, p. 276-290.
- Kesson, S. E. y Smith, I. E., 1972. TiO₂ content and the Shoshonite and alkaline associations. *Nat. Phys. Sci.* 236, 68, p. 110-111.

- Kushiro, I., 1974. Melting of Hydrous upper mantle and possible generation of andesitic magma: An approach from synthetic systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22: p. 294-299.
- Langmuir, C. H. y Vocke, R. D., Hanson, G. N. y Hart, S. R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 37, p. 380-392.
- Lees, A. C., Bukowski, M. S., y Jeanloz, R., 1983. Reflection properties of phase transition and compositional change models of the 670 km discontinuity. *J., Geophys. Res.* 88, p. 8145-8159.
- Libby, W. F., 1951. Radiocarbon dating. Chicago, 124 pp.
- Lugo-Hubb, J., 1970. Introducción al estudio de los conos volcánicos en la parte noroccidental de la sierra de Chichinautzin, D. F., Inst. Politec. Nal. Esc. Sup. Ing. Arq. tesis Profesional, 91 pp.
- Lugo-Hubb, J., Ortiz Pérez, M. A., Palacio Prieto, J. L. y Bocco Verdinelli, G., 1985. Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala). *Geof. Intern.* 1, p. 83-97.
- Luhr, J. F. y Carmichael, I.S.E., 1985. Jorullo volcano, Michoacan, Mexico (1759-1774). The earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 90, p. 142-161.
- Mantovani, M. S. M., Marques, L. S., De Sousa, M. A., Civetta, J., Atalla, L., e Innocenti, F., 1985. Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Parana continental flood basalts of Santa Catarina State (Southern Brazil). *J. Geol. Petrol.* 26, p. 187-209.
- Mantovani, M. S. M., Hawkesworth, C. J. y Wright D., 1989. Assimilation Fractional Crystallization Processes Inverted. *New Mexico Bur. Mines and Min. Res. Bull.* 131, p. 175.
- Marroquin, M. y Sánchez, P., 1897. Chaire de montagnes de l'Ajusco et le captage de ses eaux souterraines. *Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate (México)*. Vol. 15, p. 167-187.
- Marsh, B. D., 1982. The Aleutians. In: Thorpe, R. S. (ed.) *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley & Sons, New York, p. 99-114.
- Marsh, B. D., y Kanth, 1978. On the heat and mass transfer from an ascending magma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, p. 435-443.
- Martin Del Pozzo, A. L., 1980. Vulcanología de la sierra de Chichinautzin. Tesis M. S. Fac. Ciencias, UNAM. 131 pp.
- Martin Del Pozo, A. L., 1982, Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, Mexico. *Bull. Volcanol.* 45-1, p. 9-23.
- Martin Del Pozzo, A. L., Urrutia Fucugauchi, Y. y Bohnel, H. N., 1985. Magnetostratigraphy of Tertiary and Quaternary volcanic rocks from central Mexico. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 66(46), p. 873.
- Masuda, T., Aoki, K., 1979. Trace element variations in the volcanic rocks from the Nasu Zone, northeast Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44, p. 139-149.
- Maury, R., 1978. La contamination magmatique en Les Roches Volcanique. *Doin. Paris*, p. 58-73.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., y Armstrong, R. L., 1987. Paricutin re-examined. A classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma, *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, p. 4-20.

- Mc Dougall, 1979. The present status of the geomagnetic polarity time scale in the Earth: its origin structure and evolution. Academic Press. p. 543-566.
- Mc Elhinny, M. W. y Merrill, R. T., 1975. Geomagnetic secular variation over the past 5 m. *Rev. Geophys. Space Phys.* 13, p. 687-708.
- Menard, H. W., 1955. Deformation of the northeastern Pacific Basin and the west coast of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 99-110.
- Menzies, M. A. y Wass, S. Y., 1983. CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: A REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern Highlands Province, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* 65, p. 287-302.
- Menzies, M. A. y Murthy, V. R., 1980. Nd and Sr isotope Geochemistry of Hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, p. 323-334.
- Menzies, M. A., Kempton, P. y Dungan, M., 1985. Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, U.S.A. *J. Petrol.* 26, p. 663-693.
- Merrill, R. T. y McElhinny, M. W., 1983. The Earth's Magnetic Field. Academic Press. London.
- Michael, P. J., 1983. Chemical differentiation of the Bishop Tuff and other high-silica magmas through crystallization processes. *Geology*, 11, p. 31-34.
- Molina-Garza, R. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1985. The structure of the crust and upper mantle of central Mexico from gravity studies. *EOS*, 66, p. 379.
- Molnar, P. y Sykes, L. R., 1969. Tectonics of the Caribbean and middle American region from focal mechanisms and seismicity, *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, p. 1639-1684.
- Moorbath, S., Thorpe, R. S. y Gibson, I. L., 1977. Strontium isotope evidence for petrogenesis of Mexican andesites: *Nature*, V. 271, p. 437-438.
- Mooser, F., 1957. Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México: Mexico, D. F. Cong. Geol. Internal. 20, 2, p. 337-348.
- Mooser, F., 1970. Condiciones acerca del pozo Texcoco, PP1. Reunión Nal. Mex. Suelos 2, p. 143-161.
- Mooser, F., 1975. The Mexican volcanic Belt: Interpretation derived from fractures and Form. *Trans. Amer. Geophys. Union* 56, p. 1066.
- Mooser, F., Nairn, A. y Negendarnk, J., 1974. Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: VIII A Paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geol. Rund.* 63, p. 451-483.
- Mooser, F., Soto-Pineda, S. y Tob Schall, H. J., 1982. Der Ostteil des Transmexikanischen Vulkangürtels und seine position im Gesamtgürtel. *Naturwiss.*, 69, p. 130-139.
- Moorlock, B. S. P., Tarney, J. y Wright, A. E., 1972. K-Rb ratios of Intrusive Anorthositic veins from Angmagssalik, East Greenland, *Earth Planet. Sci. Lett.* 14, p. 39-46.
- Marsh, B. D. y Kantha, L. H., 1978. On the heat and mass transfer from an ascending magma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, p. 435-443.

- Nava, A. y Toledo, V., 1982. Ondas de placa y el sismo de Huajuapán de León. Technical Comm., IIMAS, UNAM, México.
- Negendank, J., 1972. Volcanics of the valley of Mexico. Part I: Petrography of the volcanics N. JB. Miner. Ah. Vol. 116, p. 308-320.
- Negendank, J. 1973. Sur Geologie des Tales von Mexiko. Münster. Forsch. Geol. Palaont. 31-32, p. 289-302.
- Negendank, J., Emmerman, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobshall M. y Werle, D., 1985. Geological and Geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican volcanic belt Geof. Intern. 24, p. 477-575.
- Nelson, S. A. y Carmichael I., 1984. Pleistocene to recent alkalic vulcanism in the Region of Sanganguey volcano, Nayarit Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 85, p. 321-335.
- Nixon, G. T., 1979. Magnesian andesites of the Transmexican volcanic Belt: role of lithosphere thickness in determining along arc variations of calc-alkaline magmas. Geol. Soc. Am. 11, p. 1640.
- Nixon, G. T., 1987. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Ixtaccihuatl volcano, Mexico. Amer. miner. 12, p. 1144-1162.
- Nixon, G. T., 1988. Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Iztaccihuatl volcano México: I. Disequilibrium Phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. Journal of Petrology, v. 29, p. 213-264.
- Nohda, S. y Wasserburg, G. J., 1986. Trends of Sr and Nd isotopes through time near the Japan sea in northeastern Japan. Earth Planet. Sci. Lett. 78, p. 157-167.
- O'Hara, M. J., 1967. Mineral paragenesis in ultramafic rocks wylie. New York. p. 393-403.
- O'Hara, M. J., 1968. The bearing of phase equilibrium studies on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Earth-Sci. Rev. 4.
- O'Hara, M. J. y Yoder, H. S., 1967. Formation and Fractionation of basic magmas at high pressures. Scott. J. Geol. 3, p. 67-117.
- O'Numa, N., Hirano, M. y Issulki, N., 1983. Genesis of Basalt Magmas and their Derivatives under the Usu Islands, Japan, inferred from Sr/Ca-Ba/Ca systematics. J. Volcanol. Geotherm Res. 18, p. 511-530.
- Ohtani, E., 1984. Generation of komatite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 67, p. 261-272.
- O'Nions, R. L., Carter, R. K., Evensen, S. R., y Hamilton, N. M., 1979. Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth. J. Geophys. Res. 84, p. 6091-6101.
- Ordoñez, E., 1895. Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México: Inst. Geol. México, Bol. 2. p. 5-46.
- Ordoñez, E., 1890. El Pedregal de San Angel. Mem. Soc. Antonio Alzate (México). Vol. 4, p. 113-116.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975. The Pre-Mesozoic geology of the Acatlán Area south Mexico. PH. D. Thesis Univ. of Leeds, England.
- Pal, S. y Urrutia Fucugauchi, J., 1977. Paleomagnetism, Geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implication. Proc. IV Inter. Gondwana symps., Calcuta, India.

- Pasquare, G., Garduño, V. H., Tibaldi, A. y Ferrari M., 1988. Stress Pattern Evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophys.* 146, p. 352-364.
- Perfit, M. R., Gust, D. A., Benle, A. E., Arculus, R. J., Taylor, S. R., 1980. Chemical characteristics of island arc basalts: Implications for mantle sources. *Chem. Geol.* 30, p. 227-256.
- Price, R. C., Kennedy, A. K., Riggs-Sneeringer, M., y Frey, F. A., 1986. Geochemistry of basalts from the west Indian triple junction: Implications for the generation and evolution of Indian Oceanic Ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, p. 379-396.
- Prol, R. M., y Juárez, G., 1985. Silica geotemperature mapping and thermal regime in the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* Vol. 245, p. 609.
- Pushkar, P. Mc Birney, A. R., Kudo, A. M., 1972. The isotopic composition of strontium in Central America ignimbrites. *Bull. Volc.* 35, p. 265-294.
- Richter, P. y Negendank, J. F., 1976. Spurenelement untersuchungen und volkaniten des tales von Mexico. *Münster. Forsch. Geol. Paleont.* 38/39, p. 179-200.
- Ringwood, A. E., 1975. Composition and Petrology of the Earth's mantle. New York: McGraw-Hill, 618 pp.
- Robin, C., 1982. Mexico en Andesites. Thorpe editor. Wiley p. 131-147.
- Ruiz-Castellanos, M., 1979. Rubidium-Strontium Geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of southern Mexico, Thesis Doctoral. U. of Texas, Dallas 178 pp.
- Ruiz, J., Pachett, P. J. y Ortega-Gutiérrez, 1988. Proterozoic and Phanerozoic basic terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geol. Soc. am. Bull.* 100. p. 274-281.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of Myoko and Kurohime Volcanoes, Japan: Evidence for magma mixing. *Jour. Petrol.* 22, p. 553-583.
- Sato, H., 1979. Nickel content of Basaltic magmas. Identification of primary magma and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos* 10, p. 113-120.
- Schlaepfer, C., 1968. Hoja México 140-h(5), con Resumen de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos: Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología. Carta Geol. México. Serie de 1:100,000. Mapa con texto.
- Schmitter, E., 1953. Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Angel: México, D. F. Cong. Cient. Mexicano. Mem. 3, p. 218-237.
- Shilling, J. G., 1985. Upper mantle heterogeneities and dynamics. *Nature.* 314, p. 62-67.
- Shilling, J. G., Thompson, G., Kingsley, R., y Humphries, S., 1985. Hotspot-migrating ridge interaction in the south Atlantic. *Nature.* Vol. 317, p. 187-191.
- Shurbert, D. M. y Cebull, S. E., 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophys.* 101, p. 159-165.
- Silva-Mora, L., 1980. Contribution a la connaissance de l'Axe Volcanique Transmexicain: Etude géologique et pétrologie des laves du Michoacan oriental. These. Université de Droit. 146 pp.
- Steinthorsson, S. N., Oskarsson, S. N. y Sigvaldason, G. E., 1985. Origin of alkali Basalts in Iceland: A plate tectonic

- model. *J. Geophys. Res.* 90, p. 10,027-10,042.
- Stern, R. J., 1982. Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: Regional variations and implications for magmagenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93: p. 477-486.
- Stern, R. J. y Ito, E., 1983. Trace-element and isotopic constraints on the source of magmas in the active Volcano and Mariana island arcs. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18: p. 461-482.
- Tarney, J., Saunders, A. D., Weaver, S. D. Donnellin, N. C. B. y Hendry, G. L., 1979. Minor-element Geochemistry of basalts from Leg 49, North Atlantic Ocean. In: B. P. Luyendijk and J. Cann (Editors), Reports of the Deep Sea Drilling Project. 49, U. S. Gov. Print. Off., Washington, D. C., p. 657-691.
- Tatsume, Y. Sakuyama, M., Fukuyama, H. y Kushiro, I., 1983. Generation of arc basalt magmas and the thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J. Geophys. Res.* 88, p. 5815-5825.
- Taylor, H. P., Jr., 1980. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks. *Earth Planet Sci. Lett.* 47: p. 243-254.
- Tilton, G. R. y Barreiro, B. A., 1980. Origin of lead in Andean calc-alkaline lavas, southern Peru. *Science*, 210: p. 1245-1247.
- Urrutia Fucugauchi, J., y Pal, S., 1977. Paleomagnetic Data from Tertiary Igneous Rocks Northeast Jalisco. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 36, p. 202-206.
- Urrutia Fucugauchi, J., 1980. Paleointensity determinations and K-Ar dating of the Tertiary north-east Jalisco volcanics (Mexico). *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 63, p. 601-618.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Böhnell, H., 1988. Tectonics along the trans-Mexican volcanic belt according to paleomagnetic data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 52, p. 320-329.
- Verma, S. P. y Armienta, M. A., 1985. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, alkali and alkali earth element geochemistry of Chichinautzin sierra Mexico. *Geofis. Int.* 24, p. 665-678.
- Verma, S. y Nelson, S., 1989. Isotopic and Trace Element constraints on the Origin and Evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern mexican Volcanic Belt. *Journ. Geophys. Res.* 94, 84: p. 4531-4544.
- Waager, L. R., Brown, G. M. y Wadsworth, W. J., 1960. Types of igneous cumulates. *Am. J. Petrol.* Vol. I (1), p. 73-85.
- Waitz, P. y Wittich, E., 1910. Tubos de explosión en el Pedregal de San Angel. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, v. 7, p. 169-186.
- Weaver, B. y Tarney, J., 1980. Rare Earth Geochemistry of Lewesian Granulite Facies Gneisses, northwest Scotland: Implications for the Petrogenesis of the Archean Lower continental Crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51, p. 279-296.
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J. y Joron, J. L., 1986. Role of subducted sediment in the genesis of ocean island basalts: Geochemical evidence from south Atlantic Ocean Islands. *Geol.* 4, p. 275-279.
- Wehrle, D., 1984. The role of air photo and satellite image interpretation in analysing volcanic landforms and structures in the Eastern Part of the Transmexican Volcanic Belt, Mexico. Unpublished M. Sc. Thesis. Dept. of Geography. McGill University. Montreal Canada.

- White, W. M. y Patchett, J., 1984. Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma genesis and crust mantle evolution. Earth and Planet. Sci. Lett. Vol. 67, p. 167-185.
- White, W. M., 1985. Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. Geology. 13. p. 115-118.
- Whitford, D. L. y Bloomfield, Keith, 1976. Geochemistry of late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico: Carnegie Inst. Washington, v. 75, p. 207-213.
- Windley, B. F., Herd, R. K. y Bowden, A., 1983. The Fiskenaesset complex, west Greenland. A preliminary study of stratigraphy, petrology and whole rock chemistry from Qequarterarssvat-sing, Gronlands Geol. Undecs. Bul.106. 88pp.
- Wilcox, R. E., 1954. Petrology of Paricutin volcano, Mexico. U. S. Geol. Surv. Bull. 965-C, p. 281-353.
- Williams, H., 1950. Volcanoes of the Paricutin region. US Geol.Surv. Bull. 965-B, p. 165-275.
- Wood, C. a., 1980. Morphometric analysis of cinder cone degradation. J. volcan. Geoth. res. 8, p. 137-160.
- Wood, C. A., 1980. Morphometric Evolution of Cinder Cones. J. volcan Geoth. res. 7, p. 387-413.
- Woolard, G. P. y Monges Caldera, J., 1956. Gravedad, Geologia Regional y Estructura Cortical en México. Geof. Intern. 2, p. 60-111.
- Wyllie, P. J. y Watkinson, D. H., 1970. Phase equilibrium studies bearing on genetic links between alkaline and subalkaline magmas, with special reference to the limestone assimilation hypothesis. Canad. Mineral. 10 (3), p. 362-374.
- Yoder, H. S., y Tilley, C. E., 1962. Origin of basalt magmas. An Experimental study of natural and synthetic rock systems. Journ. Petrol., Vol. 3, p. 363.
- Yoder, H. S., 1969. Calc-Alkaline Andesites. Experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics Oregon Dept. Geol. Min. Bull 65, p. 77.