



Universidad Autónoma de San Luis Potosí

**FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA**

*" El sector Nor-Oriental del campo volcánico de Camargo, Chih.
Geología Regional y Petrología de los Xenolitos del manto,
una comparación con el campo volcánico de san Quintín, B.C. "*

TRABAJO RECEPCIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE :

Ingeniero Geólogo

PRESENTA :

Marco Antonio Rojas Beltrán

San Luis Potosí, S.L.P. 1995



T

QE431

.2

R6

c.1



1080077796



DICIEMBRE 09, 1993.

AL PASANTE SEÑOR MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN
P R E S E N T E. -

EN ATENCION A SU SOLICITUD DE AUTORIZACION DE TEMARIO, PRESENTADA POR EL ING. JOEL MILAN NAVARRO, ASESOR DEL TRABAJO RECEPCIONAL QUE DESARROLLARA USTED, CON EL OBJETO DE SUSTENTAR SU EXAMEN PROFESIONAL EN LA LICENCIATURA DE INGENIERO GEOLOGO. ME ES GRATO COMUNICARLE QUE EN LA SESION DE CONSEJO TECNICO CONSULTIVO CELEBRADA EL DIA 9 DE DICIEMBRE DE 1993, FUE APROBADO EL TEMARIO PROPUESTO:

"EL SECTOR NOR-ORIENTAL DEL CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO, GEOLOGIA REGIONAL Y PETROLOGIA DE LOS XENOLITOS DEL MANTO, UNA COMPARACION CON EL CAMPO VOLCANICO DE SAN QUINTIN, B.C."

TEMARIO:

- I. - RESUMEN
 - II. - INTRODUCCION
 - III. - EL VOLCANISMO ALCALINO DEL CENOZOICO TARDIO EN MEXICO
 - IV. - EL ENTORNO GEOLOGICO REGIONAL DEL ORIENTE DE CHIHUAHUA
 - V. - PETROGRAFIA Y PETROLOGIA DE LAS ROCAS VOLCANICAS DE CAMARGO Y SAN QUINTIN
 - VI. - COMPARACION ENTRE LOS XENOLITOS DE CAMARGO Y SAN QUINTIN
 - VII. - DISCUSION
 - VIII. - SUMARIO Y CONCLUSIONES
- REFERENCIAS CITADAS
ANEXOS

RUEGO A USTED TOMAR DEBIDA NOTA DE QUE EN CUMPLIMIENTO CON LO ESPECIFICADO POR LA LEY DE PROFESIONES, DEBE PRESTAR SERVICIO SOCIAL DURANTE UN TIEMPO MINIMO DE SEIS MESES COMO REQUISITO INDESPENSABLE PARA SUSTENTAR EL EXAMEN PROFESIONAL.

" MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS ADEBENT "

ING. DAVID ATISHA CASTILLO
DIRECTOR DE LA FACULTAD

DIRECCION

T
QE 43L
.2
P6



AGRADECIMIENTOS

Antes que nada quiero agradecer a mis padres, sus sacrificios y el apoyo que me dieron durante mi formación. Y a mis hermanos, por su ayuda económica y moral.

Este trabajo fue posible gracias al apoyo y comentarios del Dr. J. Jorge Aranda Gómez, durante su administración como Jefe de la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, quien dirigió la investigación, asesoró en el trabajo de campo y laboratorio y, realizó correcciones en el escrito. Agradezco a CONACYT, el apoyo económico brindado a través de una beca-tesis y de otros gastos, por medio del proyecto 2172-T9304 "GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LOS CAMPOS VOLCANICOS CON XENOLITOS DEL MANTO EN MEXICO: I. SAN QUINTIN, B.C.", del cual es responsable el Dr. Aranda-Gómez. El Dr. Gerardo Aguirre Díaz, investigador de la ERCE y corresponsable en el proyecto, hizo valiosos comentarios y sugerencias que mejoraron el enfoque de la investigación. El Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, durante su gestión como Director del Instituto de Geología de la UNAM, apoyó incondicionalmente mi trabajo. Al Ing. Joel Millán Navarro, Jefe del Area Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, quien fue asesor interno y sinodal de este trabajo.

Sería muy largo mencionar a todas las personas que me ayudaron y apoyaron en este trabajo. Por eso, gracias a todo el personal de la Estación Regional del Centro, que de alguna u otra forma colaboraron conmigo. En especial al Sr. Cresencion Garduño Paz por su asesoría en la elaboración de las láminas delgadas.

Al Ing. Guillermo Labarthe Hernández, Director del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y a su grupo de colaboradores, por el apoyo logístico durante la última fase de la redacción e impresión de este trabajo. En especial al M. C. Alfredo Aguillón Robles y al Ing. Margarito Tristán González.

A los Ings. Pánfilo Martínez Macías y Francisco J. Orozco Villaseñor, sinodales de esta tesis y quienes realizaron correcciones en el escrito.

Y especialmente a Cristina, por su apoyo, cariño, amor y paciencia durante todo el tiempo que hemos compartido.

CONTENIDO

| | PAG. |
|--|-----------|
| I.- RESUMEN | 1 |
| II.- INTRODUCCION | 3 |
| 2.1 Definición del Problema | 3 |
| 2.2 Objetivos | 5 |
| 2.3 Materiales y métodos | 6 |
| 2.4 Trabajos previos | 7 |
| a) Campo Volcánico de Camargo | 7 |
| b) Campo Volcánico de San Quintín | 9 |
| 2.5 Localización | 10 |
| 2.6 Vías de acceso | 12 |
| 2.7 Clima | 14 |
| 2.8 Fisiografía | 14 |
| III.- EL VOLCANISMO ALCALINO DEL CENOZOICO TARDIO EN MEXICO | 16 |
| 3.1 Principales localidades de basaltos alcalinos | 17 |
| a) San Quintín, B.C. | 17 |
| b) El Pinacate, Son. | 18 |
| c) Moctezuma, Son. | 18 |
| d) Mesa de Cacaxta, Sin. | 19 |
| e) Campo Volcánico de Durango | 19 |
| f) Ventura-Espíritu Santo y los Encinos, S.L.P./Zac. | 20 |
| IV.- EL ENTORNO GEOLOGICO REGIONAL DEL ORIENTE DE CHIHUAHÚA | 22 |
| 4.1 Geología histórica de la región | 25 |
| V.- PETROGRAFIA Y PETROLOGIA DE LAS ROCAS VOLCANICAS DE CAMARGO Y SAN QUINTIN | 28 |

| | |
|--|-----------|
| 5.1 Campo Volcánico de Camargo | 28 |
| a) Geología local | 28 |
| a.1) Introducción | 28 |
| a.2) Rocas volcánicas terciarias | 29 |
| b) Relaciones de campo de la basanita Camargo | 31 |
| c) Petrografía de las lavas del CVC | 34 |
| 5.2 Campo Volcánico de San Quintín | 44 |
| a) Petrografía de las lavas del CVSQ | 44 |
| VI.- COMPARACION ENTRE LOS XENOLITOS DE CAMARGO Y SAN QUINTIN | 49 |
| 6.1 Introducción | 49 |
| 6.2 Campo Volcánico de Camargo | 49 |
| a) Relaciones de campo | 49 |
| b) Petrografía | 56 |
| b.1) Lherzolitas de espinela | 56 |
| b.2) Granulitas feldespáticas | 61 |
| b.3) Piroxenitas | 63 |
| 6.3 Campo Volcánico de San Quintín | 67 |
| a) Lherzolitas de espinela | 67 |
| a.1) Textura granular gruesa | 67 |
| a.2) Textura porfiroclástica | 70 |
| a.3) Textura de mosaico tabular | 72 |
| a.4) Textura de mosaico equigranular | 73 |
| b) Granulitas feldespáticas | 75 |
| VII.- DISCUSION | 78 |
| VIII.- SUMARIO Y CONCLUSIONES | 80 |
| REFERENCIAS CITADAS | 83 |
| ANEXOS | |

LISTA DE FIGURAS

| | | |
|-----------------|---|----|
| 1.- Figura 1. | Localización del Campo Volcánico de Camargo | 11 |
| 2.- Figura 2. | Localización del Campo Volcánico de San Quintín | 13 |
| 3.- Figura 3. | Geología Regional del Estado de Chihuahua | 23 |
| 4.- Figura 4. | Fotomicrografía de un cristal esquelético de olivino | 38 |
| 5.- Figura 5. | Fotomicrografía de un cristal de clinopiroxeno con colores anómalos de interferencia | 38 |
| 6.- Figura 6a. | Fotomicrografía de un xenocristal de plagioclasa (luz natural) | 40 |
| 7.- Figura 6b. | Fotomicrografía de un xenocristal de plagioclasa (luz polarizada) | 40 |
| 8.- Figura 7. | Fotomicrografía de un microxenolito de granulita | 42 |
| 9.- Figura 8. | Fotomicrografía de un xenolito metamórfico | 42 |
| 10.- Figura 9. | Fotomicrografía de un xenocristal de cuarzo con corona de reacción incipiente | 42 |
| 11.- Figura 10. | Fotomicrografía de la zona de contacto entre el xenolito y la lava huésped | 42 |
| 12.- Figura 11. | Fotomicrografía de un xenocristal de olivino con extinción ondulatoria (maclado característico) | 45 |
| 13.- Figura 12. | Fotomicrografía de un xenocristal de clinopiroxeno con textura de cedazo | 45 |
| 14.- Figura 13. | Fotomicrografía de un xenocristal de plagioclasa con los bordes corroídos | 47 |
| 15.- Figura 14. | Fotomicrografía de un xenocristal de cuarzo con corona de reacción | 47 |
| 16.- Figura 15. | Fotomicrografía de un xenocristal de espinela con anillo de reacción opaco | 47 |

| | | |
|------------------|--|----|
| 17.- Figura 16. | Fotomicrografía de un cristal de espinela en contacto con la lava | 47 |
| 18.- Figura 17. | Localidades con xenolitos en la República Mexicana | 50 |
| 19.- Figura 18. | Clasificación de los xenolitos ultramáficos del CVC de acuerdo al diagrama de Streckeisen | 58 |
| 20.- Figura 19. | Fotomicrografía de un cristal de olivino con extinción ondulatoria | 60 |
| 21.- Figura 20. | Fotomicrografía de espinela en contacto con ortopiroxeno y clinopiroxeno | 60 |
| 22.- Figura 21. | Fotomicrografía de un cristal de olivino con alteración incipiente | 62 |
| 23.- Figura 22. | Fotomicrografía de un cristal de olivino con alteración rojiza | 62 |
| 24.- Figura 23. | Fotomicrografía de un cristal del olivino con inclusiones de minerales opacos | 62 |
| 25.- Figura 24. | Fotomicrografía de un pseudomorfo de minerales opacos reemplazando al olivino | 62 |
| 26.- Figura 25a. | Fotomicrografía de un xenolito de granulita con textura granoblástica (luz natural) | 64 |
| 27.- Figura 25b. | Fotomicrografía de un xenolito de granulita con textura granoblástica (luz polarizada) | 64 |
| 28.- Figura 26. | Fotomicrografía de zeolitas teñidas con el cobaltinitrito de sodio | 64 |
| 29.- Figura 27. | Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa con un incipiente desarrollo de exsolución de feldespatos potásicos | 64 |
| 30.- Figura 28a. | Fotomicrografía de un cristal de ortopiroxeno con exsolución de clinopiroxeno (luz natural) | 66 |

| | | |
|-------------------------|---|-----------|
| 31.- Figura 28b. | Fotomicrografía de un cristal de ortopiroxeno con exsolución de clinopiroxeno (luz polarizada) | 66 |
| 31.- Figura 29a. | Fotomicrografía de un xenolito parcialmente fundido y con plagioclasa en "hábito de cola de golondrina" (luz natural) | 66 |
| 32.- Figura 29b. | Fotomicrografía de un xenolito parcialmente fundido y con plagioclasa en "hábito de cola de golondrina" (luz polarizada) | 66 |
| 33.- Figura 30. | Clasificación de los xenolitos ultramáficos del CVSQ de acuerdo al diagrama de Streckeisen | 69 |
| 34.- Figura 31a. | Fotomicrografía de un xenolito de lherzolita con textura porfiroclástica (luz natural) | 71 |
| 35.- Figura 31b. | Fotomicrografía de un xenolito de lherzolita con textura porfiroclástica (luz polarizada) | 71 |
| 36.- Figura 32a. | Fotomicrografía de un xenolito de harzburgita con textura de mosaico tabular (luz natural) | 74 |
| 37.- Figura 32b. | Fotomicrografía de un xenolito de harzburgita con textura de mosaico tabular (luz polarizada) | 74 |
| 38.- Figura 33a. | Fotomicrografía de inclusiones vermiculares de espinela en los piroxenos de las granulitas del CVSQ | 76 |
| 39.- Figura 33b. | Acercamiento de la fotomicrografía anterior | 76 |
| 40.- Figura 34a. | Fotomicrografía de cristales poikilíticos de piroxeno en plagioclasa (luz natural) | 76 |
| 41.- Figura 34b. | Fotomicrografía de cristales poikilíticos de piroxeno en plagioclasa (luz polarizada) | 76 |

LISTA DE TABLAS

| | |
|---|----|
| 1.- Tabla 1. Relación de las localidades muestreadas en el Campo Volcánico de Camargo | 35 |
| 2.- Tabla 2. Composición modal de las lavas del Campo Volcánico de Camargo | 43 |
| 3.- Tabla 3. Composición modal de las lavas del Campo Volcánico de San Quintín | 48 |
| 4.- Tabla 4. Inventario de los conos visitados que presentan inclusiones | 51 |
| 5.- Tabla 5. Composición modal de los xenolitos del Campo Volcánico de Camargo | 57 |
| 6.- Tabla 6. Composición modal de los xenolitos del Campo Volcánico de San Quintín | 68 |

LISTA DE ANEXOS

| | | |
|---------------------|---|------------|
| 1.- Anexo 1. | Rutina empleada para preparar las láminas delgadas | 90 |
| 2.- Anexo 2. | Descripción petrográfica de las muestras de lava colectadas en el Campo Volcánico de Camargo | 95 |
| 3.- Anexo 3. | Método empleado para teñir los feldespatos potásicos | 122 |

LISTA DE LAMINAS

- 1.- Lámina 1. Mapa fotogeológico del CVC**
- 2.- Lámina 2. El sector nor-oriental del CVC**

I.- RESUMEN

El Campo Volcánico de Camargo (CVC) está en la parte centro oriental de Chihuahua, en la Provincia Tectono-magmática de Cuencas y Sierras; cubre aproximadamente 2,000 km² y está formado por mesetas de basalto alcalino y basanitas, y ≈ 300 aparatos volcánicos. La edad del CVC, no se conoce con precisión, una sola muestra se ha fechado por el método de K-Ar y dió 1.8 Ma (Nimz *et al.*, 1986). En los flancos de los conos del CVC están expuestas capas de aglutinado formado por lapilli, escoria y bombas, y en general la cubierta de arena volcánica no litificada no existe ni en los conos ni en sus alrededores, lo que, junto con la morfología de los aparatos sugiere, que todos son relativamente antiguos. Las lavas de las mesetas se traslapan de manera compleja, y no es posible identificar los conductos por las que fueron extruidas. Existen fallas normales orientadas N20°W a N30°W, que en algunos lugares cortan a los basaltos, y en otros están parcialmente sepultadas por los productos del CVC. Existen en el área, lagunas efímeras, adyacentes a las trazas de las fallas que indican que hubo basculamiento asociado al fallamiento.

La petrografía de las lavas del CVC indica que son basaltos alcalinos. La mineralogía de los microfenocristales y fenocristales es: olivino, titanaugita y plagioclasa (labradorita). En la matriz se observa plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Algunos de los basaltos son portadores de xenolitos de la base de la corteza y/o del manto superior, y/o de xenocristales de olivino, plagioclasa, cuarzo, piroxeno y kaersutita(?), y/o de megacristales de plagioclasa y piroxeno. En orden de abundancia, los xenolitos del CVC son lherzolitas de espinela, granulitas feldespáticas y piroxenitas. La Olivina es la localidad con inclusiones más conocida en el CVC (Nimz *et al.*, 1986, 1993; Rudnick y Cameron, 1991; Cameron *et al.*, 1992). En este trabajo se informa de una localidad nueva con xenolitos, que puede ser importante por el número y tamaño de sus inclusiones. El Cerro La Vaca (104°20'11" long W y 28°01'08" lat N), es un cono

de escoria con xenolitos de lherzolita de espinela, granulitas gabroicas y, en menor proporción, piroxenitas y megacristales de piroxeno.

En el Campo Volcánico de San Quintín (CVSQ), se han estudiado con gran detalle las lherzolitas, pero la geología y la petrología de los volcanes son poco conocidas. Asimismo, las granulitas corticales han recibido poca atención. La edad radiométrica (Ar-Ar) para el CVSQ es menor de 120,000 años (Luhr *et al.*, 1994) y la composición de sus lavas es principalmente de basaltos alcalinos, basanitoides y algunas toleitas.

La petrografía de las lavas del CVC y del CVSQ es similar. Es en los xenolitos, en el entorno geológico regional y la geología local en donde se presentan mayores diferencias. Las lherzolitas del CVSQ están intensamente deformadas, con foliación y segregación en bandas, y texturas porfiroclásticas. En el CVC, algunas de las lherzolitas son de grano muy grueso (> 10 mm) con poca deformación y textura granular gruesa. En las granulitas feldespáticas, tanto del CVC como del CVSQ, se preservan las texturas cumulíticas gabroicas. El CVC está en la Provincia Tectono-magmática de Cuencas y Sierras, que es en donde se localizan casi todos los campos volcánicos con inclusiones, tanto en los Estados Unidos como en México (Menzies *et al.*, 1987; Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987). El CVSQ, está en una zona en que el basamento tiene afinidad oceánica, en la Placa del Pacífico. Abajo del CVC existe corteza continental y el fallamiento normal es notorio y la actividad volcánica fue contemporánea a la extensión Plio-Cuaternaria. En el CVSQ, el fallamiento normal no es evidente.

II.- INTRODUCCION

DEFINICION DEL PROBLEMA

Desde hace algunos años, en la Estación Regional del Centro (ERCE) del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, se ha venido desarrollando el programa de investigación "Geología y petrología de los campos volcánicos con xenolitos del manto en México". En este programa se documentan las características geológicas y volcanológicas, el medio ambiente tectónico, la composición química y la petrogénesis de una serie de campos volcánicos diseminados en la porción central y septentrional de México. Todos estos campos se distinguen por tener rocas máficas con afinidad alcalina, del Cenozoico tardío (Mioceno-Reciente) caracterizadas por la presencia de xenolitos de la parte superior del manto y/o de la base de la corteza. Hasta ahora, se han estudiado en forma detallada campos volcánicos en San Luis Potosí/Zacatecas (Aranda-Gómez, 1982, 1993; Luhr *et al.*, 1989, 1990; Pier *et al.*, 1989; Pier, 1989; Pool, 1990; Aranda-Gómez *et al.*, 1989a, 1993a, 1993b), en Durango (Smith, 1989; Aranda-Gómez *et al.*, 1990, 1992b; Pier *et al.*, 1992; Pool, 1990; Aranda-Gómez y Henry, 1992) y en Tamaulipas (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987).

El paso siguiente en el programa, para lograr un muestreo sistemático desde la costa del Pacífico hasta la costa del Golfo de México, es investigar la geología y petrología del Campo Volcánico de San Quintín (CVSQ) en Baja California, y para obtener una idea de la posible variación en composición de las rocas en estos campos volcánicos en dirección Norte-Sur, es el estudiar el Campo Volcánico de Camargo (CVC) en Chihuahua.

El CVSQ se localiza en la porción noroccidental de la península de Baja California, a unos 160 km al SE de Ensenada. Geológicamente se localiza muy cerca del borde de la plataforma continental, al occidente de la línea Santillán-Barrera, en una región en que

el fallamiento normal cenozoico no es evidente (Gastil *et al.*, 1975). San Quintín es una localidad constituida por cerca de veinticinco aparatos volcánicos, principalmente conos cineríticos y algunos escudos de lava, agrupados en diez conjuntos volcánicos, distribuidos en un área de aproximadamente 100 km². El CVSQ es importante porque es el único lugar en la península en donde han sido extruidos magmas alcalinos similares a los "basaltos de islas oceánicas", característicos de medios ambientes extensivos en regiones intraplaca, y es la única localidad con xenolitos del manto y de la base de la corteza en toda la península (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987) hasta ahora estudiada. Por otro lado, la composición química y mineralógica de las lherzolitas de San Quintín, así como su textura, intensamente milonitizada, es poco común y contrasta fuertemente con las de otras localidades en el centro de México.

El CVC se encuentra en la parte oriental de Chihuahua a \approx 200 km al SE de la capital del Estado, y a \approx 90 km al oriente de Cd. Camargo. El CVC se ubica en la Provincia Geológica del Cinturón Orogénico Chihuahuense (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). En comparación con San Quintín, el CVC es una localidad muy extensa, con más de 300 aparatos volcánicos (principalmente conos cineríticos y algunos maares), diseminados en una zona de aproximadamente 2000 km². A diferencia de CVSQ, en Camargo el fallamiento normal cenozoico es conspicuo y la topografía de la región es característica de la Provincia Fisiográfica de "Cuencas y Sierras", que es un área que ha sufrido extensión considerable desde el Oligoceno tardío (Stewart, 1978). En el CVC existe la localidad conocida como "La Olivina" en donde se han encontrado xenolitos provenientes del manto y de la base de la corteza, que ya han sido estudiados (Nimz *et al.*, 1986, 1993; Rudnick y Cameron, 1991; Cameron *et al.*, 1992a, 1992b; Smith, 1993). Por su extensión y volumen, se cree que en el CVC pueden existir otras localidades con xenolitos.

La importancia de las rocas volcánicas derivadas del manto y de los xenolitos que las acompañan, radica en que son las únicas fuentes directas de información acerca del

manto superior y la base de la corteza en México. La composición petrográfica y mineralógica de las lavas y xenolitos de cada localidad proporciona información puntual acerca de la base de la corteza y/o del manto superior, lo que permite hacer comparaciones entre las provincias geológicas y tectono-magmáticas de México.

Se ha propuesto (Spera, 1980, 1984) que los xenolitos de peridotita, que son considerablemente densos, sólo pueden llegar a la superficie debido a que la tectónica distensiva (a la que comúnmente se asocian las lavas alcalinas), facilita el ascenso relativamente rápido de los magmas y es por esto que los xenolitos no alcanzan a asentarse por gravedad en el conducto y pueden llegar a la superficie. Sin embargo, en el caso del CVSQ, no existen evidencias claras de extensión, lo que plantea el problema de cual es el mecanismo de transporte de los xenolitos a la superficie. Existe literatura relacionada con el tema donde se documenta volcanismo alcalino con xenolitos del manto, en un escenario tectónico compresional o transpresional (Glazner y Bartley, 1994).

OBJETIVOS

Las metas del programa de investigación "Geología y petrología de los campos volcánicos con xenolitos del manto en México" son: 1) Elaborar modelos petrológicos de las rocas volcánicas máficas alcalinas extravasadas al norte de la Faja Volcánica Transmexicana durante el Terciario tardío y el Cuaternario; 2) Establecer sus relaciones espacio-temporales con la tectónica distensiva; 3) Documentar variaciones en la composición de las lavas alcalinas y sus inclusiones, y su posible relación con las distintas provincias geológicas en las que suceden y 4) Proponer modelos que expliquen los contrastes en composición observados entre las rocas alcalinas del Mioceno y las del Cuaternario.

Los objetivos particulares que se siguieron en esta fase del programa son: 1) Elaborar un mapa fotogeológico de reconocimiento del CVC; 2) Iniciar la verificación de

campo del mapa; 3) Efectuar un muestreo preliminar de las lavas del CVC; 4) Realizar un inventario de los volcanes visitados, distinguiendo entre aquellos que contienen xenolitos y aquellos que carecen de inclusiones; 5) Realizar la petrografía de las muestras de lavas y xenolitos de los campos volcánicos de Camargo y San Quintín y 6) Si es posible, obtener análisis químicos de las muestras y realizar un estudio petrológico preliminar

MATERIALES Y METODOS

Para desarrollar esta investigación. se siguió un programa que incluyó tanto trabajo de gabinete como trabajo de campo.

Para la elaboración del mapa fotogeológico preliminar del área, se tomó como base topográfica las cartas H13D82, H13D83, G13B12, G13B13, G13B22, G13B23 y G13B32 editadas por INEGI a escala 1:50,000, parte de la información geológica proviene de las cartas geológicas correspondientes y del mapa elaborado por Smith (1993). El análisis acerca del entorno tectónico regional se basó en los mapas hipsográficos realizados por Escalona-Hernández y Aranda-Gómez (1993) a partir de las cartas topográficas 1:250,000 (G13-1, G13-2, G13- 3) y de la información asentada en la carta geológica 1:1,000,000, hoja Chihuahua, editada por INEGI, y en la Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2,000,000 realizada por el Instituto de Geología de la UNAM (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). La cartografía preliminar del área seleccionada para esta tesis se llevó a cabo en base a la interpretación de fotografías aéreas verticales escala 1:50,000 y 1:70,000, en blanco y negro, con una breve sesión de verificación de campo.

Para la región del CVSQ, básicamente se recopiló la amplia información que ya se ha generado acerca de este campo volcánico (Basu, 1977, 1979; Cabanes y Mercier, 1988; Storey *et al.*, 1989; Luhr *et al.*, 1994), y se estudiaron muestras de lavas y xenolitos colectadas en años anteriores por otros participantes en el programa. Además

se contó con los mapas topográficos escala 1:50,000 (H11B64 y H11B74) que edita INEGI, y con las cartas geológicas a la misma escala, de la misma zona. La información geológica regional se tomó del trabajo de Gastil y colaboradores (1975) y en menor proporción de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000. También se dispuso de las fotografías aéreas verticales, escala 1:25,000 en color, lo que permitió hacer un análisis fotogeológico del área (Aranda-Gómez, 1992, comun. personal).

Durante el trabajo de campo en el CVC se realizó un muestreo, tanto de las lavas como de los xenolitos y se hizo un inventario de los volcanes visitados que presentan inclusiones ultramáficas a félsicas. También se verificaron algunos de los datos propuestos en el plano preliminar. Las muestras colectadas en campo, se clasificaron con ayuda de la lupa y se prepararon para el estudio petrográfico (véase ANEXO 1), con el objeto de observar sus cambios texturales y variaciones mineralógicas, tanto de los minerales primarios, como de los accesorios y accidentales. Los análisis químicos se están realizando en el Museo de Historia Natural del *Smithsonian Institution*, al tiempo de redactar esta tesis todavía no se disponía de los resultados para efectuar el estudio petrológico preliminar de las muestras.

TRABAJOS PREVIOS

En la primera etapa de esta investigación se realizó un análisis de la información publicada acerca del área de estudio y sus alrededores. A continuación se ofrece un breve resumen de los aspectos más relevantes tratados en los trabajos consultados.

a.- Campo Volcánico de Camargo

Muñoz-Saldúa (1975) efectuó un estudio geológico de reconocimiento que abarca la parte norte del CVC y que se enfocó, principalmente, a la geología económica de una zona cercana al CVC; en él sólo se hace mención a los basaltos y no les confiere particular atención. Nimz y colaboradores (1986) investigaron la petrografía y

petrología de xenolitos colectados en la mina La Olivina y los compararon con inclusiones similares, procedentes de Kilbourne Hole (Nuevo México, EUA), concluyendo que en esta porción del norte de México, las rocas precámbricas de la base de la corteza son similares en edad, historia metamórfica y composición, al basamento cristalino que subyace a Kilbourne Hole. Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez (1987), en una revisión de la información acerca de las localidades con xenolitos en México citan al CVC. Cameron y coautores (1989), mencionan que el CVC hasta esa fecha no había sido mapeado en detalle, ellos utilizaron datos químicos e isotópicos obtenidos de los xenolitos colectados en La Olivina para evaluar, por medio de dos modelos, el papel que jugó la asimilación de la corteza continental por los magmas basálticos provenientes del manto, en la génesis de los basaltos del Terciario medio en Chihuahua. Rudnick y Cameron (1991) fecharon por U-Pb los zircones en los xenolitos de granulitas corticales de la Olivina, para determinar la edad de la corteza en esa región del norte de México. Su trabajo muestra un rango sorprendente de edades de los zircones, habiendo xenolitos que contienen conjuntos de zircones con edades que van de 1460 a 0 Ma. Esto sugiere una historia tectono-magmática muy compleja para esta área. Cameron y colaboradores (1992a), trabajaron con inclusiones de La Olivina, para interpretar la evolución de la corteza durante el Terciario medio y el pre-Cenozoico. Nimz y coautores (1993) realizaron un estudio sobre las piroxenitas de La Olivina y las compararon con la composición isotópica de los basaltos que las transportaron a la superficie, concluyendo que hay dos grupos de piroxenitas en el conjunto de xenolitos de La Olivina, los que pueden distinguirse con base en sus características de textura, patrones de elementos de tierras raras, concentraciones de elementos traza y composiciones isotópicas. Las piroxenitas tipo-A (de textura alotriomórfica), tienen composiciones químicas e isotópicas consistentes con procesos de cristalización fraccionada a partir de las basanitas de Camargo, de 2 Ma. Y las piroxenitas tipo-E (de texturas equigranulares), y composiciones isotópicas y de elementos traza consistentes con cristalización

fraccionada a partir de los basaltos del Cenozoico medio, que afloran en los alrededores de La Olivina. El trabajo más reciente acerca del CVC es el de Smith (1993), que se enfoca principalmente a las rocas del Terciario medio que están expuestas en la Sierra Agua de Mayo, en la parte norte del CVC; este estudio es eminentemente geoquímico y en él se analiza la petrogénesis de las rocas volcánicas del Terciario medio, también se presenta un mapa de distribución de los volcanes alcalinos del Terciario tardío/Cuaternario (?) que en lugares sugiere un control estructural en el magmatismo.

b.- Campo Volcánico de San Quintín

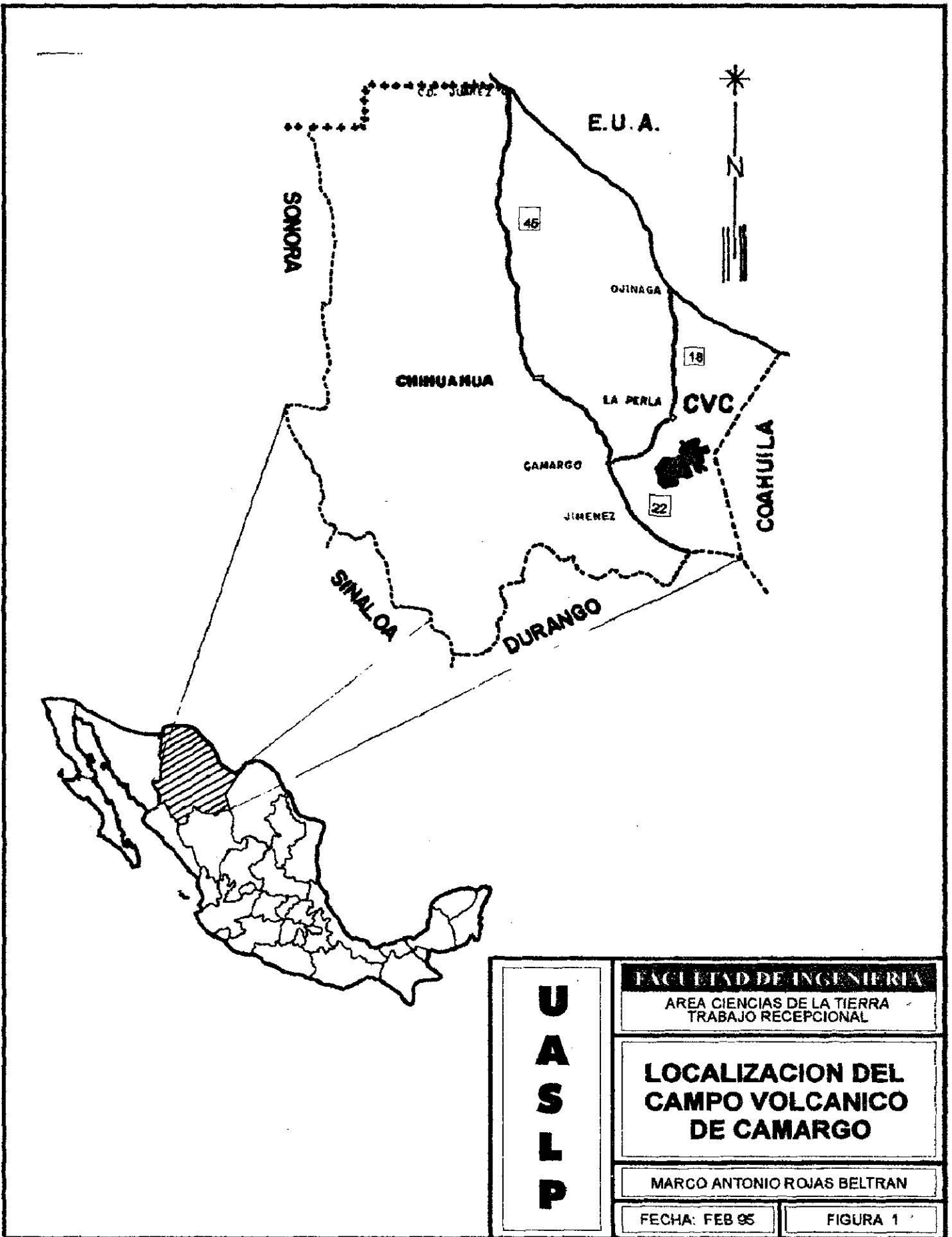
Woodford (1928), fue el primero que realizó un trabajo de reconocimiento sobre la geología y la petrografía de la zona de San Quintín, y es quien formalmente lo reconoce como el Campo Volcánico de San Quintín. Gastil y coautores (1975) elaboraron un trabajo muy completo referente a la geología regional del Estado de Baja California. Ahí se menciona al CVSQ como un representante del volcanismo cuaternario que tuvo lugar en la Península. Basu (1977) trabajó en las texturas de los xenolitos del manto y los dividió en cuatro tipos en base a la variación de los grados de deformación. También discutió los posibles mecanismos de deformación que produjeron las fábricas y texturas observadas en los xenolitos. En 1979, Basu realizó un estudio de geoquímica isotópica de los xenolitos de San Quintín, concluyendo que las lherzolitas del manto tienen una edad teórica de 3,200 Ma. Rebollar y colaboradores (1982), estudiaron una serie de eventos sísmicos que sucedieron en la región de San Quintín en 1975, y mencionan la posibilidad de la existencia de una falla transcurrente vertical, paralela a la costa en la dirección N40°W. Rogers y coautores (1985), presentan datos acerca de las rocas volcánicas del Holoceno en varias localidades de la Península, en donde muestran que el volcanismo posterior a la subducción (?) o al cese de actividad de la dorsal, tiene una geoquímica característica, de andesitas con alto contenido de magnesio a las que denominan "bajaítas". Este tipo especial de volcanismo común en el resto de la Península difiere del de San Quintín. Saunders y colaboradores (1987),

proponen que las series de las "bajañas" se produjeron en condiciones físico-químicas inusuales, que operaron durante la subducción de litosfera oceánica joven o por la subducción de una dorsal. Storey y coautores (1989), mencionan que San Quintín y las provincias volcánicas al norte, están sobre una "ventana sin placa", mientras que abajo de los campos volcánicos inmediatamente al sur, se preservan vestigios de una litosfera oceánica; concluyen que esto puede actuar como una barrera para el ascenso de magmas desde la astenosfera. Espinosa-Cardena y colaboradores (1991), realizaron un estudio gravimétrico del Valle de San Quintín con fines geohidrológicos, y obtuvieron un mapa de anomalías gravimétricas y de profundidades al basamento. Este basamento es metavolcánico y está cubierto por un paquete de sedimentos no consolidados que se engruesan hacia el SW, formando un monoclinial con rumbo N30°W, que coincide con un lineamiento formado por tres volcanes de San Quintín. Espinosa-Cardena y Romo-Jones (1993), confirman las estimaciones hechas anteriormente por Espinosa-Cardena y colaboradores (1991), además de complementar el estudio con datos magnéticos, concluyen que la actividad volcánica del CVSQ, jugó un papel importante en la configuración estructural del valle, al provocar un levantamiento local del basamento en la parte occidental. Medina y Mora (1993) proponen que las lavas del CVSQ son del tipo "basaltos de isla oceánica" y sugieren que su origen está relacionado a un punto caliente. Luhr y colaboradores (1994), elaboraron un trabajo muy completo acerca de la geología, petrología y geoquímica del CVSQ.

LOCALIZACION

En este trabajo de tesis se hace mención a dos zonas geográficamente distantes entre sí: el Campo Volcánico de Camargo y el Campo Volcánico de San Quintín.

El CVC está localizado en la región oriental del municipio de Camargo, cerca del límite con Coahuila (Figura 1). El CVC está ubicado en un área limitada por los paralelos 27° 27' y 28° 03' de latitud Norte y los meridianos 104° 00' y 104° 40' longitud Oeste.



El CVSQ se encuentra en la costa occidental del Estado de Baja California (Figura 2), en el municipio de Ensenada, los volcanes están distribuidos dentro de un área delimitada por las coordenadas:

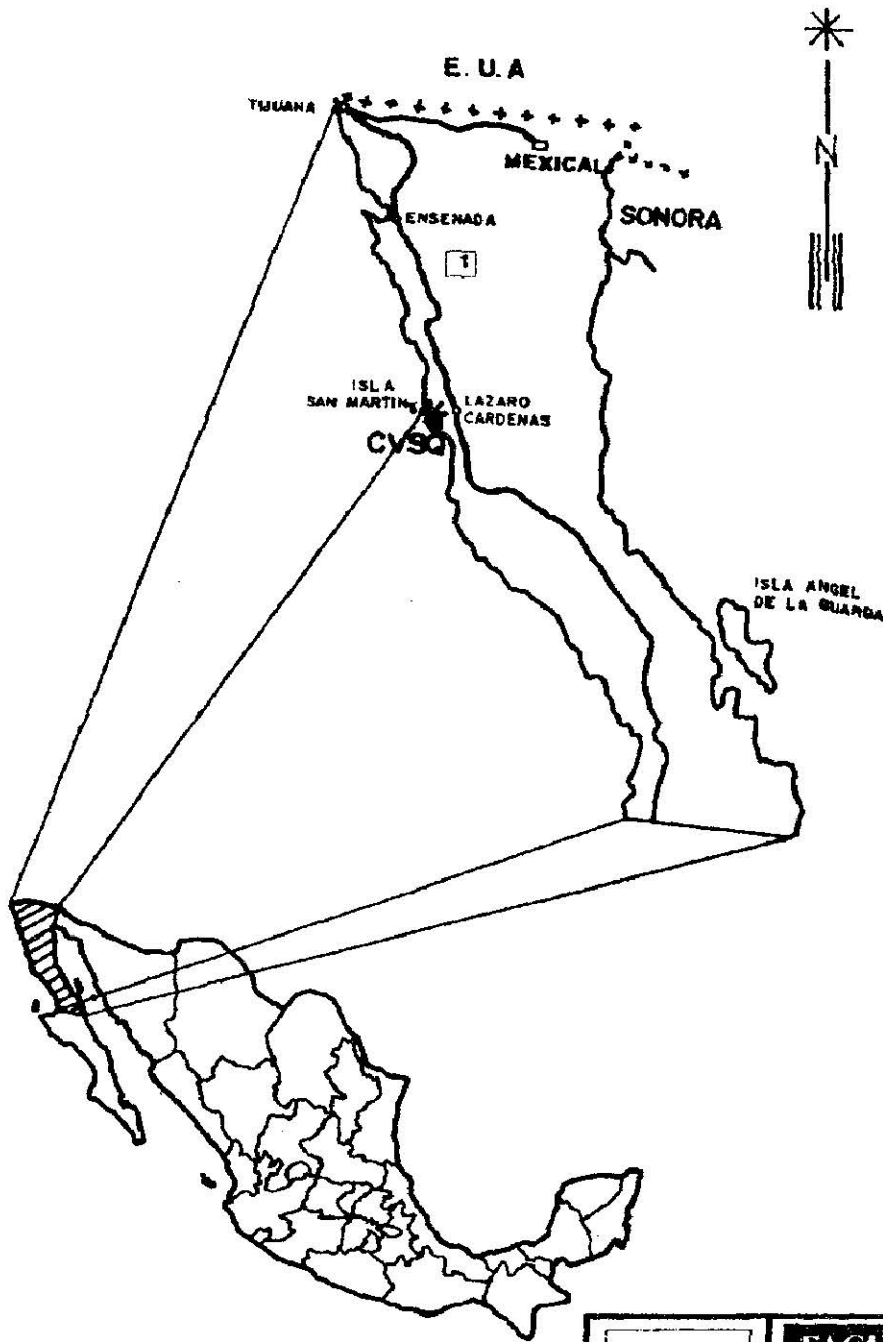
30°21' y 30°34' de latitud Norte.

115°57' y 116°03' de longitud Oeste.

VIAS DE ACCESO

Partiendo de Ciudad Camargo, Chih., el acceso al CVC es siguiendo durante un tramo de 10 km la carretera estatal No. 22, que va a Ciudad Jiménez, hasta llegar al entronque con la carretera estatal No. 18, que va a Ojinaga. En el kilómetro 54 de esta última, en el entronque de San Fernando, parte rumbo al oriente, un camino de terracería, transitable todo el año, que comunica con la unidad minera de Hércules, en Coahuila. A partir del kilómetro 30 de esta terracería se ramifican varios caminos hacia el Sur, que atraviesan al CVC en su porción septentrional. Existe otro acceso al CVC por la parte meridional. De Camargo se sigue la carretera estatal No. 22, durante un recorrido de 28 km y en el entronque San José, se toma el camino de terracería al oriente, que es transitable todo el año y que conduce al rancho Las Pampas, ubicado a 27 km de la carretera pavimentada. A partir de este rancho hay varios caminos que llegan al CVC por la parte sur.

El acceso al CVSQ, a partir de la ciudad de Ensenada, es por la carretera federal No. 1, también conocida como "Transpeninsular", hacia La Paz BCS, durante un recorrido de 175 km hasta la población de Lázaro Cárdenas, en donde se toma una desviación al Oeste, hacia Bahía Falsa. Al llegar al poblado de Chapala, el camino se bifurca y el ramal principal va a Bahía Falsa y a la porción central y meridional del CVSQ, el ramal secundario comunica con los volcanes de la zona norte.



| | | |
|----------------------------------|--|----------|
| U A S L P | FACULTAD DE INGENIERIA | |
| | AREA CIENCIAS DE LA TIERRA TRABAJO RECEPCIONAL | |
| | LOCALIZACION DEL CAMPO VOLCANICO DE SAN QUINTIN | |
| | MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN | |
| | FECHA: FEB 95 | FIGURA 2 |

CLIMA

Según la clasificación de Koeppen, modificada por García (1988), el clima en el CVC corresponde a los tipos BWhw, BWkw y BSKw, que son, respectivamente, muy seco-semicálido, muy seco-templado y seco-templado, con lluvias en verano, con una precipitación total anual entre 200 y 400 mm, y temperatura media anual entre 16° y 20° C.

El clima en el CVSQ, siguiendo la misma clasificación, es BWks, muy seco-templado, con lluvias en verano-invierno y escasas todo el año, con una precipitación total anual entre 100 y 200 mm y temperatura media anual entre 14° y 16° C.

FISIOGRAFIA

El CVC se encuentra en la Provincia Fisiográfica de Cuencas y Sierras (Raisz, 1964), que se caracteriza por la alternancia de valles rellenos de sedimentos, controlados por fosas tectónicas, que tienen una elevación promedio de 1,200 m y sierras, que generalmente coinciden con pilares tectónicos. Las geoformas, usualmente son alargadas en dirección NNW. Las sierras de la parte occidental del Estado están formadas principalmente por rocas ígneas, pero cerca del Río Bravo son sedimentos cretácicos plegados, correspondientes a la secuencia de la Sierra Madre Oriental.

La zona de estudio se localiza cerca del "Bolsón de Mapimí", que se extiende desde Coahuila y Durango hasta Chihuahua. Los elementos orográficos principales en la región son la Sierra El Diablo, que se eleva hasta 2,100 msnm en la porción sur del CVC, y la Sierra Encinillas (2,080 msnm), ubicada hacia la parte norte del CVC.

El CVSQ, de acuerdo con Raisz (1964), se encuentra en la Provincia Fisiográfica de Baja California, que define como: "un bloque fallado y basculado de cerca de 1,600 km de largo y de 50 a 100 km de ancho, en donde las montañas llegan a alcanzar una altura de 3,000 msnm en la parte norte y disminuyen gradualmente hasta 600 msnm al norte de La Paz. Las rocas de la región norte son principalmente granitos. Al sur de

Calmelli, las rocas son predominantemente lavas que yacen subhorizontalmente y sedimentos clásticos. La red hidrográfica muestra intensa ramificación de tributarios. Las fosas tectónicas rellenas de sedimentos detríticos son comunes y muchas tienen volcanes dentro de ellas".

En la zona del CVSQ, se presentan geoformas de lomerío tendido, barra de arena y llanura costera. Asimismo, son notorias las terrazas marinas, siendo la más notable el "Escarpe Cantú" (INEGI, hojas Lázaro Cárdenas, 1974 y Venustiano Carranza, 1988).

III.- EL VOLCANISMO ALCALINO DEL CENOZOICO TARDIO EN MEXICO

La actividad magmática cuaternaria en la región septentrional de México, está dominada por campos volcánicos íntimamente ligados con sistemas tensionales en el interior de la placa continental o con la creación de fondo oceánico en el Golfo de California. Su composición es predominantemente basáltica a intermedia y su carácter es alcalino en la región intraplaca, o toleítico en la depresión del Golfo (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Los centros basálticos alcalinos mejor estudiados en México, se localizan en las regiones de San Quintín, B.C. (Woodford, 1928; Gastil *et al.*, 1975; Basu, 1977, 1979; Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; Cabanes y Mercier, 1988; Storey *et al.*, 1989; Luhr *et al.*, 1994), El Pinacate, Son. (Gutmann, 1976; Lutz *et al.*, 1989) y Moctezuma, Son. (Paz-Moreno, 1985).

Existen otros lugares en el norte de México en donde también hay campos de basalto alcalino como en el Valle del Guadiana, Dgo. (Albritton, 1958; Aranda-Gómez *et al.*, 1990, 1992; Smith, 1989; Pool *et al.*, 1990; Pool, 1990; Pier *et al.*, 1992; Aranda-Gómez y Henry, 1992), la Mesa de Cacaxta, Sin. (Henry y Fredrikson, 1987; Smith, 1989; Aranda-Gómez y Luhr, 1990), Camargo, Chih. (Nimz *et al.*, 1986, 1993; Cameron *et al.*, 1989, 1992a; Smith, 1993). Y un gran número de centros volcánicos pequeños, distribuidos en regiones extensas, principalmente en los estados de San Luis Potosí y Zacatecas (Labarthe-Hernández, 1978; Aranda-Gómez, 1982, 1993; Pier, 1989; Luhr *et al.*, 1989, 1990; Pier *et al.*, 1990; Pool, 1990; Aranda-Gómez *et al.*, 1987, 1993a, 1993b; Aranda-Gómez y Luhr, 1993), y en menor proporción en Coahuila, Tamaulipas y Guanajuato (Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; Aranda-Gómez y Luhr, 1990).

En su síntesis acerca de la actividad magmática en México, Demant y Robin (1975), propusieron cuatro provincias con base en la distribución geográfica, edad y composición química dominantes de las rocas volcánicas. En dicho trabajo es evidente

que durante el Cuaternario ocurrió volcanismo alcalino en las provincias de Baja California, Sierra Madre Occidental y en la Provincia Oriental (véase tabla III en Demant y Robin, 1975), independientemente de los límites propuestos por los autores y que en realidad en el centro y norte de México no hay un área completamente desprovista de volcanes cuaternarios alcalinos.

PRINCIPALES LOCALIDADES DE BASALTOS ALCALINOS

SAN QUINTIN, B.C.

Luhr y colaboradores (1994), estudiaron el Campo Volcánico de San Quintín. Como se señaló antes, este campo es excepcional en la Península, ya que es la única localidad conocida con xenolitos de granulita y peridotita. Consiste de diez conjuntos volcánicos, nueve de los cuales están sobre la Península y el otro es la isla San Martín. Las edades de dos muestras de lava, establecidas por el método de Ar^{40} - Ar^{39} , son de 126,000 años y 90,000 años. Relaciones de campo sugieren que existen volcanes aún más jóvenes en San Quintín. En el CVSQ hay dos tendencias estructurales que se expresan por el alineamiento de los conductos volcánicos (N-S y NW-SE) y que son subparalelos a los elementos tectónicos en el occidente de Baja California y a los abundantes escarpes de falla en el oriente de la Península, que están relacionados a la extensión en el Golfo de California. En general, las lavas de este campo contienen nefelina normativa y algunas muestras provenientes del Monte Mazo tienen hiperstena en la norma. Aproximadamente el 80% de los xenolitos ultramáficos en San Quintín son lherzolitas de espinela, el resto son harzburgitas, dunitas y piroxenitas. Los estudios geoquímicos y petrológicos realizados en los xenolitos de este campo fueron enfocados a las rocas ultramáficas. En contraste, los xenolitos de granulita feldespática, provenientes de la base de la corteza, no han recibido ninguna atención hasta ahora.

EL PINACATE, SON.

La región del Pinacate, que se encuentra en la parte norte del Estado de Sonora, fue descrita por Gutmann (1976). Este campo volcánico cubre área de 2,000 km² y está formado por más de 300 conos de arena volcánica y extensos flujos de lava. La composición de las rocas varía de basaltos alcalinos a hawaiitas. El Pinacate yace sobre un terreno con fallamiento en bloques de tendencia NW-SE. La morfología está dominada por cadenas de montañas separadas por cuencas aluviales (Provincia de Cuencas y Sierras). Lutz y colaboradores (1989), realizaron un estudio estadístico de la alineación de los conductos volcánicos en este campo y encontraron que aunque aparentemente están orientados al azar, hay un control estructural en los conductos que oscila de N-S a N20°E y un control direccional en el área que ocupan las lavas, formando un campo elongado de dirección N-S. Estos autores postularon que los alineamientos pueden reflejar rasgos tectónicos asociados al origen de estas lavas.

MOCTEZUMA, SON.

La región de Moctezuma, ubicada en la parte central de Sonora, está constituida por mesetas de lava amplias y conos pequeños, todos de composición basáltica. Cubre superficie de aproximadamente 300 km². La orientación de las sierras en la región es N-S, y están flanqueadas por valles intermontanos amplios. Los límites entre los valles y las sierras, generalmente, son fallas normales con orientación N-S a NW-SE, este fallamiento se atribuye a la extensión asociada a la Provincia Tectono-magmática de Cuencas y Sierras. La edad de este campo no se ha establecido por métodos radiométricos, pero se le asigna tentativamente una edad Plio-Cuaternaria apoyado en: 1) la relación estratigráfica que guarda con la Formación Báucarit (Mioceno temprano); 2) la forma de extrusión, relacionada al régimen tectónico del Plioceno temprano, y 3) la morfología bien preservada de los conos cinerfíticos. Químicamente y petrográficamente, la composición de los basaltos es alcalina (Paz-Moreno, 1985).

MESA DE CACAXTA, SIN.

Al norte de la ciudad de Mazatlán, Sin., hay una meseta de lava pequeña, constituida por basalto cuaternario con inclusiones de lherzolita y megacristales de kaersutita y plagioclasa. En la Mesa de Cacaxta aparentemente sólo hay dos centros volcánicos, evidenciados por dos cráteres amplios y someros. La edad de este campo es de menos de 2 Ma (Henry, 1990 comun. personal.). La composición de las lavas es alcalina (Smith, 1989). El fallamiento normal del Cenozoico es evidente en las fotografías aéreas de la región, y fue documentado por Henry y Fredrikson (1987). En la región también existen fallas transcurrentes de orientación ENE, que son interpretadas como zonas de acomodo entre áreas con distintos grados de distensión. Ninguna de las fallas del área parecen afectar a la Mesa, lo que sugiere que el fallamiento puede ser más antiguo que ésta.

CAMPO VOLCANICO DE DURANGO

El Campo Volcánico de Durango (Albritton, 1958; Smith, 1989; Pool, 1990; Pool et al., 1990) se ubica en la parte central del Estado. Las mesas de lava cubren área de 2,200 km² y contiene cerca de 100 conos de arena volcánica y escoria. Las rocas son predominantemente basaltos con nefelina normativa y, en menor proporción, son basaltos con hiperstena normativa. Los xenolitos de lherzolita de espinela y de granulita feldespática, pueden ser encontrados en varios volcanes de este campo. La localidad mejor estudiada, es el conjunto de mares de La Breña y El Jagüey (Swanson, 1989; Aranda-Gómez et al., 1989b, 1990, 1992a, 1992b; Pier et al., 1992). La edad inferida del CVD es predominantemente Cuaternaria, pero en la región también hay algunos basaltos alcalinos de 12 Ma (i.e. el Basalto Metates: McDowell y Keizer, 1977) y otros calialcalinos de 30 Ma (i.e. el Basalto Caleras: McDowell y Keizer, 1977). El CVD también se localiza en la Provincia de Cuencas y Sierras, y sus lavas están cortadas por fallas normales de orientación NNW (Henry y Aranda-Gómez, 1992).

VENTURA-ESPIRITU SANTO, SANTO DOMINGO Y LOS ENCINOS, S.L.P./ZAC.

Los magmas básicos alcalinos del Terciario tardío y del Cuaternario derramados en el Estado de San Luis Potosí, forman campos volcánicos pequeños constituídos por flujos de lava, conos de arena volcánica y maares. A estas rocas se les ha dado el nombre formal de Formación Las Joyas (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982) y las edades radiométricas obtenidas oscilan entre 1.6 y 1.2 Ma. Las lavas tienen rango composicional que varía desde basaltos alcalinos de olivino hasta nefelinitas de olivino, y acarrearón xenolitos tanto de la parte superior del manto como de la base de la corteza (Pier, 1989). Con base en su edad y distribución geográfica, los volcanes cuaternarios de San Luis Potosí pueden dividirse en dos campos: Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo. Entre ambos conjuntos de volcanes existen diferencias marcadas en cuanto al ambiente geológico y al conjunto de xenolitos: el Grupo Ventura está asociado a una fosa tectónica de gran extensión (Graben de Villa de Reyes), y sus conjuntos de xenolitos carecen de minerales hidratados. El Grupo Santo Domingo parece estar asociado a una falla normal (?) de rumbo E-W que desplaza a las estructuras principales del área y en sus conjuntos de xenolitos se encuentra, invariablemente, hornblenda rica en titanio (kaersutita) y, rara vez, flogopita. Ambos campos volcánicos se localizan en el extremo meridional de la Provincia de Cuencas y Sierras (Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992).

El Campo Volcánico de Los Encinos, está formado por cuellos volcánicos y vestigios de mesetas de lava. Este campo volcánico fue formado durante el Mioceno ($\approx 10-12$ Ma, Luhr *et al.*, 1990), y cubre la porción nor-occidental de San Luis Potosí y parte de Zacatecas. En el área, además de los basaltos alcalinos, también afloran andesitas de dos-piroxenos, con hiperstena y cuarzo normativos, de naturaleza calcialcalina, pero éstas son del Oligoceno temprano (≈ 40 Ma) y carecen de inclusiones. Las lavas con inclusiones son basaltos alcalinos con nefelina normativa y basanitas, que están notoriamente libres de peridotitas del manto y sólo contienen pequeños xenolitos

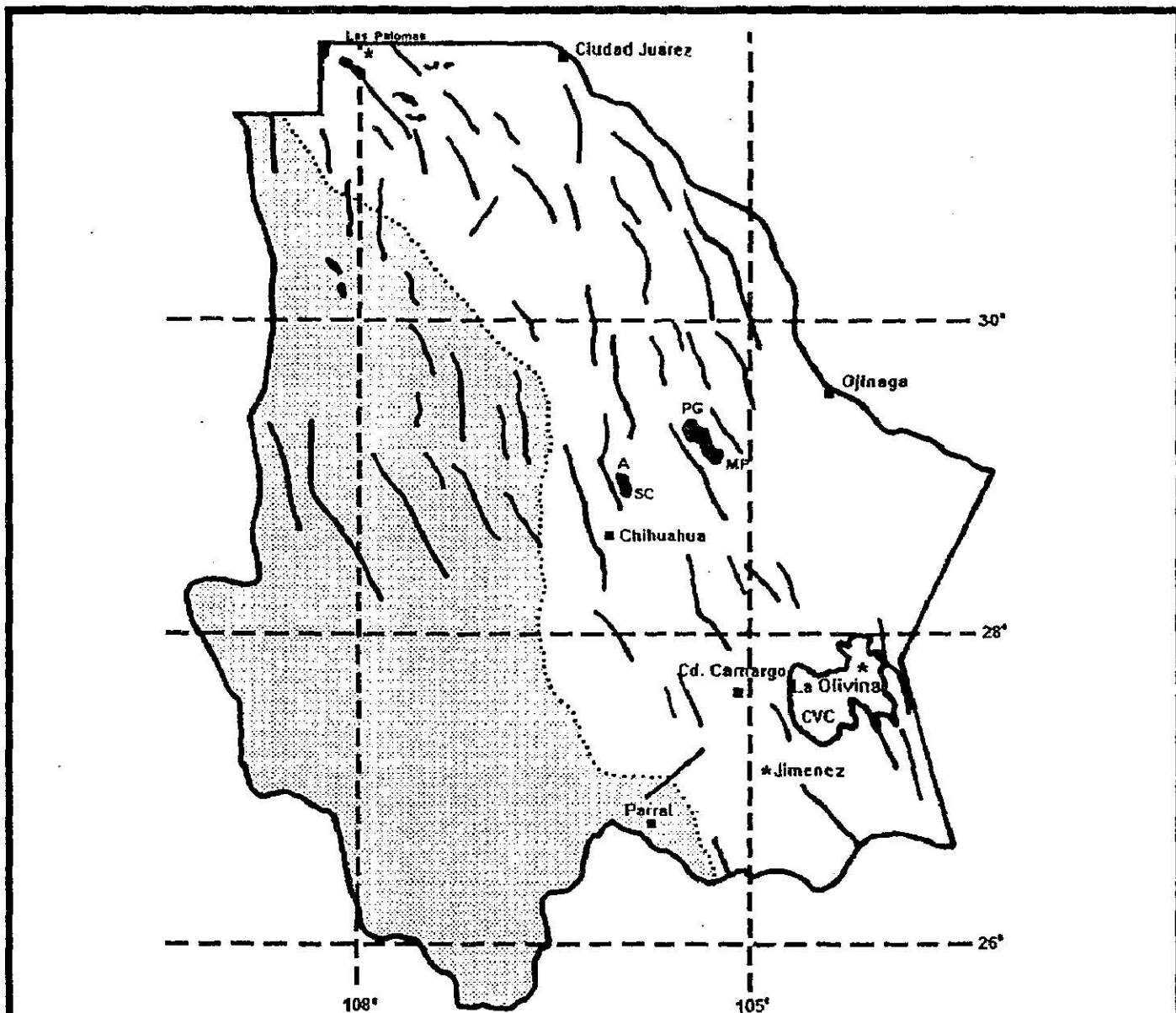
de granulitas feldespáticas de la corteza inferior y una serie compleja de megacristales que incluyen: clinopiroxeno, plagioclasa, anortoclasa, anfíbol, magnetita y apatito (Luhr *et al.*, 1990). Estas rocas, son similares a los basaltos alcalinos de Rodeo, Dgo. (≈ 24 Ma), y al Basalto Metates (≈ 12 Ma), que también contienen megacristales y xenolitos de granulita feldespática, interpretados como provenientes de la base de la corteza (McDowell y Keizer, 1977; Aguirre-Díaz y McDowell, 1991 y 1993).

IV.- EL ENTORNO GEOLOGICO REGIONAL DEL ORIENTE DE CHIHUAHUA

El CVC se localiza en la Provincia Geológica del Cinturón Orogénico Chihuahuense (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992) y dentro de la Provincia Fisiográfica de Cuencas y Sierras (Raisz, 1964), que en la región consiste de una alternancia de pilares y fosas tectónicas de orientación NW-SE. Camargo se ubica al sur de la fosa tectónica de Río Grande, una estructura tensional importante, que ha sido bien caracterizada en los Estados Unidos y que al llegar a Chihuahua parece perder su identidad y unirse a la Provincia de Cuencas y Sierras.

En la porción occidental de Chihuahua está expuesta una gruesa secuencia de rocas volcánicas del Terciario medio, que forman parte de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental (Figura 3), la cual ha sido descrita como la "provincia ignimbrítica más extensa del mundo" (McDowell y Clabaugh, 1979). Hacia la porción central y oriental del Estado afloran rocas sedimentarias marinas, principalmente del Mesozoico, y la cubierta volcánica del Terciario medio sólo aparece de manera discontinua, sepultando parcialmente a los sedimentos marinos. Diseminados a través de Chihuahua, existen campos volcánicos constituidos por rocas basálticas (*sensu lato*) a los que se han atribuido edades neógenas o cuaternarias (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Nimz *et al.*, 1986, 1993; Cameron *et al.*, 1989) y en los que al menos en dos campos se han encontrado xenolitos del manto y de la base de la corteza (i.e. Las Palomas y La Olivina: Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987, Figura 3). Al norte de la frontera, adentro de la fosa tectónica de Río Grande existen varias localidades con xenolitos, como el Maar de Potrillo, Kilbourne Hole y Elephant Butte (Menzies *et al.*, 1987).

Aunque de poca extensión, pero geológicamente muy significativos, en Chihuahua hay varios afloramientos de rocas precámbricas y paleozoicas. Las rocas



EXPLICACION

- Afloramientos de rocas precámbricas y paleozoicas.
- Localidades con xenolitos.
- Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental.
- Fallas extensionales del Cenozoico tardío.
- Campo Volcánico de Camargo.
- Ciudades

Modificado de Morán-Zenteno, 1990; Aranda-Gómez y Ortega Gutiérrez, 1987; y Stewart, 1979.

| | | |
|-----------------------|---|--|
| U A S L P | FACULTAD DE INGENIERIA | |
| | AREA CIENCIAS DE LA TIERRA TRABAJO RECEPCIONAL | |
| | GEOLOGIA REGIONAL DEL ESTADO DE CHIHUAHUA | |
| | MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN | |
| FECHA: FEB. 95 | FIGURA 3 | |

precámbricas están expuestas en la región de Placer de Guadalupe (PG) y en la Sierra del Cuervo (SC), en la zona central y septentrional del Estado respectivamente (Figura 3), y son rocas metamórficas en facies de anfibolita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992). Los principales afloramientos paleozoicos los forman las secuencias expuestas en las áreas de la Mina Plomosas (MP) -calizas-, al noreste de la ciudad de Chihuahua, en Aldama (A) -limolitas- al norte del Estado, y en otras localidades de la porción noroeste del Estado (Figura 3) en donde aparecen secuencias de calizas y dolomías de plataforma (Morán-Zenteno, 1984, p. 33).

A excepción de partes de Sonora, los afloramientos de rocas paleozoicas y precámbricas son notablemente escasos en el centro y norte de México. Es por esto que los xenolitos corticales son de gran importancia para tratar de reconstruir la historia geológica pre-mesozoica de nuestro país y del borde meridional del Cratón de Norteamérica (Ruiz *et al.*, 1988). Por otro lado, los xenolitos son muestras de rocas que registraron, de manera directa, los efectos de los intensos eventos tectono-magmáticos cenozoicos (i.e. el magmatismo de la Sierra Madre Occidental, la extensión y el volcanismo asociado a Cuencas y Sierras) que experimentó dicha región.

Las principales litologías en el conjunto de xenolitos corticales de La Olivina son granulitas feldespáticas de carácter máfico, con algunos paragneises y ortogneises (i.e. granulitas de origen sedimentario e ígneo respectivamente) de composición intermedia a silícica. En función de sus edades, los xenolitos de La Olivina pueden separarse en dos grandes grupos: pre-cenozoicos y del Terciario medio al Cuaternario. La mayoría de las inclusiones pre-cenozoicas son ortogneises (de aproximadamente 350 Ma) interpretados como derivados de rocas intrusivas sin- o postectónicas con la Orogenia Ouachita del Paleozoico tardío. Dentro de este mismo grupo de inclusiones, existen xenolitos precámbricos (1460 Ma) que se considera representan a la corteza que se formó en ese período y que muestran rasgos de haber sido deformados en la Orogenia Grenville (≈ 1100 Ma), y paragneises que posiblemente fueron formados en el Carbonífero, a partir

de lutitas que se depositaron en una cuenca que separaba al Cratón Norteamericano y la fuente de origen de los sedimentos, posiblemente ubicada al sur (Terreno Coahuila (?), Cameron y Jones, 1993). Los xenolitos cenozoicos son principalmente piroxenitas con edades radiométricas de 0 a 20 Ma. Estos se cree que reflejan temperaturas muy altas de facies de granulita, que son comunes en la corteza profunda de México en regiones de volcanismo Plioceno-Pleistoceno (Rudnick y Cameron, 1991).

GEOLOGIA HISTORICA DE LA REGION

Stewart y colaboradores (1988), sugieren que en el Precámbrico tardío se formó una zona de apertura en el borde meridional del Cratón Norteamericano; este margen atraviesa Chihuahua, pero su posición exacta es incierta. Coney y Campa (1987) lo ubican a pocos kilómetros al norte de La Olivina, mientras que Stewart y coautores (1988), creen que se localiza a la misma latitud que La Olivina. Handschy y colaboradores (1987), sugieren que se encuentra aproximadamente 100 km al este de La Olivina.

Las rocas paleozoicas de la localidad de Placer de Guadalupe representan en su mayoría un ambiente de plataforma somera (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992), que parece similar a las facies desarrolladas sobre el Cratón Norteamericano. La desaparición súbita del Cinturón Ouachita, en la frontera EUA-México, hace suponer que éste puede continuar por debajo de la cubierta Mesozoica y Cenozoica que cubre casi totalmente al Estado de Chihuahua, pero su posición exacta es desconocida. La deformación orogénica del Cinturón Ouachita, que sucedió durante el Missisípico y el Pensilvánico, y el fallamiento normal en la porción meridional del Cratón Norteamericano, fueron seguidos por un período prolongado de emersión (Pérmico-Jurásico medio) durante el cual se acumularon capas rojas asociadas a fallamiento normal intenso.

A partir del Jurásico tardío hasta el Paleoceno temprano, la porción oriental de Chihuahua actuó como una cuenca marina. Este fenómeno sucedió como consecuencia

de una transgresión iniciada en el Jurásico (De Ford, 1969); esta área ha sido denominada paleogeográficamente como "Cuenca de Chihuahua", la cual estuvo delimitada al NE por la Plataforma del Diablo, al W por la Plataforma o Península de Aldama y al E por la Isla de Coahuila (González, 1976). La primera etapa de sedimentación marina en la cuenca fue acompañada por fallamiento normal. Estas fallas continuaron activas durante el Kimeridgiano, permitiendo que algunos bloques permanecieran levantados durante ese tiempo. El fallamiento cesó en el Titoniano, sufriendo entonces la cuenca un hundimiento general, que acentuó la transgresión marina, lo que fue acompañado por el depósito de sedimentos calcáreo-arcillosos. Hacia la porción oriental de la cuenca, se formaron localmente ambientes someros con circulación muy restringida, y se acumularon evaporitas interstratificadas con sedimentos terrígenos finos (Araujo-Mendieta *et al.*, 1986).

Durante el Neocomiano la sedimentación marina continuó en la Cuenca de Chihuahua, sobre todo con depósitos de caliza. Hacia el Neocomiano tardío o Aptiano temprano, los mares iniciaron una transgresión muy importante, y en la Cuenca de Chihuahua se acumuló una secuencia calcárea de espesor considerable. Las condiciones de sedimentación variaron durante el Cretácico tardío y entonces predominó la sedimentación clástica, con acumulación de lutitas, limolitas, areniscas y finalmente conglomerados, que se cree marcan el inicio del levantamiento y de la actividad volcánica del occidente de México. Durante ese lapso también se formó un sistema deltaico que avanzó hacia el oriente (González, 1976).

Durante todo el Cenozoico, la región de Chihuahua evolucionó como una zona emergida que fue parcialmente cubierta, sobre todo en la porción occidental, por emisiones ignimbríticas calcialcalinas del Oligoceno. McDowell y Clabaugh (1979), señalan que las rocas volcánicas del oriente de Chihuahua tienen diferencias químicas con las del occidente del Estado y constituyen una provincia intermedia entre las series calcialcalinas de la Sierra Madre Occidental y las series alcalinas de la Provincia de

Trans-Pecos en Texas y la Provincia Alcalina del Golfo (Demant y Robin, 1975). La tectónica de distensión del Terciario y del Cuaternario, que posiblemente comenzó inmediatamente después del paroxismo ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental (~32-28 Ma), originó la formación de pilares y fosas tectónicas, así como la acumulación de espesores importantes de sedimentos continentales (Morán-Zenteno, 1984, p.34). Localmente, en áreas aisladas, hubo volcanismo alcalino.

Las rocas alcalinas de 12 a 24 Ma reportadas por Smith (1993), al sur de la Sierra Agua Chile son similares en edad y composición a los basaltos alcalinos que afloran en la región de Nazas-Rodeo (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991 y 1993), los cuales estuvieron claramente asociados a fallamiento activo. Finalmente, es incierto si algunos de los afloramientos de rocas volcánicas máficas, cartografiadas por Detenal (Hoja Chihuahua escala 1: 1,000,000) y por Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1992) como neógenas, sean química y cronológicamente equivalentes a los basaltos alcalinos de 12 Ma de Metates y Los Encinos.

En Chihuahua, al igual que en otros lugares de México, las rocas portadoras de lherzolitas del manto, fechadas en 1.8 Ma por Nimz y colaboradores (1986), son posteriores a los basaltos alcalinos (de 24 a 12 Ma), con megacristales y granulitas feldespáticas, provenientes de la base de la corteza. Sin embargo, estas lavas miocénicas carecen de inclusiones derivadas del manto superior (i.e. lherzolitas de espinela).

V.- PETROGRAFIA Y PETROLOGIA DE LAS ROCAS VOLCANICAS DE CAMARGO Y SAN QUINTIN

CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO GEOLOGIA LOCAL

Introducción

La zona de estudio se caracteriza por extensos y gruesos derrames de lavas y rocas piroclásticas, que varían en composición de riolitas a basaltos, y en edad de 40 a 2 Ma (Smith, 1993). Los afloramientos de rocas volcánicas se concentran en las sierras Agua Chile, Agua de Mayo, Guadalupe, Honorato y La Cosquillosa. Estas sierras se encuentran circundadas por extensas llanuras (bolsones), constituídas por sedimentos continentales. En la parte sureste del área de estudio afloran rocas sedimentarias marinas en las sierras de San Francisco y del Diablo. Los derrames de basalto, tema central de esta investigación, forman una extensa meseta disectada por una zona de falla de orientación aproximada N20°W a N30°W. El arreglo de las fallas normales cenozoicas en el CVC sugiere la existencia de un graben (Lámina 1) en su parte central.

En el transcurso de esta investigación, no se realizó ningún tipo de estudio sobre las rocas volcánicas terciarias y toda la información que aquí se asienta acerca de ellas se tomó del trabajo de Smith (1993). La razón por la que se seleccionó a esta porción del CVC para iniciar su estudio sistemático, es que en esta zona se conocían dos localidades con inclusiones del manto y de la base de la corteza, (i.e. La Olivina: Nimz *et al.*, 1986, 1993; Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987; Cameron *et al.*, 1989, 1992a; y La Mina: Cameron, 1994, comun. personal). Además, esta es la única parte del CVC (Lámina 2) en donde han sido fechados los basaltos por el método de K-Ar, encontrándoseles edad de 1.75-2.0 Ma (Nimz *et al.*, 1986).

Rocas volcánicas terciarias

Las rocas ígneas del Terciario medio que rodean y/o subyacen (?) a los basaltos del CVC, consisten de dos series volcánicas con características geoquímicas distintas que varían de andesitas a riolitas y a las que, en conjunto, Smith (1993) denominó informalmente como el Grupo Volcánico del Cenozoico Medio de Agua de Mayo (GVCAM). En la región, además de las dos series del GVCAM se reconocieron otras unidades cartográficas de origen volcánico que aparentemente no tienen relación genética directa con el GVCAM. La secuencia volcánica terciaria está expuesta en bloques limitados por fallas normales con dirección N-NW. La nomenclatura que empleó Smith (1993) para clasificar las rocas, se basa en el contenido de SiO₂, empleando los límites propuestos por Cox y colaboradores (1979), y es como sigue: *basalto* < 52% de SiO₂ en peso; *andesita basáltica* de 52 a 55%; *andesita* de 55 a 63%; *dacita* de 63 a 68%; *riodacita* de 68 a 70% y *riolita* > 70%.

La unidad volcánica más antigua en la zona de estudio, es un depósito piroclástico riodacítico denominado Toba El Diablo. Esta toba tiene edad radiométrica (K-Ar) de aproximadamente 40 Ma y está expuesta en la base de la Sierra Agua de Mayo. La toba contiene abundantes fragmentos accidentales de caliza, algunos de los cuales alcanzan los 2 m de longitud, lo que sugiere que su fuente de origen se encuentra cercana a los afloramientos. La Toba El Diablo contiene fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, óxidos de Fe-Ti y apatito en una matriz desvitrificada, café a roja. Smith (1993) no la considera como parte del GVCAM por su edad y composición geoquímica diferentes a las otras rocas volcánicas de la zona.

Sobre la Toba El Diablo descansa una serie de rocas volcánicas constituida por lavas andesíticas, dacíticas y riodacíticas que forman un grupo química e isotópicamente coherente al que Smith se refiere como el *conjunto de bajo itrio* (Y). Una muestra fue fechada (K-Ar) en 35 Ma. Entre las rocas más importantes de este conjunto están unas andesitas melanocráticas, que afloran al oeste de la Sierra Agua Chile, las andesitas y

dacitas de las sierras Honorato y Guadalupe y una riodacita vífrica de la región de Epigmenia. Todas las lavas de este conjunto contienen fenocristales de plagioclasa, \pm apatito y óxidos de Fe-Ti. La mayoría de las lavas del conjunto contienen dos piroxenos, excepto una dacita y una riolita perlítica que afloran en las sierras de Honorato y Guadalupe, las cuales tienen horblenda, y la riodacita vífrica que aflora en la Sierra Epigmenia, que tiene biotita.

Sobreyaciendo al conjunto de bajo itrio, se encuentra un paquete de lavas y tobas, con *alto contenido de itrio*. Entre las rocas más importantes de este paquete están dos secuencias de dacitas y andesitas porfiríticas que afloran en la Sierra Agua de Mayo, y dos tobas con alto contenido de sílice, expuestas, una en la Sierra Agua Chile y otra en las sierras de Honorato y Guadalupe. Aparentemente el conjunto de alto itrio fue extruído en un intervalo de tiempo muy corto, porque seis muestras escogidas para fechamiento a través de la columna estratigráfica, tienen edades radiométricas entre 31-32 Ma. Las lavas contienen típicamente fenocristales de plagioclasa, dos piroxenos, apatito y óxidos de Fe-Ti, mientras que las tobas contienen sanidino, plagioclasa en menor proporción, horblenda, apatito y óxidos de Fe-Ti.

De las 21 unidades terciarias cartografiadas por Smith (1993), sólo dos son basaltos, pero por sus características químicas se cree que no están relacionadas entre sí, ni tampoco con los basaltos alcalinos plio-cuaternarios del CVC. Una de las muestras estudiadas es el Basalto El Espejo. Esta unidad está expuesta como un flujo delgado al sur de la Sierra Agua Chile y tiene edad radiométrica de aproximadamente 31 Ma. Este basalto contiene olivino abundante y óxidos de Fe-Ti en matriz compuesta de microlitos de plagioclasa. El Basalto El Espejo tiene afinidad geoquímica con el *grupo de alto itrio*.

La otra muestra de basalto fue colectada en un borde congelado (*chilled margin*), de grano fino, cerca de la base de un placolito máfico. Esta muestra tiene textura subofítica y contiene fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno titanífero. Esta

roca es químicamente similar a los basaltos alcalinos de 22 Ma, descritos por Aguirre-Díaz y McDowell (1993), y que están expuestos en la región de Nazas-Rodeo, en el Estado de Durango. Por su composición química, radicalmente distinta a las rocas oligocénicas, esta unidad no es considerada como parte del GVCAM, y probablemente está más relacionada al volcanismo alcalino intraplaca asociado al fallamiento normal del Mioceno.

Durante el último periodo de actividad magmática (~2 Ma) en el área fue extruida la Basanita Camargo (Nimz *et al.*, 1986), que constituye lo que aquí llamamos el CVC. Sobre estas rocas se detallarán sus relaciones de campo y sus características petrográficas.

RELACIONES DE CAMPO DE LA BASANITA CAMARGO

Las mesas de lava cubren aproximadamente 2,000 km² y están constituidas por un número no determinado de derrames delgados (< 5 m) de lava que se traslapan de manera compleja. En general, no se puede identificar claramente el conducto por el que fue expulsado cada derrame. Durante la fotointerpretación de un área que cubre la totalidad del CVC, se identificaron 305 volcanes, de los cuales el 98% son conos cineríticos y, el restante 2%, aparentemente, son maares. De acuerdo con el trabajo desarrollado en colaboración con Noyola-Medrano (1995), el diámetro de la base de los conos varía de 40 a 1,505 m con media de 555 m; la altura varía de 5 a 125 m con valor medio de 76 m y volumen promedio estimado en 0.00716 km³. De acuerdo con su morfología, los conos se pueden dividir en tres grupos: a) conos que aún preservan cráteres, con pendientes en sus flancos de 14° a 24°; b) con o sin cráter, que se presentan como colinas bajas que culminan en forma de vértice o cimas arredondadas; sus flancos, generalmente, son simétricos, con pendientes entre 8° y 14° y c) vestigios de conos en forma de "chichón", con pendientes mayores a 30° (Noyola-Medrano *et al.*, 1994).

Invariablemente, las superficies de los derrames de lava están parcialmente cubiertas por suelo y son capaces de soportar la vegetación característica del Desierto Chihuahuense. Aunque ocasionalmente pueden observarse algunas estructuras primarias pobremente preservadas como lavas acordonadas (*ropy surfaces*), los derrames distan de ser lo que se conoce como "malpaís" que es característico de lavas muy jóvenes, como las del CVSQ (Luhr *et al.*, 1994). Otro rasgo notable, que sugiere que el volcanismo en el área es relativamente antiguo, es que, tanto en los conos como en sus alrededores la cubierta de arena volcánica ha desaparecido casi por completo, quedando expuestos depósitos piroclásticos de grano grueso que varían de bien a moderadamente soldados. En áreas próximas a los conductos, a veces, es posible observar capas de aglutinados con bombas de 5 a 50 cm que localmente pueden cambiar a derrames sin raíces (*rootless flows*). Se cree que estos últimos son producto de la acumulación rápida de material caliente y plástico, que bajo la influencia de la gravedad fluyó y se homogeneizó sobre los flancos de los conos. En algunas áreas próximas a los volcanes el material piroclástico está soldado, y en otras parece estar cementado por minerales secundarios con aspecto de caliche.

En una sección expuesta en una pequeña cañada, en la parte norte del Cerro El Alamito (Lámina 1), puede observarse la estructura interna del cono, formada por capas con disposición subhorizontal. En general, el depósito consiste principalmente de aglutinados sin clasificar, formados por lapilli, escorias y bombas de hasta 70 cm. Aun en las delgadas unidades que representan el flujo en los derrames sin raíces, también se presenta gran cantidad de vesículas. La mayoría de las veces estas burbujas están alargadas en el sentido del flujo, indicando el movimiento de la lava. En este cono se colectaron 2 muestras que se emplearon sólo para análisis petrográfico (muestras CH-1 y CH-2).

En general, en el campo, se observaron dos tipos de afloramientos de lavas:

1) Lavas en bloques masivos, compactos, que varían en tamaño desde unos pocos centímetros hasta varios metros. Con vesicularidad de baja a moderada. Su color, en superficie fresca, varía de gris oscuro a negro, y en superficie intemperizada tiene tonalidades generalmente gris claro y ocre-pardo a rojiza por oxidación en zonas alteradas. Su textura es afanítica y contienen fenocristales y/o xenocristales de olivino, escasos cristales observables de plagioclasa, kaersutita(?), magnetita, diópsida y especularita.

2) Lavas compactas, con lajeamiento notorio. Su textura es afanítica y presentan vesicularidad baja. Su color, en superficie fresca, es de gris claro a gris oscuro, y en superficie intemperizada de gris claro a negro. Presentan fenocristales y/o xenocristales de olivino y escasos fenocristales y cristales accidentales de plagioclasa y kaersutita(?) o piroxeno.

Las estructuras típicas de las lavas "aa" y "pahoehoe" recién extruidas no se encontraron en el campo, y resultó raro encontrar evidencias de flujo en la superficie de los derrames, debido a erosión y a la presencia de suelo y vegetación.

En un afloramiento al sur del cono M-145 (Lámina 1), se observó que las mesas de basalto sobreyacen a gravas constituidas por fragmentos de caliza bien arredondados, con diámetros que van desde unos pocos centímetros hasta aproximadamente 20 cm. Este depósito, además, contiene clastos de pedernal negro. En el afloramiento se observó que las gravas estaban cubiertas por suelo, antes de que fueran sepultadas por los derrames de basalto. Este paleosuelo fue quemado por las lavas y se formaron juntas poligonales que en sección se expresan como diminutas columnas verticales de hasta 20 cm de alto. Sobre el contacto con las gravas se tomó la muestra CH-9, la cual, como se discute más adelante, difiere petrográficamente de las otras basanitas de Camargo. En esta área se alcanzan a distinguir hasta 3 derrames de lavas sobrepuestos, indicando que las mesas de basalto se formaron por un número desconocido de eventos eruptivos.

Los resultados del muestreo efectuado se dan en la Tabla 1, incluyendo los números de muestra, tipo de análisis y localización. En las muestras se usó el prefijo "CH" para referenciarlas al CVC. En total se colectaron 27 muestras. De éstas, 25 son basaltos y 2 son de rocas volcánicas, posiblemente del Terciario medio. De las 25 muestras de la Basanita de Camargo, 18 fueron colectadas para realizar análisis químicos y petrográficos, 6 sólo son para análisis petrográfico, por estar muy alteradas, y 1 para fechamiento radiométrico, y para análisis químico y petrográfico. La petrografía de cada una de las muestras de los basaltos del CVC se dan en el Anexo 2. De las 25 muestras de basalto, 56% proviene de los conos, 32% de las mesas y 12% de diques. De acuerdo con las relaciones de campo observadas, uno de los diques parece que alimentaba un cono, y los otros fueron probables alimentadores de las mesetas de lava.

PETROGRAFIA DE LAS LAVAS DEL CVC

Los criterios empleados para distinguir cristales primarios (microfenocristales y fenocristales, dependiendo de su tamaño) de los xenocristales (i.e. cristales accidentales, derivados de rocas pre-existentes), son los sugeridos por Aranda-Gómez y colaboradores (1993a, 1993b) quienes establecen lo siguiente:

"Los minerales primarios tienden a ser euhedrales y de grano más fino que los accidentales (<1 mm). Los xenocristales generalmente son más grandes, de forma angular o con bordes irregulares, debido a la reabsorción, o rodeados por anillos de reacción, como en el caso de la espinela, el ortopiroxeno y los xenocristales de cuarzo. El olivino primario es característicamente euhedral, aunque algunos cristales muestren algo de reabsorción u oxidación incipiente; en cambio, los xenocristales de olivino presentan extinción ondulatoria o el maclado característico del olivino en la lherzolita. Los xenocristales de espinela translúcida, de color pardo rojizo, siempre están rodeados por un anillo de reacción opaco, y tienen contactos precisos, no de transición con el

TABLA 1. RELACION DE LAS LOCALIDADES MUESTREADAS EN EL CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO

| No. | No. DE MUESTRA | LOCALIDAD | COORDENADAS | | PETROGRAFICO | ANALISIS QUIMICO | GEOCRONOLOGICO | OBSERVACIONES |
|-----|----------------|------------------|-------------|------------|--------------|------------------|----------------|--|
| | | | LATITUD | LONGITUD | | | | |
| 1 | CH-1 | C. EL ALAMITO | 27°58'55" | 104°29'01" | * | | | Muestra del cono. |
| 2 | CH-2 | C. EL ALAMITO | 27°58'50" | 104°28'03" | * | * | | Muestra del cono. |
| 3 | CH-3 | C. LA VACA | 28°01'17" | 104°20'23" | * | * | | Muestra del cono. |
| 4 | CH-4 | | 27°58'27" | 104°17'59" | * | * | | Muestra de meseta de lava. |
| 5 | CH-5 | | 27°58'18" | 104°18'23" | * | * | | Muestra de meseta de lava. |
| 6 | CH-6 | | 27°28'45" | 104°37'00" | * | * | | Muestra del cono. |
| 7 | CH-7 | | 27°28'34" | 104°36'56" | * | * | | Muestra del cono. |
| 8 | CH-7B | | 27°28'41" | 104°36'55" | * | * | | Muestra del cono. |
| 9 | CH-8 | | 27°28'58" | 104°36'08" | * | * | | Muestra del cono. |
| 10 | CH-8 | | 27°28'44" | 104°36'24" | * | * | | Muestra del contacto gravas-basalto. |
| 11 | CH-10 | | 27°48'42" | 104°28'41" | * | * | | Muestra del derrame asociado al cono. |
| 12 | CH-11 | | 27°28'36" | 104°36'28" | * | * | | Muestra de meseta de lava. |
| 13 | CH-12 | | 27°28'32" | 104°36'14" | * | * | | Muestra de bomba del cono. |
| 14 | CH-13 | | 27°28'31" | 104°35'14" | * | * | | Muestra de dique alimentador del cono. |
| 15 | CH-14 | | 27°30'41" | 104°35'59" | * | * | | Muestra de bomba del cono. |
| 16 | CH-15 | | 27°30'41" | 104°35'54" | * | * | | Muestra de dique probable alimentador de meseta. |
| 17 | CH-16 | | 27°30'34" | 104°35'50" | * | * | | Muestra de dique probable alimentador de meseta. |
| 18 | CH-17 | | 27°34'44" | 104°27'40" | * | * | | Muestra de frente de meseta de lava. |
| 19 | CH-18 | C. LAS MOJONERAS | 27°36'22" | 104°28'17" | * | * | | Muestra del cono. |
| 20 | CH-19 | | 27°36'08" | 104°27'42" | * | * | | Muestra del borde del cráter. |
| 21 | CH-20 | | 27°37'52" | 104°28'58" | * | * | | Muestra del cono. |
| 22 | CH-21A | | 27°37'25" | 104°28'30" | * | * | | Muestra del cono. |
| 23 | CH-21B | | 27°37'27" | 104°28'29" | * | * | | Muestra del cono. |
| 24 | CH-22 | | 27°37'28" | 104°28'39" | * | * | | Muestra de escarpe de falla. |
| 25 | CH-23 | C. JESUS MARIA | 27°32'55" | 104°46'67" | * | * | | Roca volcánica del Terciario. |
| 26 | CH-24 | | 27°32'82" | 104°46'29" | * | * | | Muestra de meseta de lava aislada. |
| 27 | HO-1 | | 27°58'58" | 104°18'05" | * | * | | Roca volcánica del Terciario. |

EXPLICACION:

La clave de las muestras "CH" representa muestra de basaltos del CVC, con la excepción de CH-23, que es una roca volcánica del Terciario y la muestra HO-1 (que corresponde a la hoja Honorato de Abajo) que también es una roca volcánica del Terciario.

Los asteriscos (*) representan el tipo de análisis a efectuar en la muestra.

Las localidades con la abreviación C. antes del nombre, significa que es un cerro.

Las coordenadas de las muestras CH-23 y CH-24, están dadas en grados y minutos.

magma transportador. Los xenocristales de ortopiroxeno están, invariablemente, rodeados por coronas constituídas por intercrecimientos simplectíticos de olivino y clinopiroxeno. En algunos casos, el proceso de alteración consumió todo el xenocristal de ortopiroxeno, dejando sólo un pseudomorfo, compuesto por simplectita, sin núcleo de ortopiroxeno".

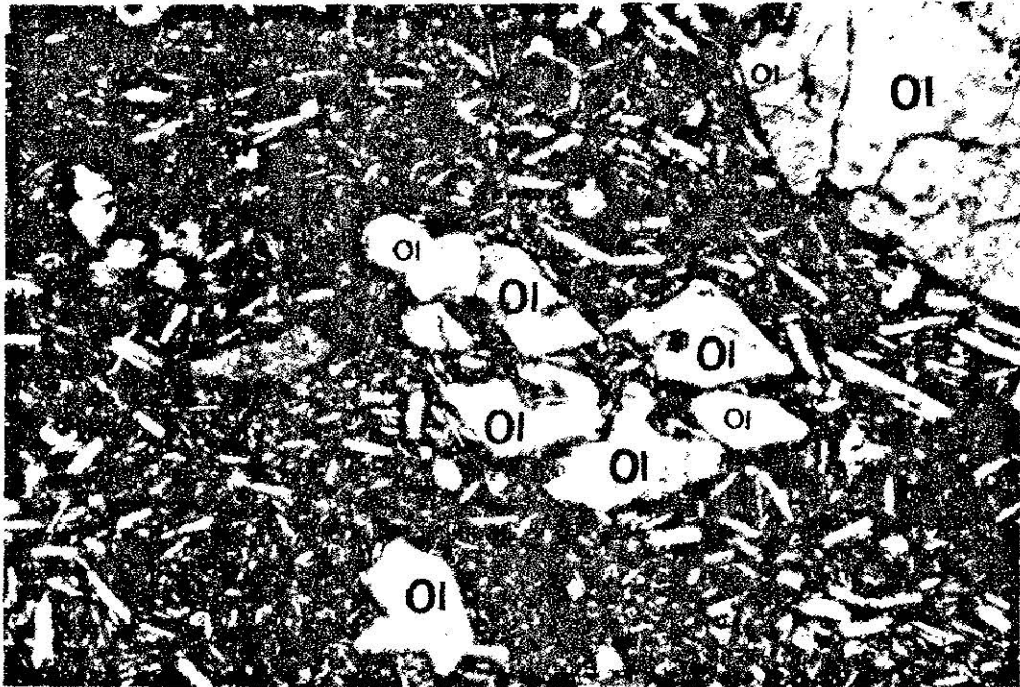
Se prepararon 25 secciones delgadas de las muestras de basaltos colectados en el CVC; el método de preparación de las láminas delgadas se describe en el Anexo 1. Durante el estudio petrográfico se emplearon los criterios de Wilcox (1954) para distinguir entre fenocristales (que son cristales más grandes a 0.3 mm) y microfenocristales (son los cristales que varían entre 0.3 y 0.03 mm). Los cristales más pequeños de 0.03 mm se consideraron como matriz.

Todas las muestras tienen matrices afaníticas-microcristalinas, excepto CH-22 y CH-23, que son faneríticas de grano fino (< 1 mm). De acuerdo con su grado de cristalinidad, las lavas de Camargo son predominantemente holocristalinas y rara vez merocristalinas; su textura es inequigranular-porfirítica, mostrando en algunas muestras variación a microporfiríticas (CH-12, CH-14) y a veces a seriadas (CH-6, CH-9). El arreglo en la matriz casi siempre es intergranular, salvo en escasas ocasiones en donde se presenta un poco de vidrio como parte de la matriz (muestras CH-4, CH-6 y CH-19) y el arreglo, entonces, es intergranular a intersertal. En algunas láminas delgadas se observó la fábrica orientada, que varía desde una orientación débil por flujo (CH-4, CH-16 y CH-21B) hasta texturas pilotaxíticas (CH-3, CH-7, CH-8 CH-11, CH-18), con grados intermedios entre estas dos divisiones. Todas las muestras contienen micro- y/o fenocristales de olivino (Ol), clinopiroxeno (Cpx), plagioclasa (Pl) y minerales opacos (óxidos de Fe-Ti, como magnetita y/o ilmenita). La mineralogía de la matriz es constante en sus componentes mostrando gran abundancia de plagioclasa, óxidos metálicos y clinopiroxeno, y siendo siempre la proporción modal estimada $Pl > Cpx > \text{óxidos}$. En algunas muestras se presentan agregados glomeroporfiríticos monominerálicos.

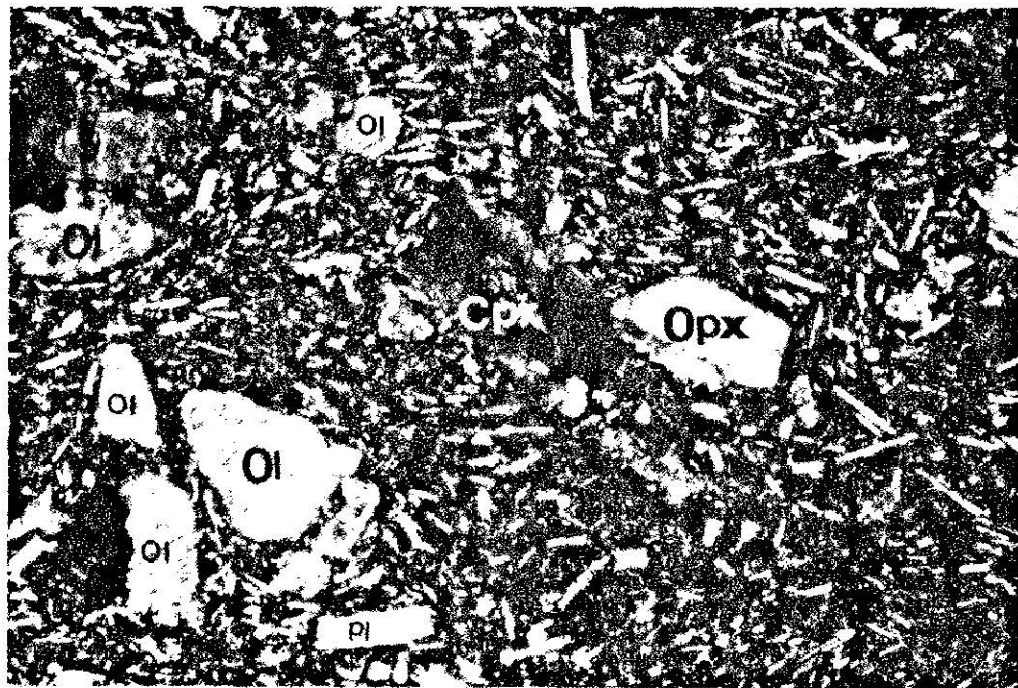
Los fenocristales y microfenocristales de olivino varían de euhedrales a subhedrales, tienen forma tabular, con tamaño promedio de 0.3 a 0.6 mm que en algunas muestras alcanzan hasta 2.5-3 mm (CH-7, CH-7B, CH-11). Algunas veces los fenocristales de olivino presentan formas esqueléticas muy notorias; se infiere que estos son cristales primarios por su morfología en la cual se pueden percibir restos de caras cristalinas y formas euhedrales (e.g. CH-14, CH-21A y CH-21B. Véase Figura 4)*. Una característica que parecen presentar los olivinos primarios en las rocas del CVC es que en los fenocristales se presentan, además de los rasgos descritos por Aranda-Gómez (op. cit.), inclusiones de minerales opacos (ilmenita y/o magnetita) además de espinela translúcida. Estas inclusiones rara vez se observan en los olivinos de las lherzolitas de espinela [una excepción notable serían las lherzolitas con "textura de mosaico secundario", de acuerdo con la clasificación de Mercier y Nicolás (1975)]. La iddingsitización es una alteración muy común en los olivinos de los basaltos del CVC, aunque las muestras fueron colectadas en fragmentos sin alteración aparente. Su intensidad varía de apenas perceptible a moderada. La composición del olivino fue estimada de acuerdo con la variación del ángulo óptico [$2V (-) = 90^{\circ}-85^{\circ}$] y da composición media de $Fo_{88}-Fa_{12}$.

El clinopiroxeno, usualmente, presenta colores anómalos de interferencia (azul claro y café oscuro), un pleocroísmo de débil a perceptible (rosa a verde claro) y extinción de reloj de arena (Figura 5), por lo que se les atribuye composición rica en titanio, clasificándoseles como titanaugita; en algunas muestras también se presenta augita ($Z\Lambda c \sim 40^{\circ}$). Es común que los clinopiroxenos presenten zoneamiento intenso y, a veces, texturas de cedazo (CH-2, CH-5, CH-7B, CH-12, CH-18). El tamaño de los fenocristales y microfenocristales oscila entre 0.3 a 0.5 mm y son de subhedrales a anhedrales, con hábito tabular.

* Todas las fotomicrografías muestran un campo visual de 3.2 x 2.4 mm, excepto en donde se especifiquen otras dimensiones. Asimismo, las abreviaciones empleadas son de acuerdo con Kretz (1983): Ol = olivino; Ta = titanaugita; Pl = plagioclasa; Cpx = clinopiroxeno; Opx = ortopiroxeno; Qtz = cuarzo; Sp = espinela; Cal = calcita; Sil = silimanita. El prefijo "X" se añade a las abreviaciones para denotar que es un xenocristal, así XOl es un cristal accidental de olivino



4



5

Figura 4.- Fotomicrografía que muestra al centro un fenocristal "esquelético" de olivino constituido por seis partes aisladas, que al girar la platina se extinguen simultáneamente. El cristal está rodeado por matriz intergranular en la que se aprecia una débil orientación por flujo en los microlitos de plagioclasa. En la parte superior derecha se observan dos fenocristales de olivino. Muestra CH-14. Luz polarizada.

Figura 5.- Fotomicrografía en donde se observa un fenocristal euhedral de clinopiroxeno (titanaugita) con extinción de "reloj de arena" y color anómalo de interferencia (café oscuro). También se observan fenocristales de olivino débilmente iddingsitizados en sus bordes, con abundantes microlitos de plagioclasa en matriz intergranular. Muestra CH-13. Luz polarizada.

La plagioclasa se presenta principalmente como microlitos en la matriz y como microfenocristales, siendo poco común encontrarla como fenocristales, excepto en las muestras CH-9, CH-22 y CH-24. Su forma es tabular-prismática y por su grado de cristalinidad es subhedral a anhedral. El tamaño más común está entre 0.3 y 0.03 mm siendo excepcional que alcance longitudes mayores a 1 mm. Su composición, estimada por el método estadístico de Michel-Levy, oscila entre labradorita y andesina, variando entre $An_{68}-Ab_{32}$ a $An_{51}-Ab_{49}$. En las muestras CH-18 y CH-24 es andesina y en la CH-7B, CH-20 y CH-22 es bytownita. En algunas muestras se presentan fenocristales y microfenocristales de plagioclasas que tienen extinción zonada y texturas de cedazo (CH-6, CH-9, CH-12, CH-17, CH-21A y CH-22). La plagioclasa accidental también se presenta en algunas láminas. Normalmente son fenocristales de longitud promedio entre 1 y 1.5 mm, con hábito prismático, anhedrales, con zoneamiento, coronas de reacción y bordes corroídos (Figuras 6a y 6b).

Los minerales opacos se presentan en la matriz y son óxidos de Fe y Ti (magnetita y/o ilmenita), con tamaños < 0.03 mm. Rara vez se observan como microfenocristales. Su forma es equidimensional, generalmente anhedral. Los minerales opacos también se presentan como cristales euhedrales diminutos (< 0.01 mm) incluidos dentro del olivino y rara vez en la plagioclasa y los clinopiroxenos.

Como minerales accesorios, los principales son la espinela, kaersutita, biotita, apatito, flogopita(?) y diópsida, y como minerales secundarios y de alteración están las zeolitas (λ estilbita?), calcita, iddingsita y rellenos no identificados en algunas vesículas (λ arcillas?).

La presencia de xenolitos, xenocristales y/o megacristales es generalizada en estas lavas, siendo los más abundantes los xenocristales de olivino, que presentan tamaño promedio de 1.5 a 2 mm, con forma anhedral, con sus bordes exteriores corroídos, aunque el maclado típico del olivino en las lherzolitas no es tan evidente o notorio como en otras localidades (e.g. Ventura, S.L.P. y San Quintín, B.C.). Los

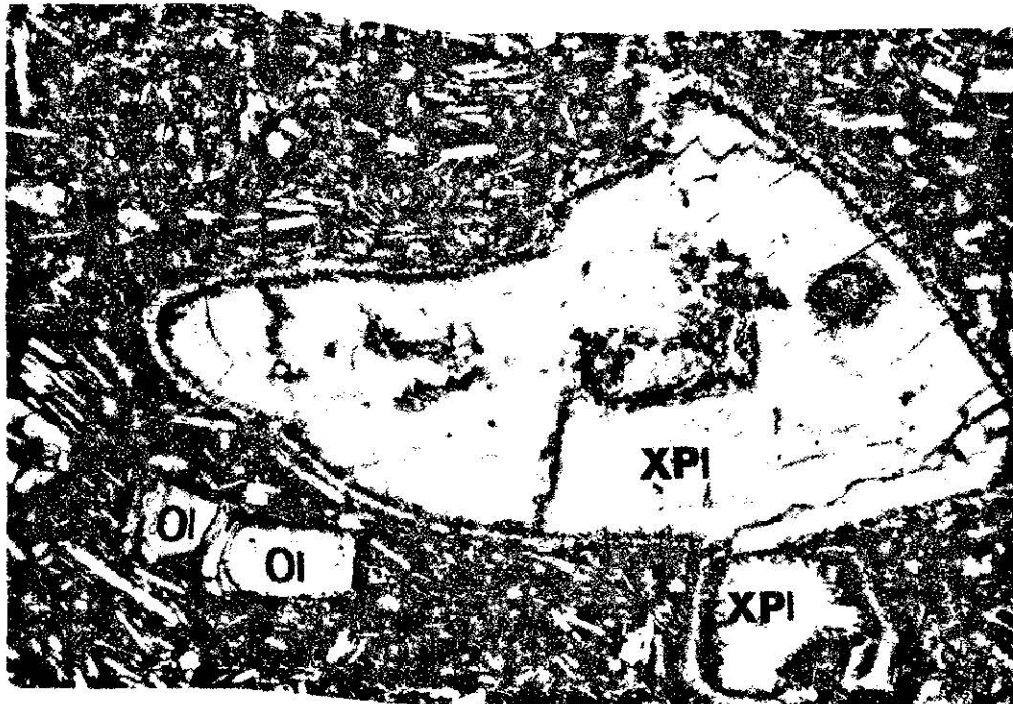


Figura 6.- Fotomicrografía que muestra un xenocristal de plagioclasa. A diferencia de los cristales primarios que generalmente se presentan como microlitos o microfenocristales la plagioclasa accidental es de mayor tamaño y se encuentra intensamente zonificada, reabsorbida y con numerosas inclusiones de vidrio. También se aprecian dos fenocristales de olivino. Muestra CH-7B. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

xenocristales de plagioclasa, espinela, clinopiroxeno y cuarzo son más escasos, siendo excepcionales los de ortopiroxeno. Aunque las muestras se seleccionaron de manera que no incluyeran xenolitos grandes, algunas contienen xenolitos pequeños, principalmente de granulita (Figura 7), y en menor proporción de lherzolita y piroxenita. La muestra CH-3 contiene una inclusión de roca metamórfica, posiblemente de grado medio a bajo, constituida por: Qtz + Cal + Sil + anfíbol (Figura 8).

Durante el análisis modal, las simplectitas y coronas de reacción se tomaron como un sólo grupo. Las simplectitas son productos de la reacción entre el magma huésped y los xenocristales de ortopiroxeno y/o cuarzo. Generalmente tienen la misma mineralogía que las coronas de reacción (clinopiroxeno + olivino + opacos) y en las muestras puede observarse gradación completa entre los xenocristales con coronas incipientes (Figura 9), xenocristales casi completamente consumidos y rodeados por coronas bien desarrolladas y pseudomorfos de simplectita. Estas mismas relaciones texturales y mineralógicas se observaron en los bordes de reacción entre los xenolitos y la lava (Figura 10).

En su conjunto, las muestras de lava del CVC pueden clasificarse como basaltos alcalinos de olivino. Por la presencia de minerales accesorios que pueden ser de importancia petrogenética, algunas son clasificadas como basalto alcalino con biotita (CH-8) o basalto alcalino con kaersutita (CH-2 y CH-7). Sólo una de las muestras estudiadas (CH-9), no es basáltica y se clasificó como andesita de hiperstena.

En la Tabla 2 se resumen los datos obtenidos en el análisis petrográfico para algunas muestras selectas de los basaltos. El análisis modal se realizó por conteo de puntos (>1000 puntos) para cada lámina. Los resultados petrográficos obtenidos para cada muestra se presentan en el Anexo 2.

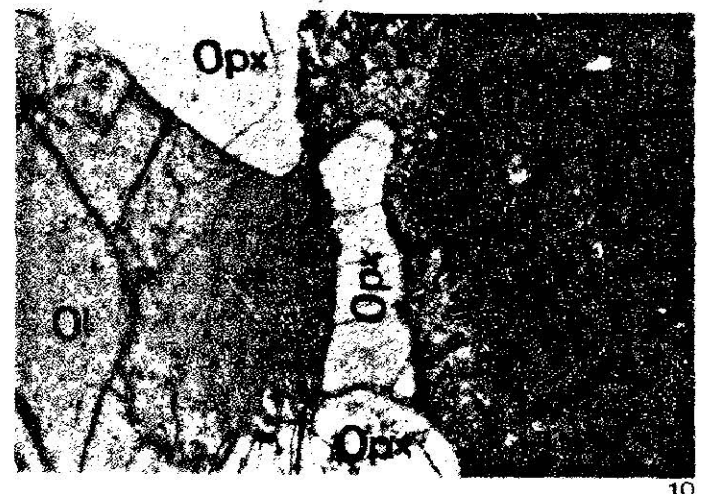
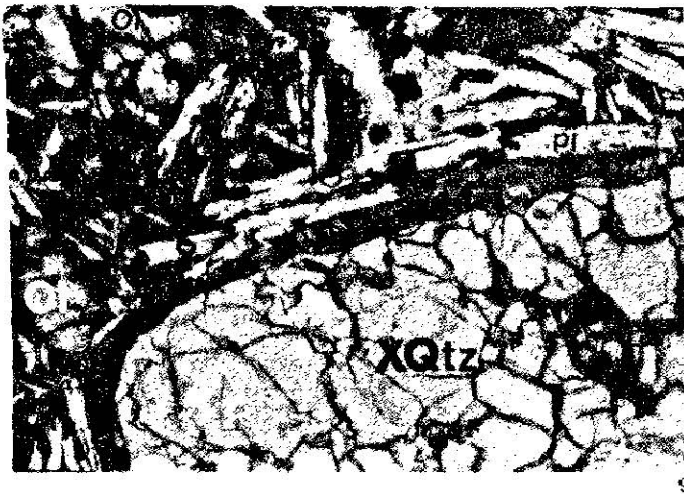
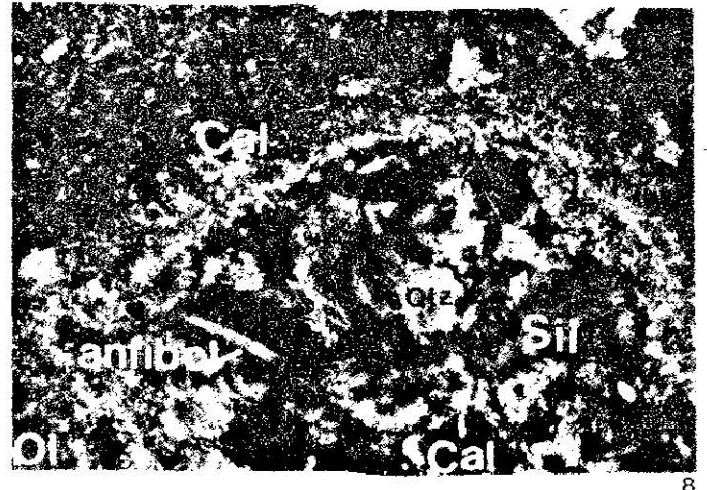
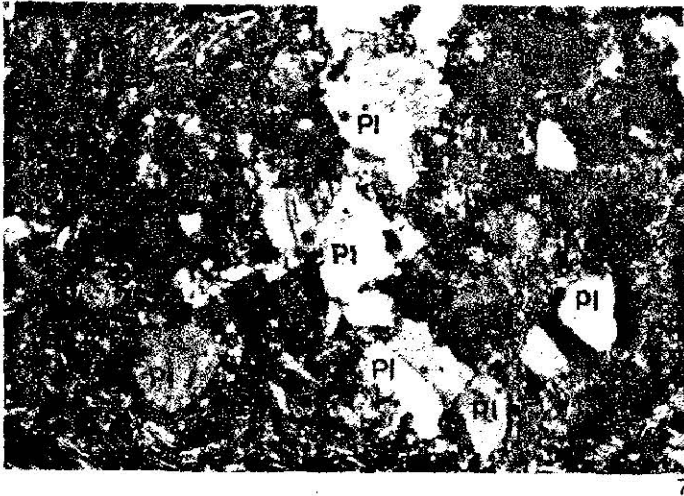


Figura 7.- Fotomicrografía que muestra un xenolito de granulita feldespática parcialmente digerido por el basalto transportador, presenta abundantes cristales de plagioclasa que resistieron mejor a la acción del magma. El piroxeno está casi totalmente consumido. Se alcanzan a observar algunas juntas triples (120°) y textura granoblástica. Muestra CH-11. Luz polarizada.

Figura 8.- Fotomicrografía de un xenolito de roca metamórfica cuya mineralogía es cuarzo + calcita + silimanita + anfibol. Desarrolló una corona de reacción en el contacto con el magma. Muestra CH-3 Luz polarizada.

Figura 9.- Fotomicrografía de un xenocristal de cuarzo rodeado por una corona de reacción incipiente. Se observan microfenocristales euhedrales de olivino con iddingsitización evidente en las orillas. Además de abundantes microfenocristales de plagioclasa. Muestra CH-22. Luz natural.

Figura 10.- Fotomicrografía de la zona de contacto entre la lava y un xenolito de lherzolita. Se puede observar claramente la corona de reacción desarrollada en los ortopiroxenos. Muestra MÑ-17. Luz polarizada.

TABLA 2. COMPOSICION MODAL DE LAS LAVAS DEL CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO

| No. | MUESTRA | TIPO | OI. | Cpx. | Pl. | OXIDOS | MATRIZ | OBSERVACIONES. |
|-----|---------|------|------|------|------|--------|--------|---|
| 1 | CH-2 | fc | 2.2 | 12.5 | 1.0 | - | 61.5 | 0.3% de espinela y 0.8% de kaersulita. 1.6% de - simplectitas de Opx. El Cpx es titanaugita. |
| | | mf | 4.9 | 12.3 | - | 0.8 | | |
| | | xc | 0.3 | - | tr. | - | | |
| 2 | CH-3 | fc | 2.4 | tr. | - | tr. | 75.8 | Con trazas de espinela, 0.8% de microxenolitos. - 1.7% de simplectitas y coronas de reacción. |
| | | mf | 7.6 | 0.6 | - | 1.7 | | |
| | | xc | 8.6 | - | tr. | - | | |
| 3 | CH-4 | fc | 7.4 | 8.8 | - | - | 70.3 | Lava muy vesiculada. 0.6% de simplectitas y coro- nas de reacción. |
| | | mf | 4.2 | 10.2 | - | tr. | | |
| | | xc | 0.4 | - | - | - | | |
| 4 | CH-5 | fc | 4.9 | 6.3 | - | - | 59.2 | Un megacrystal accidental de olivino. El Cpx-Olivino forman agregados glomeroporfidicos. Trazas de coronas de reacción y simplectitas. |
| | | mf | 4.4 | 9.8 | 1.5 | 0.4 | | |
| | | xc | 10.4 | 4.1 | - | - | | |
| 5 | CH-6 | fc | 8.8 | 0.9 | 5.8 | - | 66.8 | Un xenocrystal de cuarzo con corona de reacción y 0.4% de calcita. |
| | | mf | 4.1 | 1.8 | 5.4 | tr. | | |
| | | xc | 7.2 | - | tr. | - | | |
| 6 | CH-7B | fc | 2.9 | 1.9 | 1.9 | - | 74.0 | 0.3% de cuarzo accidental, 2.4% de zeolitas (estil- bita?). Trazas de Opx. y de espinela. 0.6% de sim- plectitas y coronas de reacción. |
| | | mf | 5.0 | 3.0 | 3.4 | 1.0 | | |
| | | xc | 1.0 | 1.1 | 1.0 | - | | |
| 7 | CH-8 | fc | 10.8 | 0.7 | 2.1 | - | 73.5 | 0.7% de biotita. 0.6% de zeolitas (estilbita) y 0.5% de coronas de reacción. |
| | | mf | 3.7 | 1.1 | 4.7 | 0.6 | | |
| | | xc | tr. | tr. | tr. | - | | |
| 8 | CH-10 | fc | 6.5 | 1.3 | 7.8 | - | 53.2 | Con trazas de calcita y trazas de coronas de reacción. |
| | | mf | 10.4 | 4.4 | 12.7 | 3.0 | | |
| | | xc | - | - | tr. | - | | |
| 9 | CH-11 | fc | 6.3 | 0.6 | 1.4 | - | 73.7 | Un megacrystal de plagioclasa, un cristal de apatito y un xenocrystal de diópsida(?). 4.1% de micro- xenolitos. 0.3% de Opx y 0.9% de simplectitas. |
| | | mf | 1.7 | 0.9 | 8.7 | 0.4 | | |
| | | xc | 2.5 | 0.3 | - | - | | |
| 10 | CH-15 | fc | 6.1 | 4.1 | 2.7 | - | 64.2 | 2.4% de microxenolitos, 0.5% de simplectitas. Tra- zas de biotita y de estilbita. 1.9% de fase mineraló- gica no identificada. |
| | | mf | 2.7 | 4.2 | 7.0 | 0.7 | | |
| | | xc | 0.9 | 2.2 | - | - | | |
| 11 | CH-17 | fc | 6.2 | 0.4 | 0.6 | - | 53.8 | 1.2% de cuarzo accidental, 0.4% de anillos de reacción. Trazas de espinela. |
| | | mf | 8.4 | 7.7 | 14.3 | 2.8 | | |
| | | xc | 3.4 | 0.3 | - | - | | |
| 12 | CH-18 | fc | 2.5 | tr. | tr. | - | 85.1 | Presenta trazas de cuarzo accidental y de simplec- titas y/o coronas de reacción. |
| | | mf | 4.3 | 0.7 | 3.2 | tr. | | |
| | | xc | 2.7 | tr. | tr. | - | | |
| 13 | CH-19 | fc | 5.5 | tr. | 0.5 | - | 67.8 | Presenta trazas de espinela y 1% de coronas de - reacción y simplectitas. |
| | | mf | 9.7 | 1.9 | 8.2 | 0.7 | | |
| | | xc | 5.1 | 1.3 | tr. | - | | |
| 14 | CH-20 | fc | 5.4 | tr. | 0.4 | - | 64.4 | 4.7% de arcillas, 1.7% de calcita, 0.5% de espinela y 0.5% de simplectitas y coronas de reacción. |
| | | mf | 9.7 | 2.7 | 6.5 | 1.0 | | |
| | | xc | 1.1 | 0.8 | tr. | - | | |
| 15 | CH-21B | fc | 3.5 | tr. | - | - | 68.0 | 1.5% de microxenolitos, 3.1% de simplectitas y/o - coronas de reacción. Trazas de calcita y Opx. Un xenocrystal de cuarzo. |
| | | mf | 4.8 | 1.6 | 6.5 | 0.6 | | |
| | | xc | 4.1 | - | 5.7 | - | | |
| 16 | CH-22 | fc | 4.5 | - | 39.3 | - | 39.5 | Un megacrystal de cuarzo accidental con corona de reacción bien desarrollada. |
| | | mf | 6.8 | 2.6 | 1.5 | 4.9 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |

EXPLICACION

El análisis modal fue determinado por conteo de puntos (>1000 puntos) para una sola lámina delgada.

Los criterios para distinguir entre fenocristales y microfenocristales están basados en Wilcox (1954) y, Aranda y colaboradores (1993).

La nomenclatura utilizada en las abreviaciones están tomadas de Kretz (1983), y son: OI = olivino; Cpx = clinopiroxeno; Pl = plagioclasa; Opx = Ortopiroxeno.

fc = fenocristales (>0.3 mm); mf = microfenocristales (<0.3 mm, >0.03 mm); xc = xenocristales y tr = trazas.

CAMPO VOLCANICO DE SAN QUINTIN

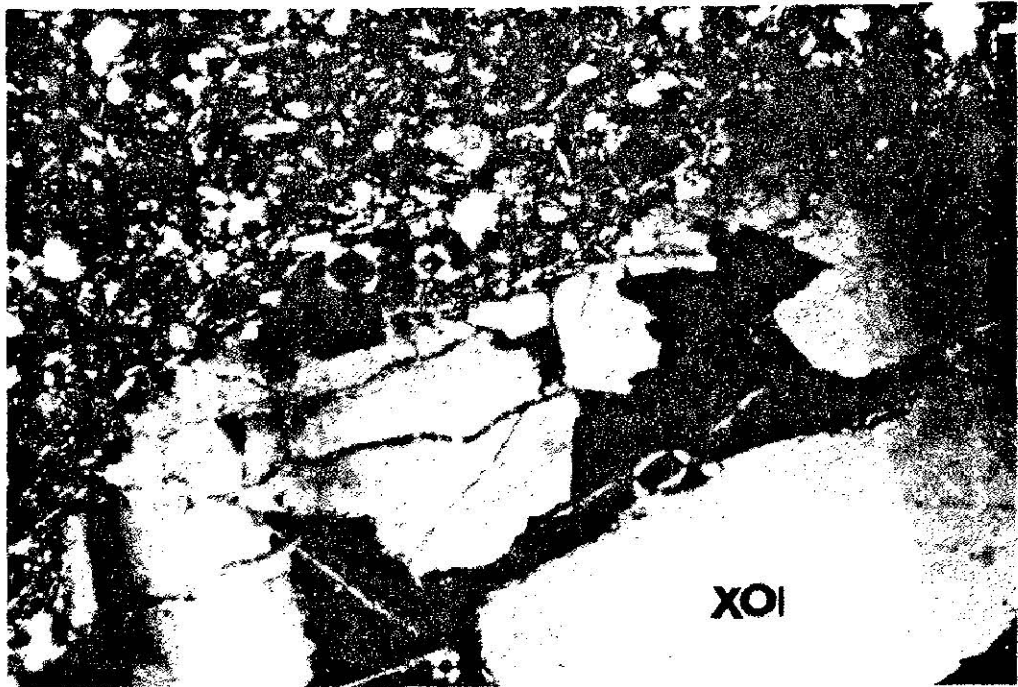
PETROGRAFIA DE LAS LAVAS DEL CVSQ

En esta sección se describirán algunos aspectos petrográficos de las lavas del CVSQ, en base al estudio de láminas delgadas correspondientes a las muestras BCN-1 a la BCN-28. Además se incluyen algunos datos petrográficos tomados de Luhr y coautores (1994).

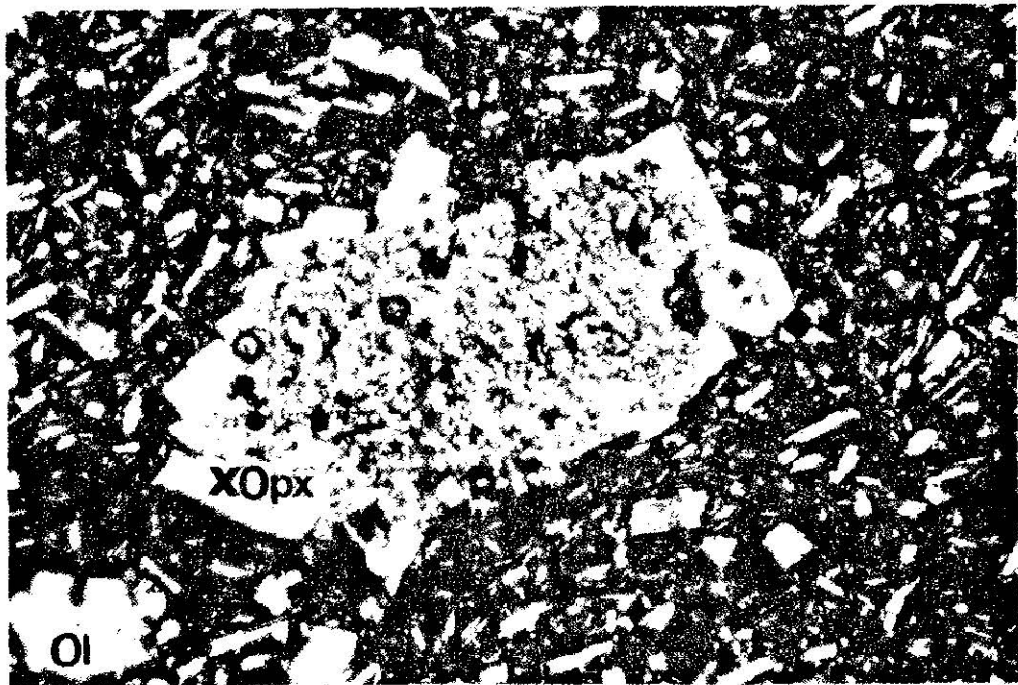
En su conjunto, las muestras son vesiculares y tienen texturas inequigranulares, que varían de porfíricas a microporfíricas. Su grado de cristalinidad oscila entre holocristalino a merocristalino, con cantidades pequeñas de taquilita en la matriz. Por su tamaño de grano son afaníticas-microcristalinas. En algunas muestras se presenta débil textura directiva. La mineralogía en los fenocristales y microfenocristales es $OI > PI > Cpx$ y en la matriz es $PI > Cpx > \text{óxidos}$.

Los fenocristales y microfenocristales de olivino se presentan de manera euhedral y subhedral, con tamaño promedio de 0.3 a 0.5 mm. Raramente alcanzan 1.5 mm de largo. Los xenocristales de olivino (0.6-1.8 mm) tienen forma anhedral, y sus bordes están notoriamente corroídos. El maclado o extinción ondulatoria característico de las lherzolitas es muy notorio en estos cristales accidentales (Figura 11). Esto se atribuye a la textura porfiroclástica, que denota deformación extrema en las rocas y que es muy común en las lherzolitas de San Quintín.

El clinopiroxeno se presenta como cristales subhedrales a anhedrales de forma equidimensional. Su diámetro promedio está entre 0.3 y 0.6 mm. Los colores anómalos de interferencia no son muy comunes. En algunos clinopiroxenos se presentan rasgos de desequilibrio con el magma transportador, reflejándose esto como una textura de cedazo, con inclusiones de olivino, piroxeno y vidrio (Figura 12). Esto es más común en aquellos cristales de gran tamaño (> 1.5 mm) que presentan, además, extinción zonada.



11



12

Figura 11.- Fotomicrografía de un xenocristal de olivino que muestra el maclado característico del olivino en las hercrolitas. El cristal fue parcialmente destruido durante la preparación de la lámina, pero aún se perciben sus bordes corroídos. Muestra BCN-3. Luz polarizada.

Figura 12.- Fotomicrografía de un xenocristal de ortopiroxeno que desarrolló una textura de cedazo, las inclusiones son olivino, clinopiroxeno y vidrio. La matriz del basalto es intergranular, y ligeramente vesiculada. Muestra BCN-20. Luz polarizada.

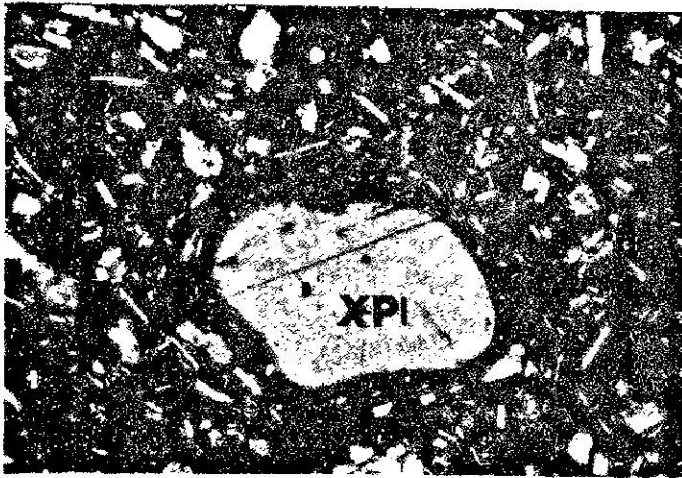
La plagioclasa se presenta como microlitos en la matriz, como microfenocristales y rara vez como fenocristales. Su longitud promedio es < 0.2 mm, y su forma es subhedral-tabular. Los xenocristales de plagioclasa presentan bordes corroídos (Figura 13) y zoneamiento. Usualmente son anhedrales y varían de equidimensionales a prismáticos.

Los minerales opacos son óxidos de Fe-Ti (ilmenita y/o magnetita), en forma de gránulos en la matriz, aunque en algunas muestras son comunes las formas anhedrales-tabulares.

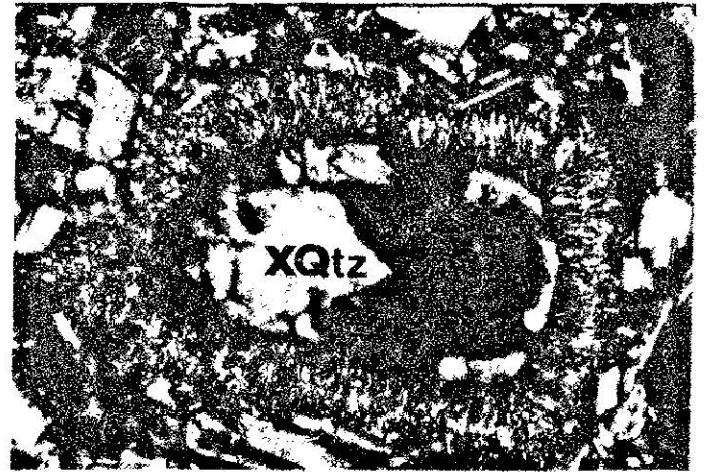
Entre los minerales accesorios el más común es la espinela, color café translúcido, de tamaño pequeño (< 0.1 mm). Presenta generalmente un anillo de reacción opaco (Figura 14). Esta relación sugiere que es accidental, pues en el contacto entre la lava y la espinela de los xenolitos se ve la misma reacción (Figura 15).

En las lavas del CVSQ también se encuentran xenolitos pequeños de lherzolita y de granulita y algunos xenocristales de cuarzo, invariablemente rodeados por una corona de reacción (Figura 16).

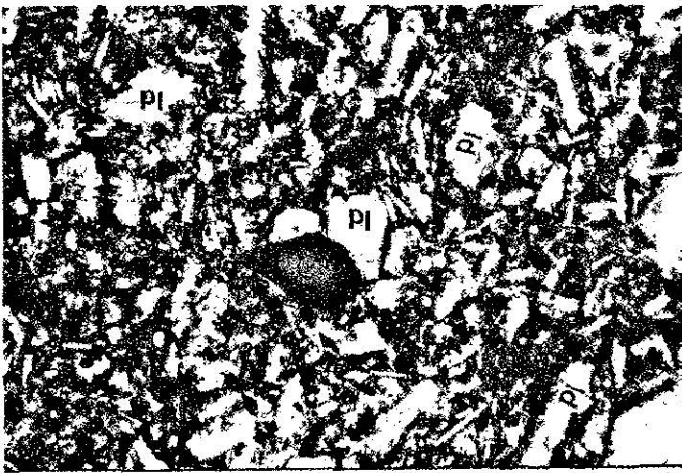
La Tabla 3 incluye información adicional acerca de la petrografía de las muestras, basada en los datos de Aranda-Gómez, en Luhr y coautores (1994).



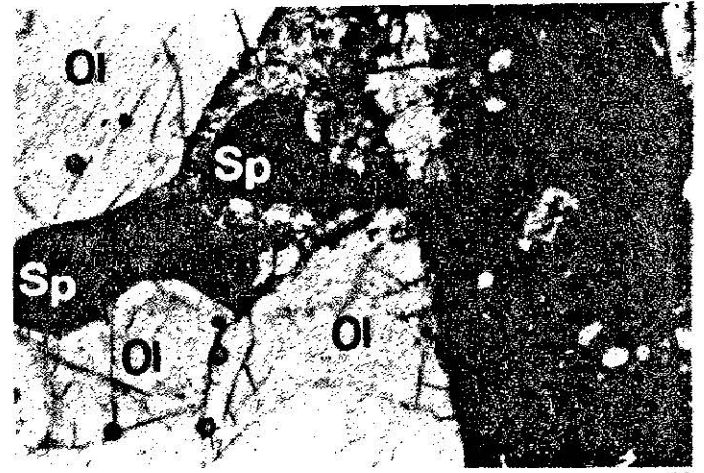
13



14



15



16

Figura 13.- Fotomicrografía de un xenocrystal de plagioclasa con bordes corroídos y extinción oscilatoria. Rodeado por matriz microporfírtica con abundantes microfenocristales de olivino y microlitos de plagioclasa. Muestra BCN-4. Luz polarizada.

Figura 14.- Fotomicrografía de un xenocrystal de cuarzo que desarrolló una corona de reacción en su contacto con el magma transportador. Fue parcialmente destruido durante la preparación de la lámina. Muestra BCN-2. Luz polarizada. Amplitud del campo visual 1.2 x 0.8 mm.

Figura 15.- Fotomicrografía de un xenocrystal de espinela con anillo de reacción opaco rodeado por matriz intergranular con abundantes microlitos de plagioclasa. Muestra BCN-23. Luz natural. Amplitud del campo visual 1.2 x 0.8 mm.

Figura 16.- Fotomicrografía de la zona de contacto entre la lava y un xenolito de Iherzolita. Para mostrar la relación del anillo opaco alrededor de la espinela cuando ésta entra en contacto con la lava. Aunque esta muestra pertenece a la colección de xenolitos del CVC, se ilustra como ejemplo. Muestra MÑ-17. Luz natural.

TABLA 3. COMPOSICION MODAL DE LAS LAVAS DEL CAMPO VOLCANICO DE SAN QUINTIN

| No. | MUESTRA | TIPO | OI. | Cpx. | Pl. | OXIDOS | MATRIZ | OBSERVACIONES |
|-----|---------|------|------|------|------|--------|--------|---|
| 1 | BCN-3 | fc | 1.7 | 0.3 | 1.6 | - | 86.4 | Muchos fc de plagioclasa tienen inclusiones de vidrio en el núcleo y estan zonadas. Se encontraron 3 xenocristales de cuarzo, con corona de reacción. |
| | | mf | 9.6 | 1.5 | 11.9 | 7.2 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 2 | BCN-5 | fc | 0.4 | - | - | - | 95.6 | Hay una espinela derivada de las lherzolitas con anillo de reacción opaco y un ortopiroxeno con corona. |
| | | mf | 2.5 | - | 1.0 | - | | |
| | | xc | 0.5 | - | - | - | | |
| 3 | BCN-8 | fc | 12.5 | - | 0.6 | - | 64.2 | Con 0.3% de un microxenolito rico en olivino de grano fino con pseudolameillas. Varias inclusiones de vidrio perforando el olivino. |
| | | mf | 3.4 | 0.5 | 17.6 | 0.9 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 4 | BCN-11 | fc | 0.6 | - | 0.3 | - | 26.1 | |
| | | mf | 9.1 | 18.0 | 37.7 | 6.9 | | |
| | | xc | - | - | 1.3 | - | | |
| 5 | BCN-14 | fc | 11.7 | - | 1.5 | - | 76.8 | Contiene 0.2% de un xenocristal de clinopiroxeno? reaccionando a olivino de grano fino. Con un gran xenocristal de plagioclasa (3 mm). |
| | | mf | 3.8 | 0.3 | 4.1 | 1.6 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 6 | BCN-15 | fc | 1.0 | - | - | - | 53.2 | Presenta 2 xenocristales de cuarzo con corona, varios xenocristales de olivino y uno de espinela, derivados de las lherzolitas |
| | | mf | 9.9 | 9.5 | 19.5 | 6.8 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 7 | BCN-16 | fc | 0.5 | - | - | - | 87.0 | Con 0.5% de microxenolitos de lherzolita de espinela y un xenocristal de cuarzo con corona. |
| | | mf | 6.8 | - | 4.0 | - | | |
| | | xc | 1.7 | - | - | - | | |
| 8 | BCN-17 | fc | 10.5 | - | - | - | 80.8 | Varios xenocristales de olivino derivados de las lherzolitas con deformacion lamellar, varias inclusiones de vidrio perforando el olivino (¿ricos? en Fe). |
| | | mf | 3.3 | 0.1 | 5.3 | - | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 9 | BCN-21 | fc | 8.2 | - | 0.2 | - | 74.8 | Varios fenocristales de plagioclasa tienen los núcleos corroídos. Los fenocristales y microfenocristales de Cpx están agrupados. Con un xenocristal de cuarzo con corona. |
| | | mf | 4.5 | 0.4 | 11.5 | - | | |
| | | xc | - | - | 0.4 | - | | |
| 10 | BCN-23 | fc | 0.6 | - | - | - | 82.8 | Con 0.1 % de simplectitas (probablemente derivadas de un ortopiroxeno), varios microxenolitos de lherzolita de espinela y con un xenocristal de cuarzo con corona. |
| | | mf | 8.4 | 0.6 | 7.0 | 0.1 | | |
| | | xc | 0.2 | - | - | - | | |
| 11 | BCN-24 | fc | 2.2 | - | 1.0 | - | 78.8 | Con un microxenolito de granulita con corona, dos megacristales de plagioclasa subredondeados, y con algo de alteración en la matriz cerca de las vesículas. |
| | | mf | 5.0 | 0.1 | 11.5 | 1.4 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 12 | BCN-26 | fc | 3.2 | - | 3.6 | - | 34.6 | |
| | | mf | 6.3 | 12.5 | 29.0 | 10.7 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |
| 13 | BCN-28 | fc | 2.8 | - | - | - | 80.3 | Con un xenocristal de plagioclasa. |
| | | mf | 5.5 | 0.4 | 1.4 | 0.8 | | |
| | | xc | - | - | - | - | | |

EXPLICACION

El análisis modal fue determinado por conteo de puntos (>1000 puntos para cada lámina delgada).

Los criterios usados son los mismos que los de la Tabla 2.

OI=Olivino; Cpx= Clinopiroxeno; Pl= Plagioclasa.

fc= fenocristales (>0.3 mm); mf= microfenocristales (<0.3 mm,>0.03 mm) y xc=xenocristales.

Esta tabla fue elaborada en base al trabajo de Aranda-Gómez, en Luhr y colaboradores (1994).

VI.- COMPARACION ENTRE LOS XENOLITOS DE CAMARGO Y SAN QUINTIN

INTRODUCCION

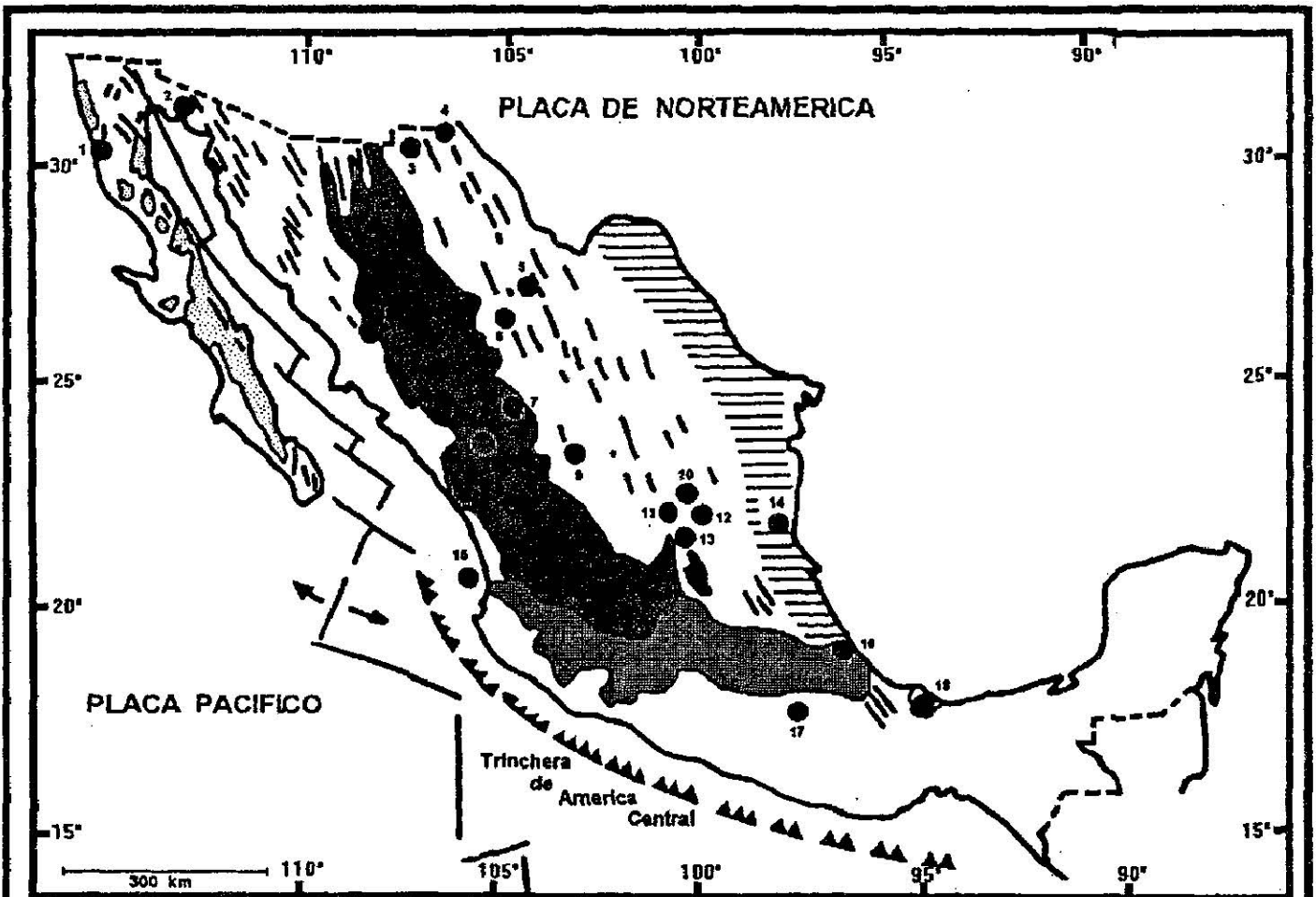
En la parte norte y central de México hay varias localidades con xenolitos de la parte superior del manto y de la base de la corteza. Estos nódulos fueron acarreados a la superficie por magmas alcalino-básicos del Terciario tardío o del Cuaternario (Figura 17). En este capítulo se describen los xenolitos colectados en los campos volcánicos de Camargo y San Quintín. En ambas áreas hay inclusiones de granulita de la parte inferior de la corteza y lherzolitas de la parte superior del manto, tanto en flujos de lavas como en conos cinerfíticos; en éstos, principalmente, como núcleos de bombas.

CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO

RELACIONES DE CAMPO

A partir de la información colectada durante la verificación de parte del plano fotogeológico del CVC, se realizó un inventario de las localidades en donde hay inclusiones, tanto de la base de corteza, como de la parte superior del manto, resumiéndose los resultados en la Tabla 4. Es importante hacer notar que el muestreo debe de considerarse como preliminar, ya que sólo se visitó un número reducido de volcanes. Por otro lado, debe tomarse en cuenta el hecho señalado por Aranda-Gómez y colaboradores (1993a), referente a los problemas de obtener muestras de xenolitos en el campo:

"La recolección en los derrames de lava es muy difícil, pues la roca huésped es muy compacta y las inclusiones son muy frágiles, las muestras recolectadas en los derrames consisten en un molde del xenolito cuya superficie es de sólo algunos centímetros cuadrados y un espesor de pocos milímetros, lo que dificulta la posterior



Distribución de basaltos alcalinos con xenolitos del manto, en la República Mexicana. También se muestran los límites de las principales Provincias Volcánicas (modificado de Demant y Robin, 1975) y tendencias de las fallas (Coleta y Angelier, 1983; Tardy, 1980). Tomado de Aranda-Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987.

Localidades con xenolitos:

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> 1.- Campo Volcánico de San Quintín. 2.- Campo Volcánico del Pinacate. 3.- Campo Volcánico de Las Palomas. 4.- Maar de Potrillo. 5.- La Olivina 6.- Jiménez. 7.- Campo Volcánico de La Breña 8.- El Pino. 9.- Nieves. | <ul style="list-style-type: none"> 10.- Calorce. 11.- El Toro. 12.- Grupo Santo Domingo. 13.- Grupo Ventura. 14.- Cerro El Nopal y El Murciélagos. 15.- Isla Isabel. 16.- El Cardel. 17.- Puente Negro. 18.- Macizo Volcánico de los Tuxtlas. |
|--|--|

PROVINCIAS VOLCANICAS MAYORES

- SIERRA MADRE OCCIDENTAL (Oligoceno-Mioceno)
- CINTURON VOLCANICO TRANSMEXICANO (Mioceno-Reciente)
- PROVINCIA ALCALINA ORIENTAL (Oligoceno-Reciente)
- PROVINCIA DE CALIFORNIA (Mioceno-Reciente)

U
A
S
L
P

FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA
TRABAJO RECEPCIONAL

LOCALIDADES CON
XENOLITOS EN LA
REPUBLICA MEXICANA

MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN

FECHA: FEB. 95

FIGURA 17

TABLA 4. INVENTARIO DE LOS CONOS VISITADOS QUE PRESENTAN INCLUSIONES

| No. | CLAVE | LOCALIDAD | MAPA | COORDENADAS | | INCLUSIONES | | | CANTIDAD TOTAL RECOLECTADA |
|-----|-------|------------------|--------|-------------|------------|-------------|-----------|-----------------|----------------------------|
| | | | | LATITUD | LONGITUD | MANTO | CORTEZA | MEGACRISTALES | |
| 1 | MN-1 | C. LA VACA | H13D82 | 28°01'08" | 104°20'11" | \$ (4-6cm) | & (3-5cm) | @(Px?Krs?)1-2cm | 97 |
| 2 | E-1 | C. EL ALAMITO | G13B12 | 27°59'37" | 104°28'52" | xc(1-2mm) | @(2cm) | @(Px?Krs?)1cm | 13 |
| 3 | M-86 | | G13B22 | 27°37'44" | 104°25'51" | @(1-2cm) | @(2cm) | - | 13 |
| 4 | M-95 | | G13B22 | 27°37'21" | 104°26'26" | - | & (3cm) | @(P1)0.5cm | 15 |
| 5 | M-111 | C. LAS MOJONERAS | G13B22 | 27°36'34" | 104°28'14" | - | - | &(p1)1.5cm | 22 |
| 6 | M-112 | | G13B22 | 27°36'07" | 104°27'47" | - | - | @(P1)0.5cm | - |
| 7 | M-144 | | G13B22 | 27°30'47" | 104°35'52" | - | @(1.5cm) | - | 2 |
| 8 | M-145 | | G13B22 | 27°30'01" | 104°35'10" | - | - | - | - |
| 9 | MA-1 | | G13D32 | 27°28'37" | 104°37'06" | - | @(1.55cm) | @(P1)2cm | 2 |
| 10 | MA-3 | | G13D32 | 27°29'15" | 104°35'25" | xc(1 mm) | - | - | - |
| 11 | MA-6 | | G13D32 | 27°26'53" | 104°35'13" | @(1cm)xc | @(1cm) | - | - |

Explicación:

Los valores numéricos representan la longitud promedio de las inclusiones.

La simbología utilizada para explicar las inclusiones son las siguientes:

@ = inclusiones presentes en escasa cantidad.

& = inclusiones presentes en cantidad moderada.

\$ = inclusiones presentes en cantidad abundante.

xc = xenocristales de olivino derivados de lherzolitas.

Px = piroxenos.

Krs = kaersutita.

Pl = plagioclasa.

preparación de láminas delgadas. Por lo tanto, fue frecuente que cuando se observaron xenolitos en las lavas, su presencia sólo fue registrada, refiriéndolos a grupos muy amplios como: lherzolitas, piroxenitas y granulitas feldespáticas, sin poder dar más detalles de su mineralogía y textura".

La forma más frecuente de recolección de xenolitos es como rodados deslavados de los conos cineríticos. El área en que tuvimos mayor éxito en juntar un número considerable de inclusiones fue en el lecho de un pequeño arroyo intermitente que disecta al Cerro La Vaca (28°01'08" lat N y 104°20'11" long W). Los xenolitos son particularmente abundantes en depósitos de gravas de guijas y cantos, parcialmente cementados por caliche, ubicados cerca del cambio de la pendiente entre el cono y sus alrededores. La información que se da en la Tabla 4 complementa la Tabla 2, que muestra la composición modal de las lavas del CVC, y además proporciona información acerca de los xenocristales que se identificaron en las láminas delgadas de las muestras colectadas, independientemente de si se trata de ejemplares obtenidos en un cono o en las mesetas de lava.

De los once conos visitados en Camargo, diez presentan xenolitos, y/o megacristales, y/o xenocristales, tanto de rocas del manto como de la base de la corteza que son macroscópicamente identificables. Ocasionalmente, en algunos volcanes, se encontraron xenolitos que por su paragénesis mineral (i.e. su conjunto de minerales estables) y/o por su textura, son interpretados como fragmentos accidentales de rocas que la lava englobó muy cerca de la superficie. Tal es el caso de fragmentos de rocas volcánicas félsicas y/o de rocas sedimentarias que, por su origen, en un medio ambiente de presiones y/o temperaturas bajas, deliberadamente se les excluyó de las discusiones subsecuentes. Debido a la gran diversidad de materiales colectados, y para hacer su descripción de manera sistemática, las muestras se dividieron en base a sus características observadas con la lupa en los siguientes grupos: lherzolitas, granulitas feldespáticas, piroxenitas, megacristales y xenolitos de rocas someras.

El tamaño de los xenolitos en la colección varía de 1 a 20 cm. El conteo de 100 muestras recolectadas, produjo las siguientes abundancias relativas:

45% de lherzolitas

17% de piroxenitas

15% de granulitas

13% de megacristales de piroxeno

8% de megacristales de plagioclasa

2% de rocas sedimentarias y volcánicas

Cabe hacer notar que estos porcentajes posiblemente no tienen significado real en cuanto a la abundancia relativa de inclusiones en el CVC, debido a que en la colección se mezclan ejemplares provenientes de distintos volcanes, y a que durante la colecta se tendió a seleccionar las muestras en base a su litología y estado de preservación. Esto es, hay volcanes en que las lherzolitas forman más del 70% de los xenolitos, pero en su mayoría, están intensamente oxidados y, casi invariablemente, su paragénesis es la misma. Por otro lado, las piroxenitas y granulitas, aunque más raras, no están tan alteradas y siempre cabe la posibilidad de encontrar mayor diversidad en sus paragénesis, por lo que se tendió a coleccionar casi todos los ejemplares de granulita mayores de 5 cm de diámetro.

El Cerro La Vaca (Lámina 2, clave MÑ-1) es un cono cinerítico que presenta el cráter abierto al NNW. Las pendientes de sus flancos son suaves, lo que nos hace suponer que no es muy joven; está constituido por fragmentos de escoria con un rango de tamaños que varía desde pocos milímetros hasta más de 70 centímetros. La ceniza volcánica suelta, que comúnmente recubre a este tipo de edificio volcánico, ha desaparecido por completo. En este cono se encontró una cantidad considerable de lherzolitas de espinela, piroxenitas, granulitas feldespáticas y megacristales de piroxeno. El número de ejemplares coleccionados en esta localidad fue de 97, pero de esta cantidad gran porcentaje es de inclusiones de tamaño pequeño (< 2 cm) o fragmentos

desprendidos al momento de recolectar los xenolitos. El conteo para estimar la abundancia relativa de las inclusiones mayores de 2 cm, recolectadas en esta localidad, con base en la identificación con lupa, es de: 62% de lherzolitas, 18% de granulitas, 15% de megacristales de piroxeno y 5% de piroxenitas.

De las observaciones hechas en el campo, y de las abundancias relativas en la colección se concluye que las lherzolitas son las inclusiones más abundantes en el CVC. El tamaño de los cristales que las constituyen varía desde 1 mm hasta 3 o 4 mm, (aunque colectamos una muestra de grano excepcionalmente grueso, en la que el olivino excede los 10 mm), lo que explica por qué fueron explotados los xenolitos como fuente de *peridot* (i.e. olivino para uso en joyería, como una gema). En general, las lherzolitas son muy frágiles y deleznales, y algunas desarrollan intemperismo muy marcado, color rojo ladrillo, en los cristales de olivino. Los ejemplares colectados varían desde "sin alteración aparente" hasta aquellos que están "intensamente oxidados". Algunas muestras presentan diópsida rica en cromo, color verde esmeralda, muy notoria.

Las granulitas se encontraron casi todas como nódulos deslavados. Algunos ejemplares eran núcleos de bombas volcánicas y otros se encontraban embebidos en derrames de lava. En general, las granulitas de Camargo, presentan un bandeamiento sutil de minerales máficos y félsicos, aunque frecuentemente éste no es evidente a primera vista. El tamaño de las granulitas casi siempre es mayor de 3 cm y algunos ejemplares alcanzan los 10 cm de longitud. El tamaño de los cristales es uniforme entre 1 y 2 mm y no son tan deleznales como en las lherzolitas.

Las piroxenitas, son de color negro y muestran dos texturas: la más común es fanerítica, de grano fino (< 1 mm), y el otro, que sólo se presenta en un ejemplar (MÑ-20) es fanerítica de grano medio (entre 1 y 5 mm). El diámetro medio de los xenolitos es normalmente pequeño, entre 3 y 4 cm, pero en el Cerro La Vaca se encontraron 2 ejemplares de poco más de 10 cm. La mayoría de las piroxenitas presentan rasgos de fusión en sus bordes. En el campo se presentan principalmente como nódulos

deslavados de los derrames de lava y/o de los depósitos piroclásticos. No es común encontrarlas incrustadas en las lavas. Esto puede deberse al poco contraste en color entre las lavas y las inclusiones, lo que dificulta su identificación. Por otro lado, las lherzolitas, que generalmente son color verde manzana, y las granulitas, con bandas blancas, son fácilmente reconocibles en los basaltos, generalmente de color gris oscuro o negro.

Los megacristales de piroxeno se encuentran como fragmentos aislados, yaciendo sobre el terreno. Su tamaño varía desde 0.3 cm, hasta algunos ejemplares de 4 cm de longitud. También pueden verse como inclusiones en las lavas, especialmente en superficies intemperizadas. Invariablemente presentan sus bordes de parcial a completamente fundidos. Su color es negro y preservan algunas caras cristalinas (¿o de superficies de clivaje?).

Los megacristales de plagioclasa se encontraron en localidades en donde casi no había inclusiones de otro tipo. Su color es blanco lechoso, y los fragmentos tienen longitudes que varían desde 3 mm hasta ejemplares de 3 cm. En el campo se presentan como fragmentos de cristales sueltos, yaciendo sobre el terreno o embebidos en la matriz de las rocas. En general, preservan vestigios de caras cristalinas.

En muchos derrames de lava también se encontraron lo que por su morfología y tamaño (1-2 mm) en un principio se juzgó como xenocristales de olivino. La petrografía en las muestras de lava en algunos casos confirmó esta aseveración, gracias al maclado y bordes corroídos característicos de los cristales accidentales (Figura 11), y en otros fue ambigua por no presentarse claramente éstos. En algunos lugares excepcionales, los xenocristales de olivino están casi por completo ausentes (e.g. como MA-6).

PETROGRAFIA

Se elaboraron 26 láminas delgadas para el estudio petrográfico de los xenolitos. De éstas, dos son de megacristales (MÑ-21 y MÑ-22) que fueron seleccionados para tratar de dilucidar si son kaersutita o piroxeno. A juzgar por la ausencia de pleocroísmo intenso, característico de la kaersutita, se decidió que son piroxenos. Otras dos muestras son de las rocas volcánicas(?) y/o sedimentarias(?) someras y no se consideran como parte de este estudio. Seis ejemplares son piroxenitas, diez son lherzolitas de espinela. Cinco ejemplares son granulitas, y un ejemplar que en principio se consideró como granulita, al realizar la petrografía se encontró que era una muestra de granodiorita o granito, por lo que tampoco se le tratará en este estudio.

La composición modal de las muestras ultramáficas se sintetiza en la Tabla 5, y se graficaron en el diagrama de clasificación de rocas ultramáficas de la IUGS (Streckeisen, 1976, Figura 18). Cabe hacer notar que dicho diagrama fue diseñado para discriminar cambios mineralógicos y composicionales en las rocas (i.e. a la manera de las clasificaciones de las rocas ígneas) y no hace énfasis en conjuntos mineralógicos desarrollados debajo del "solidus" de las rocas (i.e. las paragénesis metamórficas). Por tanto, esta clasificación es buena para dar nombre más preciso a las muestras, pero no brinda información genética acerca de ellas.

Lherzolitas de espinela

Las lherzolitas de espinela del CVC presentan una paragénesis mineral constante de $OI > Opx > Cpx > Sp$. Casi todos los xenolitos tienen aspecto textural uniforme, excepto la muestra MÑ-17 que tiene cristales desusualmente grandes. La clasificación adoptada es de acuerdo a Basu (1977). La textura dominante en las lherzolitas de Camargo es granular gruesa. Las "juntas triples" (i.e. contactos intergranulares que forman 3 ángulos de 120°) se presentan de manera común, en éste tipo de xenolitos.

TABLA 5. COMPOSICION MODAL DE LOS XENOLITOS DEL CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO

| No. | MUESTRA | Oi | Oi alterado | Oi TOTAL | Opx | Anillo de oxidación alrededor del Opx | Opx TOTAL | Cpx | Sp | TEXTURA |
|-----|---------|------|-------------|----------|------|---------------------------------------|-----------|------|-----|--|
| 1 | MÑ-4 | 39.9 | - | 39.9 | 60.1 | - | 60.1 | - | - | Granoblástica equigranular poligonal (2) |
| 2 | MÑ-5 | 46.2 | 1.9 | 48.1 | 30.6 | - | 30.6 | 18.8 | 2.5 | Granular gruesa (1) |
| 3 | MÑ-6 | 65.5 | 7.9 | 73.4 | 25.2 | - | 25.2 | 1.4 | - | Granular gruesa (1) |
| 4 | MÑ-9 | 36.3 | 30.2 | 66.5 | 22.2 | - | 22.2 | 11.3 | - | Granular gruesa (1) |
| 5 | MÑ-10 | 26.9 | - | 26.9 | 56.7 | 16.4 | 73.1 | - | - | Granoblástica equigranular poligonal (2) |
| 6 | MÑ-11 | 54.8 | 16 | 70.8 | 20.1 | - | 20.1 | 5.2 | 3.9 | Granular gruesa (1) |
| 7 | MÑ-12 | 44.6 | 31.8 | 76.4 | 21.5 | - | 21.5 | - | 2.1 | Granular gruesa (1) |
| 8 | MÑ-13 | 62.3 | 3 | 65.3 | 27.2 | - | 27.2 | 5.8 | 1.7 | Granular gruesa (1) |
| 9 | MÑ-15 | 11.7 | - | 11.7 | 25.2 | 18.6 | 43.8 | 44.5 | - | Granoblástica equigranular poligonal (2) |
| 10 | MÑ-16 | 44.5 | 5.2 | 49.7 | 32.2 | - | 32.2 | 14.5 | 3.6 | Granular gruesa (1) |
| 11 | MÑ-17 | 55.1 | 0.6 | 55.7 | 27.5 | - | 27.5 | 14.3 | 2.5 | Granular gruesa (1) |
| 12 | MÑ-18 | 44.7 | 3.5 | 48.2 | 41.3 | - | 41.3 | 7.1 | 3.4 | Granular gruesa (1) |
| 13 | MÑ-19 | 5 | - | 5 | 92.1 | - | 92.1 | 2.9 | - | Granoblástica equigranular intertubulada (2) |
| 14 | MÑ-20 | - | - | - | 12 | - | 12 | 67.3 | 21 | Granoblástica equigranular poligonal (2) |
| 15 | M-90x | 11.2 | - | 11.2 | - | - | - | 88.8 | - | Granoblástica equigranular poligonal (2) |

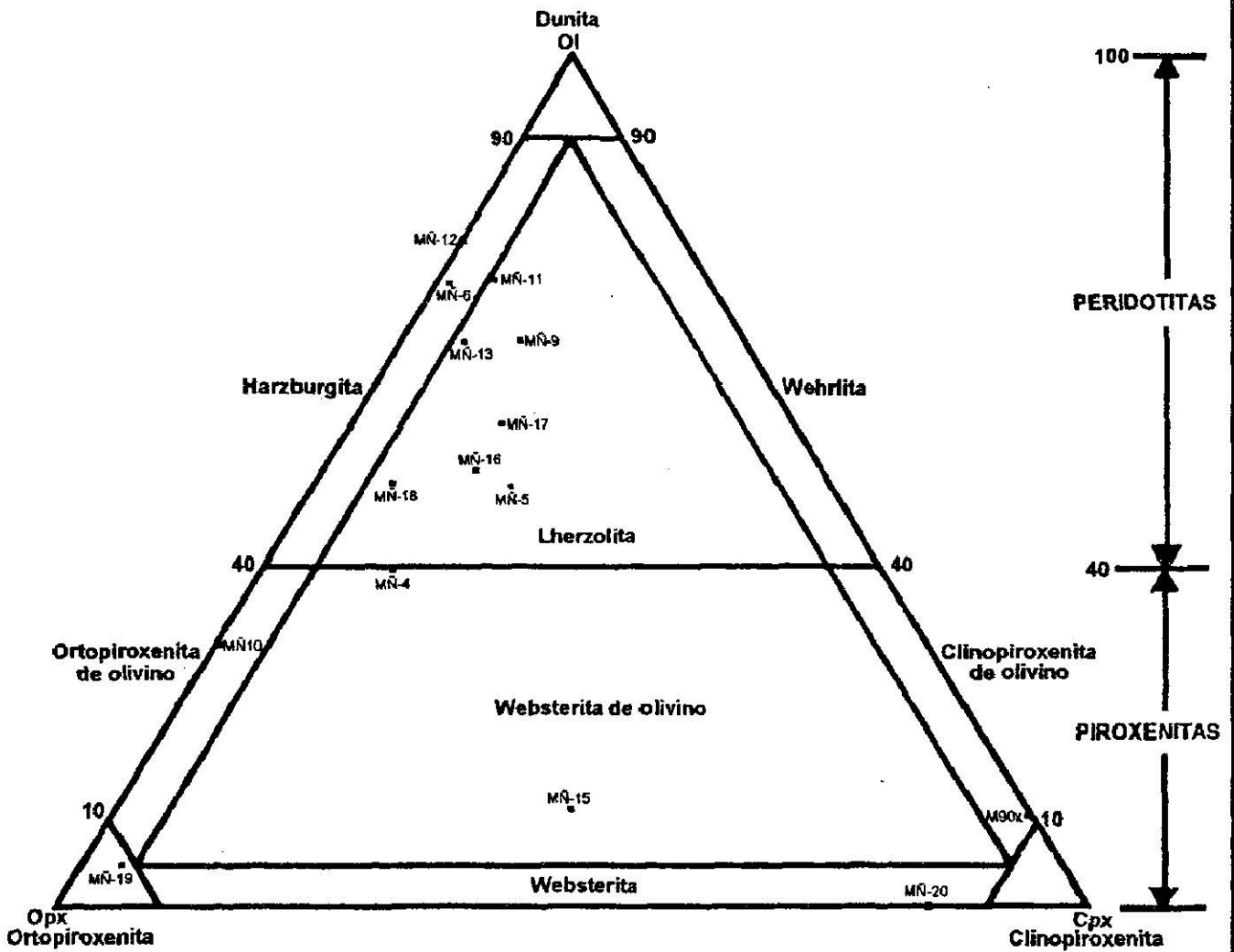
EXPLICACION

La composición modal se estimó por conteo de puntos (>1,000 puntos para cada lámina delgada)

Las abreviaturas son: Oi=olivino, Opx=ortopiroxeno, Cpx=clinopiroxeno y Sp=espinela.

Los valores representan porcentajes en volumen

Las texturas están basadas en: (1) Basu, 1977 y (2) Winkler, 1976



EXPLICACION

MÑ-11 Es el número de muestra graficada

U
A
S
L
P

FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA
TRABAJO RECEPCIONAL

CLASIFICACION DE LOS XENOLITOS
ULTRAMAFICOS DEL CVC DE ACUERDO
AL DIAGRAMA DE STRECKEISEN

MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN

FECHA: FEB. 95

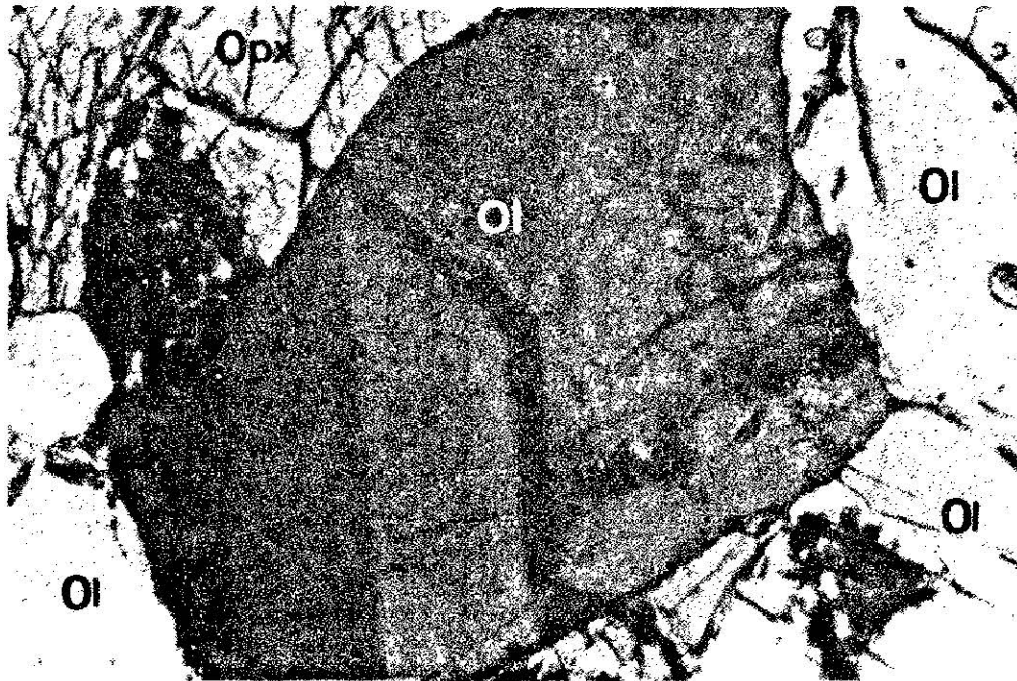
FIGURA 18

El olivino en las lherzolitas tiene tamaño de grano promedio que varía entre 2.5 mm y 4.5 mm. En algunos ejemplares el olivino se presenta aún más grande, hasta de 10 mm (i.e. MÑ-17). La forma de los cristales es anhedral y los límites entre sus caras varían de curvos a rectos. De acuerdo al ángulo $2V$, estimado en figuras de interferencia de eje óptico centrado, su composición oscila entre Fo_{80} a Fo_{95} . En general, el olivino presenta maclado o extinción ondulatoria muy notoria (Figura 19). Invariablemente esta fase no muestra rasgos de exsolución. En las láminas no es evidente la orientación preferencial en los cristales de esta fase.

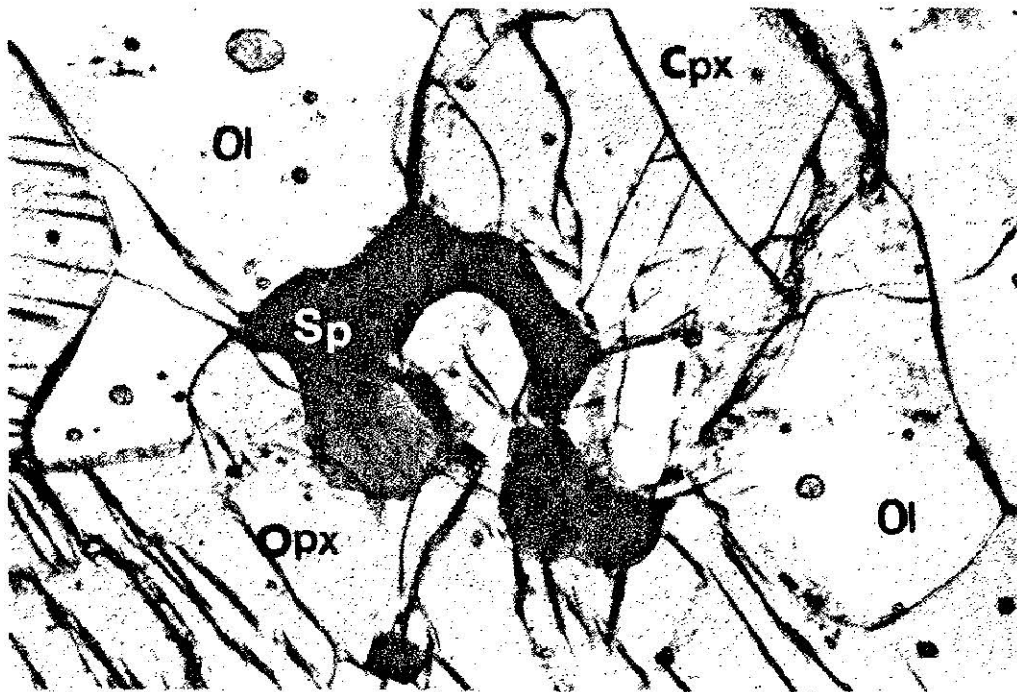
El ortopiroxeno tiene tamaño promedio de grano entre 0.5 a 2.0 mm. Su forma es anhedral. Los límites entre los granos varían de irregulares a curvos. Es común encontrar en los cristales fracturas (Figura 20), y el desarrollo de las líneas de los clivajes característicos de los piroxenos. Los cristales no presentan rasgos de exsolución ni de orientación preferencial aparente.

El clinopiroxeno, fácilmente identificable en luz plana polarizada por su color verde (Figura 20), es normalmente más pequeño, y se presenta en menor cantidad que el olivino y el ortopiroxeno. Su tamaño oscila entre 0.4 y 0.8 mm. Su forma es anhedral, con límites intergranulares de forma irregular. El clivaje es menos notable que en el ortopiroxeno. Por sus características ópticas se cree que es diópsida rica en cromo. Tampoco presenta rasgos de exsolución preferencial. La espinela tiene formas muy irregulares, es anhedral, su tamaño varía entre 0.2 hasta 2.3 mm. Está casi siempre asociada o en la vecindad con los piroxenos (Figura 20). Sólo en casos excepcionales se asocia al olivino.

El olivino es la fase más alterada en las lherzolitas de espinela. La alteración ubicua es oxidación, que varía en intensidad de muestra a muestra. Existen ejemplares sin alteración aparente como MÑ-5, MÑ-13 y MÑ-17, muestras con alteración incipiente, que se manifiesta con la formación de óxidos con hábito dendrítico y color negro, a lo largo del borde externo de los cristales y/o por las líneas de fractura, a veces



19



20

Figura 19.- Fotomicrografía que muestra un cristal de olivino con el maclado característico en las lherzolitas (extinción ondulatoria). También se aprecia una junta triple, y un cristal de ortopiroxeno parcialmente destruido por la preparación de la lámina. Muestra MÑ-13. Luz polarizada.

Figura 20.- Fotomicrografía que muestra un cristal anhedral de espinela con hábito irregular; se encuentra en contacto con los piroxenos. El clinopiroxeno se reconoce por su color verde. El ortopiroxeno presenta mayor fracturamiento que el clinopiroxeno. También se aprecian algunos cristales de olivino. Muestra MÑ-5. Luz natural.

acompañado por una tonalidad ligeramente rojiza en el resto del cristal (MÑ-6, MÑ-16, Figura 21). El siguiente grado de oxidación del olivino se manifiesta por la sustitución del color negro a color rojo intenso (MÑ-11, Figura 22). En xenolitos más alterados, además de los rasgos previamente descritos, se observan inclusiones de minerales opacos en los olivinos, orientados a lo largo de las fracturas (MÑ-12, Figura 23). La alteración más extrema, es la oxidación completa, quedando entonces un pseudomorfo de minerales opacos reemplazando al olivino (MÑ-9, Figura 24).

Granulitas feldespáticas

Se realizó el análisis petrográfico de seis muestras de granulitas. El estudio preliminar mostró que una muestra que inicialmente se tomó como granulita feldespática era, en realidad, un granito-granodiorita (MÑ-2), parcialmente fundido. Por lo que se le excluyó de las descripciones posteriores.

La paragénesis mineral dominante en las granulitas es $Pl > Opx > Cpx$, con óxidos como minerales accesorios y secundarios.

La plagioclasa constituye normalmente más del 50 % de la roca (estimada visualmente). Su hábito es anhedral, con un tamaño que varía entre 1.5 a 3.0 mm, se encuentra zonada, y a veces con los bordes externos corroídos. El ortopiroxeno es anhedral, con un tamaño que varía entre 0.5 a 2.5 mm. Es común que presente un anillo de oxidación alrededor. El clinopiroxeno se encuentra en menor proporción, con un tamaño entre 0.5 y 2.0 mm, su forma es anhedral. Cuando la estructura de bandeamiento es notoria, los piroxenos se encuentran elongados.

La estructura de las granulitas varía desde una muestra finamente laminada (2 mm, MÑ-8) con segregación de minerales oscuros (piroxenos) y blancos (plagioclasas), hasta algunas muestras con bandeamiento burdo (MÑ-1, MÑ-3, MÑ-7 y MÑ-14). El tamaño promedio de los granos es de 1 a 3 mm. La textura más común en estas rocas es la textura granoblástica, equigranular-poligonal. Los contactos entre los granos son

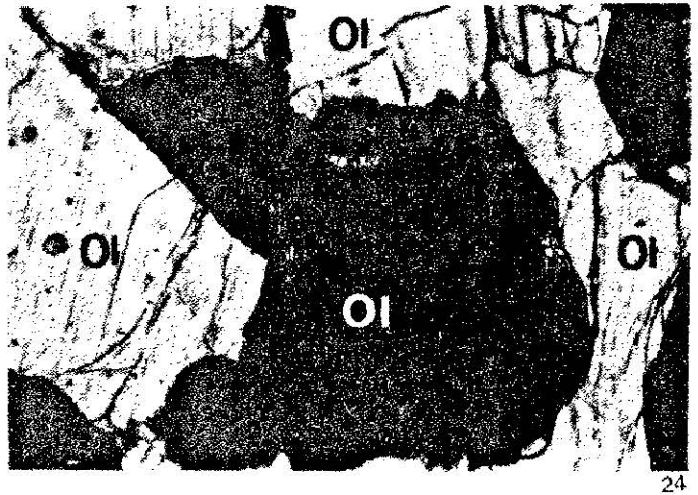
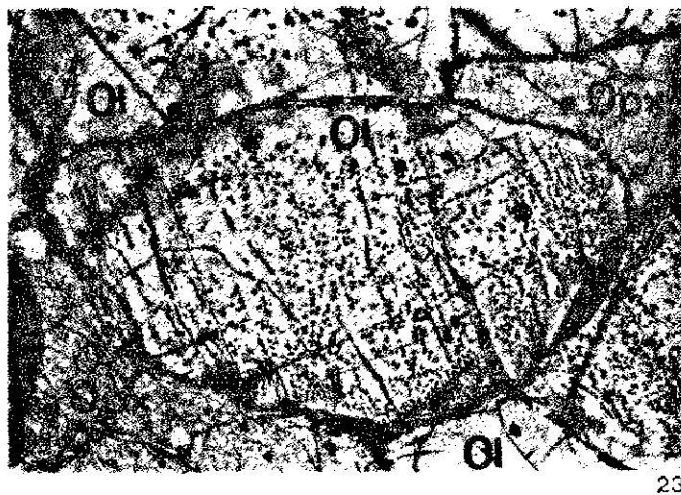
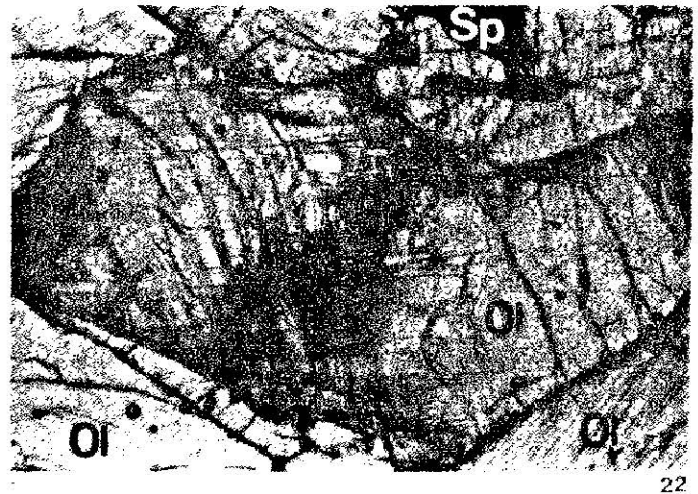
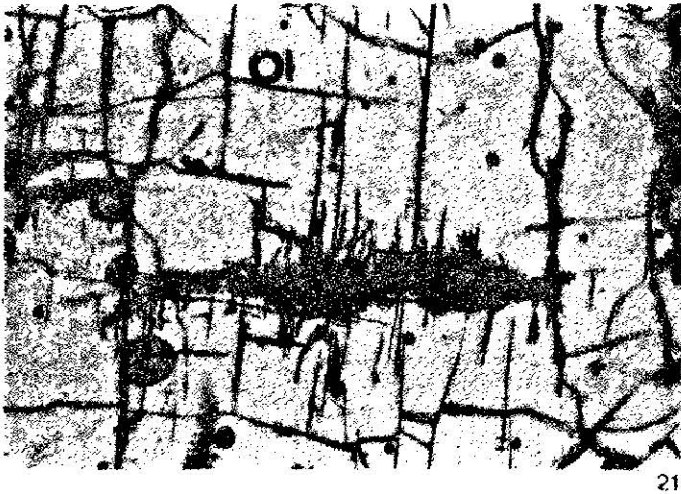


Figura 21.- Fotomicrografía de un cristal de olivino que muestra alteración incipiente, desarrollada sobre las superficies de clivaje (?). Muestra MÑ-6. Luz natural.

Figura 22.- Fotomicrografía que muestra la alteración desarrollada en un cristal de olivino a partir de una fractura y que se extiende de manera perpendicular a ésta, en forma de laminillas de oxidación rojiza. En la parte superior se observa algo de espinela en contacto con el clinopiroxeno. Muestra MÑ-11. Luz natural.

Figura 23.- Fotomicrografía de un cristal de olivino arredondado, que presenta alteración rojiza desarrollada sobre todo en los bordes y en las fracturas, además de inclusiones de minerales opacos que están orientados de manera paralela. La alteración se extiende a otros cristales de olivino alrededor. También se puede observar una junta triple en la parte inferior derecha. Muestra MÑ-12. Luz natural.

Figura 24.- Fotomicrografía de un pseudomorfo de minerales opacos reemplazando al olivino (?). Se alcanza a observar espinela en la esquina superior derecha. Muestra MÑ-9. Luz natural.

generalmente rectos, aunque hay algunos interlobulados, las juntas triples, son relativamente abundantes (Figuras 25a y 25b).

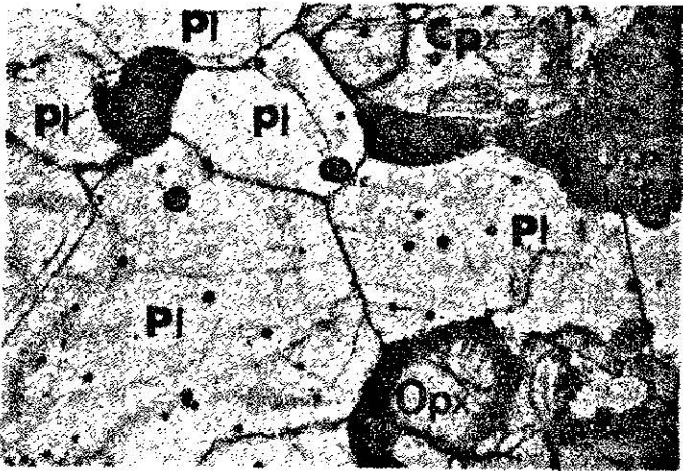
Las muestras se tiñeron con cobaltinitrito de sodio (Ver Anexo 3), para facilitar la identificación del feldespató potásico. Sólo la muestra MÑ-14 reaccionó a la tinción, de dos maneras distintas: una es en las vesículas de la lava que recubre la inclusión y que presentan rellenos de zeolitas que se tiñeron con el cobaltinitrito de sodio (Figura 26). Dentro del xenolito existe una zona pequeña que se alcanzó a teñir justo en donde hay exsolución de feldespató potásico en un cristal de plagioclasa. El fenómeno de exsolución sucedió a lo largo de dos direcciones cristalográficas formándose, en esa parte, una textura ligeramente similar a la textura mirmequítica (Figura 27). En ninguna de las granulitas feldespáticas se encontró granate, una fase común en los paragneises en otras localidades con xenolitos, del centro de México.

Sólo la muestra MÑ-3 tiene rasgos incipientes de exsolución lamelar en el ortopiroxeno.

Piroxenitas

Se analizaron petrográficamente seis muestras de piroxenitas para determinar su paragénesis mineral y arreglos texturales. Las texturas en todas ellas son similares, siendo del tipo de mosaico equigranular, con abundantes juntas triples, excepto la muestra MÑ-19, cuya textura es equigranular-interlobulada (Moore, 1970, citado por Winkler, 1976) y las juntas triples se presentan en menor cantidad. En las seis muestras estudiadas los porcentajes de los minerales primarios varían.

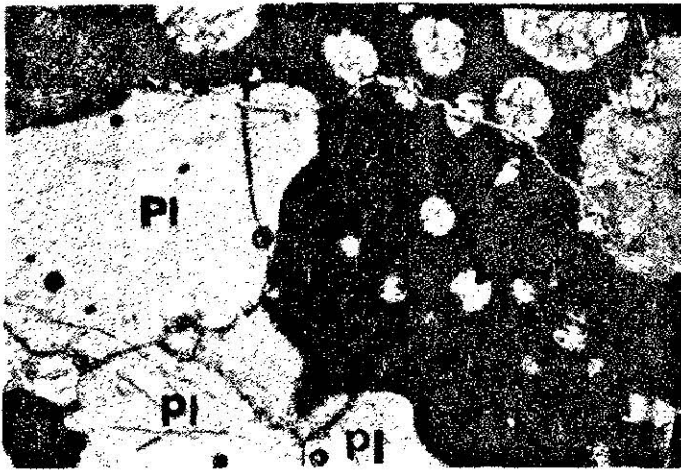
La muestra MÑ-15 tiene una paragénesis de $Opx > Cpx > Ol$ y no contiene espinela; ninguna fase presenta rasgos de exsolución, ni de desequilibrio, sólo se observó alteración en los bordes externos del ortopiroxeno. La muestra MÑ-4 tiene una composición modal de $Opx > Ol$, que cae justo entre el límite de las peridotitas y las piroxenitas (Figura 18), se le clasificó como piroxenita por su textura de mosaico



25a



25b



26



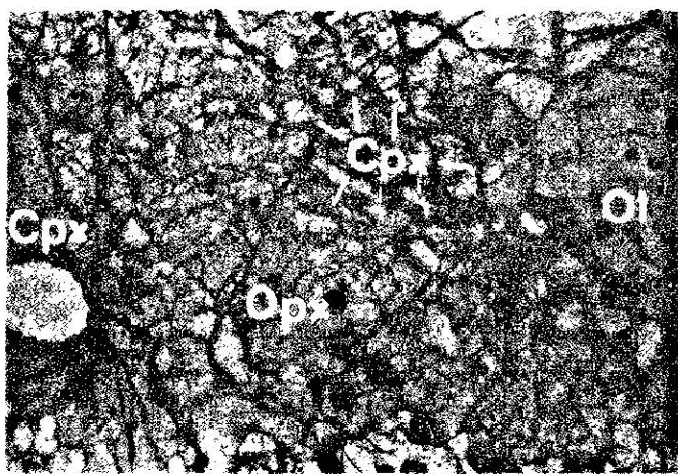
27

Figura 25.- Fotomicrografía de un xenolito de granulita feldespática con textura granoblástica, equigranular-poligonal, con juntas triples conspicuas. Los cristales de ortopiroxeno muestran oxidación en su borde externo. Muestra MÑ-8. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

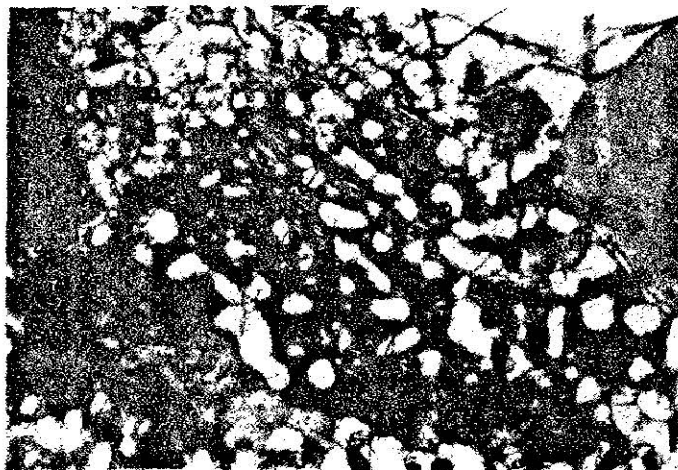
Figura 26.- Fotomicrografía de la zona de contacto entre un xenolito de granulita y el basalto transportador. La lava se encuentra muy vesiculada y algunas vesículas están rellenas de arcillas y zeolitas que reaccionaron con el cobaltinitrito de sodio y se tiñeron (color amarillo fuerte). En la granulita se observan algunas juntas triples. Muestra MÑ-14. Luz natural.

Figura 27.- Fotomicrografía de un cristal de plagioclasa con laminillas de exsolución de feldespato potásico, lo que le da un aspecto ligeramente mirmequítico. Otras fases presentes son clinopiroxeno, plagioclasa y óxidos opacos. MÑ-14. Nícoles cruzados.

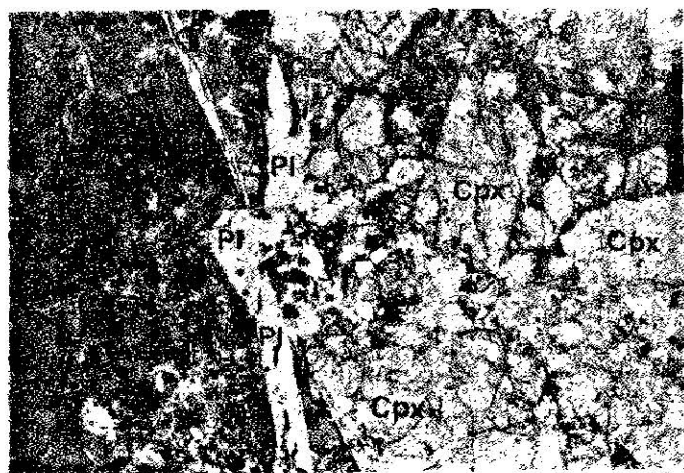
equigranular, que es común en las piroxenitas y no en las lherzolitas. Además de que sus olivinos no tienen rasgos de deformación (maclado), que son ubicuos en las lherzolitas. La muestra MÑ-10, es otra piroxenita muy similar a la MÑ-4, con textura de mosaico equigranular y mineralogía de $Opx > Ol$. La muestra MÑ-19, tiene una composición de $Opx > Ol > Cpx$. El ortopiroxeno es fuertemente pleocróico (¿hiperstena?) y con colores de interferencia altos. La muestra presenta gran número de rasgos de desequilibrio como intercrecimientos arredondados y consertales (Iddings, 1909; Niggli, 1954, citado por MacKenzie *et al.*, 1991) de clinopiroxeno dentro del ortopiroxeno (Figuras 28a y 28b). En la muestra MÑ-20, la espinela es un constituyente muy importante, presenta color verde oscuro, que se parece a la espinela de las granulitas gabroicas del CVSQ y, contrasta con la espinela de las lherzolitas, que es color café-rojizo; en esta muestra, la espinela constituye cerca del 20 % de la roca y su paragénesis es $Cpx > Sp > Opx$. La muestra M-90X, tiene rasgos de fusión(?) importantes o de inyección(?) del magma que transportó al xenolito, evidenciados por la presencia de taquilita rellenando los espacios intergranulares, aunque los rasgos de corrosión (reabsorción) en los bordes de los cristales son poco notorios. En el vidrio se presenta desvitrificación incipiente, fracturas perlíticas, además de la presencia de cristalitos y microfenocristales de plagioclasa, y raros fenocristales de plagioclasa, de crecimiento rápido (a juzgar por su hábito de "cola de golondrina", Figuras 29a y 29b). La mineralogía es $Cpx > Ol >$ minerales secundarios (calcita + arcillas).



28a



28b



29a



29b

Figura 28.- Fotomicrografía que muestra intercrecimientos arredondados de clinopiroxeno dentro de un cristal de ortopiroxeno. Aunque las inclusiones son de forma irregular, se alcanza a percibir una dirección de elongación común, y además todas tienen la misma orientación óptica. También se observan algunos cristales de olivino y clinopiroxeno en las orillas. Muestra MÑ-19. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

Figura 29.- Fotomicrografía que muestra una zona de fusión o de inyección de la lava transportadora, evidenciada por el vidrio color café (taquillita). Se observan fenocristales de plagioclasa con hábito de "cola de golondrina" (que indican un crecimiento rápido) y cristalitas de plagioclasa. Muestra M-90X. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

CAMPO VOLCANICO DE SAN QUINTIN

Para este campo volcánico, se realizó un trabajo sobre 6 "megaláminas" (4x6 cm) de lherzolitas, resumiéndose sus aspectos mineralógicos en la Tabla 6; también se graficaron en el diagrama de rocas ultramáficas de Streickeissen (1976), para determinar el tipo de roca (Figura 30). Asimismo se estudiaron 7 láminas delgadas de tamaño normal, de xenolitos de granulita feldespática, que se consideraron como los más representativos de una colección de aproximadamente 40 ejemplares.

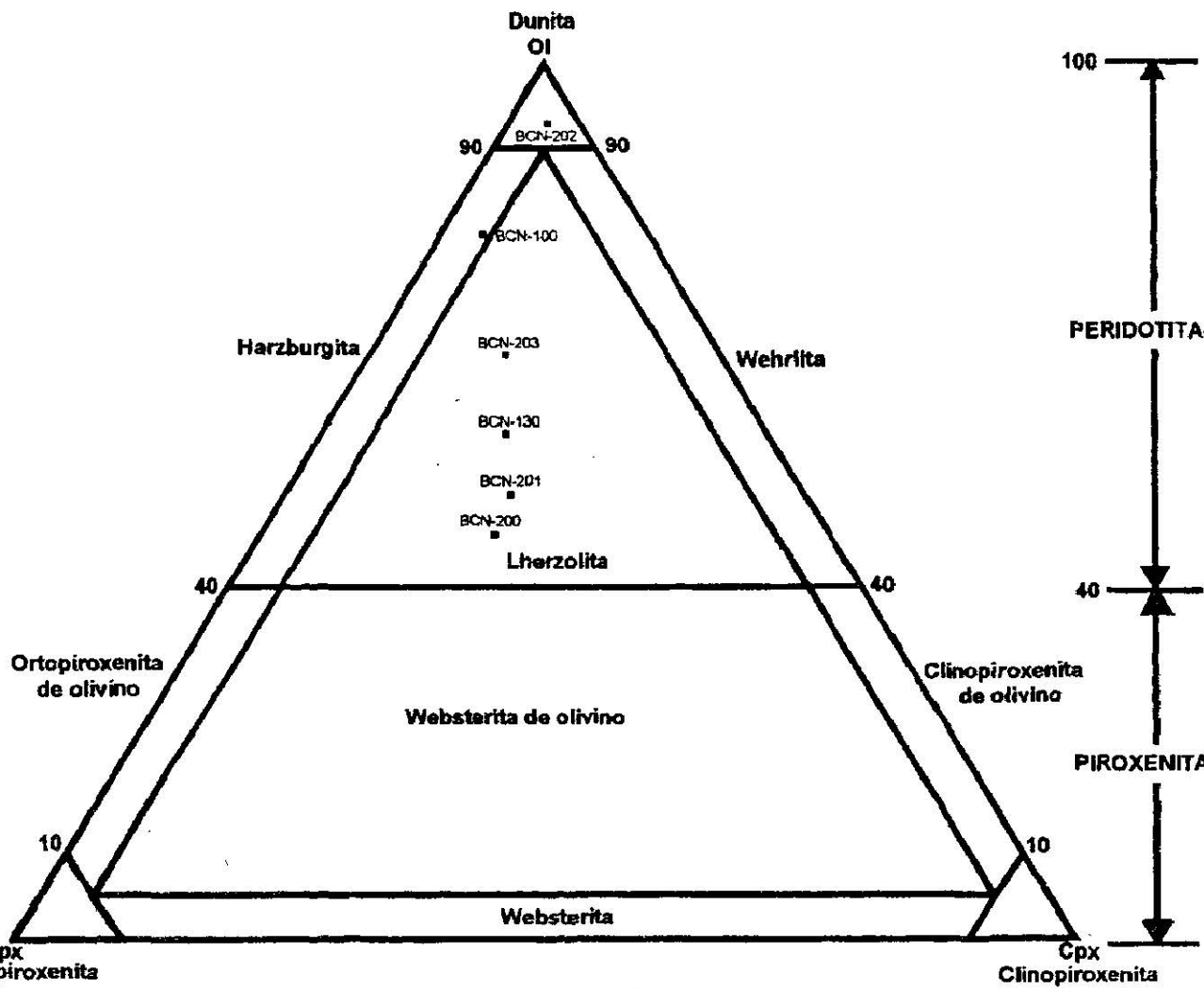
Lherzolitas de espinela

Para la descripción petrográfica de este tipo de xenolitos, se adoptó el siguiente esquema de trabajo: primero se hizo un resumen de los principales rasgos que observó Basu (1977), ya que él realizó un estudio muy detallado de las lherzolitas del CVSQ. Después, se anotó qué muestra en nuestra colección correspondía a cada tipo textural definido por Basu.

Textura granular gruesa

Esta textura se caracteriza por su gran tamaño de grano (4 mm) y generalmente su falta de deformación. El olivino es granular, equidimensional y los límites intergranulares son curvilíneos; en algunos especímenes, los granos de olivino muestran bordes granulares rectos. El ortopiroxeno también es equidimensional, con límites irregulares entre los granos, siendo a veces los contactos con el olivino, curvilíneos; no presenta evidencias de deformación y tiene una orientación preferencial muy pobremente desarrollada. El clinopiroxeno muestra el hábito similar al ortopiroxeno, pero tiene los límites intergranulares más irregulares y menos exsolución lamelar que el ortopiroxeno; tampoco presenta orientación preferencial. La espinela muestra, típicamente, forma ameboide, tiene límites intergranulares irregulares y curvilíneos con el olivino y no presenta elongación o lineación. Ninguna de las muestras en la colección presenta esta textura.

| TABLA 6. COMPOSICION MODAL DE LOS XENOLITOS DEL CAMPO VOLCANICO DE SAN QUINTIN | | | | | | |
|--|---------|---------|--------------|---------------|----------|----------------------|
| No. | Muestra | Olivino | Ortopiroxeno | Clinopiroxeno | Espinela | TEXTURA |
| 1 | BCN-100 | 74.3 | 14.2 | 4.6 | 6.9 | Mosaico tabular |
| 2 | BCN-130 | 55.2 | 23.7 | 16.8 | 4.3 | Porfiroclástica |
| 3 | BCN-200 | 43.5 | 28.8 | 21.5 | 6.2 | Porfiroclástica |
| 4 | BCN-201 | 47.7 | 26.5 | 19.1 | 6.7 | Porfiroclástica |
| 5 | BCN-202 | 90.1 | 4.6 | 3 | 2.3 | Mosaico equigranular |
| 6 | BCN-203 | 64.9 | 19.7 | 13.4 | 2 | Porfiroclástica |
| <p>Explicación</p> <p>El análisis modal se realizó por conteo de puntos (> 2000 puntos, para cada lámina delgada)</p> <p>Los valores representan el porcentaje en volumen de la muestra.</p> <p>Las texturas están basadas en Basu (1977)</p> | | | | | | |



EXPLICACION
 BCN-100 Es el número de muestra graficada

| | | |
|-----------------------|--|-----------|
| U A S L P | FACULTAD DE INGENIERIA AREA CIENCIAS DE LA TIERRA TRABAJO RECEPCIONAL | |
| | CLASIFICACION DE LOS XENOLITOS ULTRAMAFICOS DEL CVSQ DE ACUERDO AL DIAGRAMA DE STRECKEISEN | |
| | MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN | |
| | FECHA: FEB. 95 | FIGURA 30 |

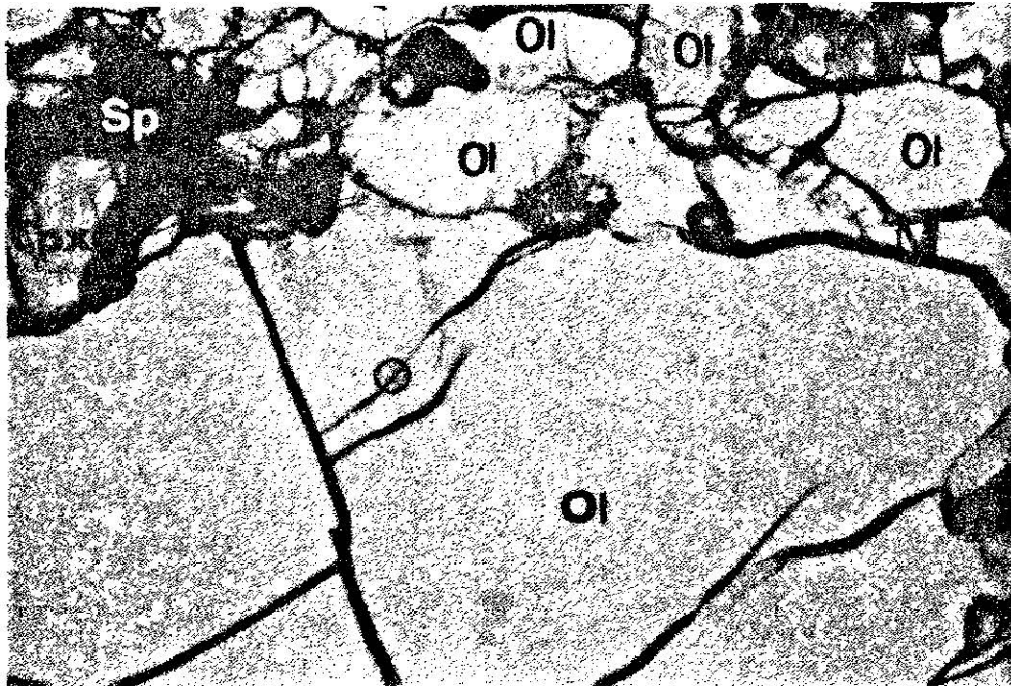
Textura porfiroclástica

Esta textura, es la más abundante en el CVSQ. Se puede describir como una tectonita con porfiroclastos grandes (>4 mm) de olivino y ortopiroxeno, y porfiroclastos de clinopiroxeno y espinela más escasos y pequeños. La matriz es de grano fino (<0.5 mm) y está formada por neoblastos, equigranulares y sin deformar, de los cuatro minerales. La foliación está marcada por el aplastamiento de los porfiroclastos de las cuatro especies minerales. La espinela, y especialmente el ortopiroxeno, con frecuencia muestran fuerte lineación en el plano de foliación. La abundancia de porfiroclastos de clinopiroxeno (diópsida) alargados y doblados es un rasgo notable. Los cuatro minerales muestran distribución bimodal en el tamaño del grano, los porfiroclastos con tamaño promedio de 3 x 2 mm, mientras que los neoblastos muestran tamaño promedio de 0.2 x 0.2 mm.

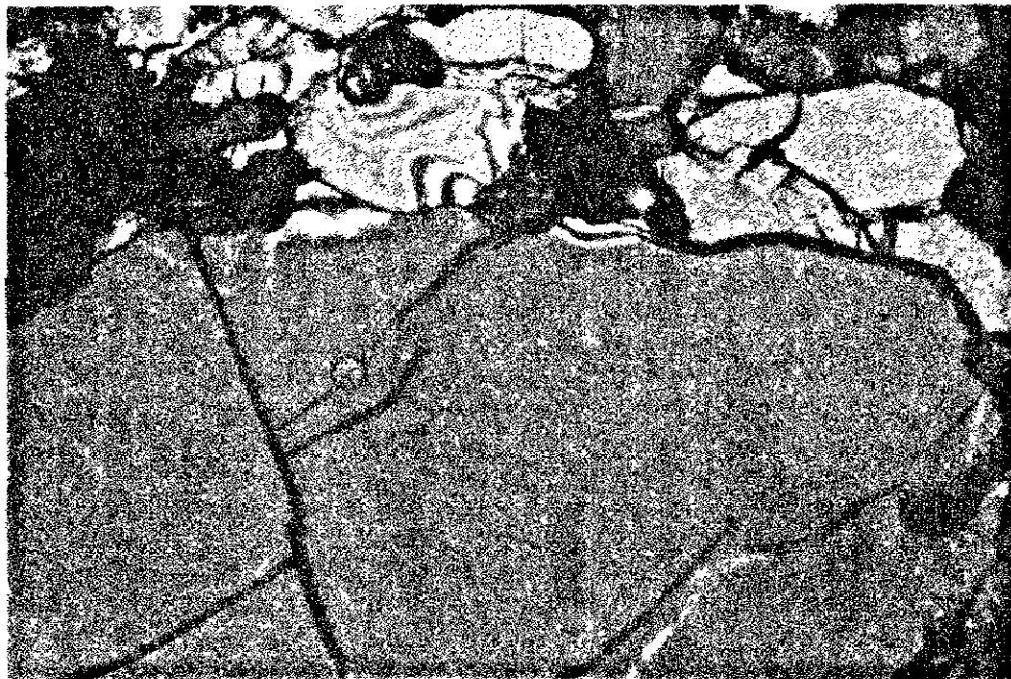
Las muestras BCN-130, BCN-200, BCN-201 y BCN-203, son las que presentan esta textura.

La muestra BCN-130 contiene porfiroclastos de olivino con tamaño promedio de 2 mm y neoblastos de 0.7 mm (Figuras 31a y 31b), sus límites son rectos a ligeramente curvos. Hay intenso maclado en los porfiroclastos, pero no presenta rasgos de exsolución ni orientación preferencial. Los porfiroclastos de ortopiroxeno llegan a ser hasta de 7 mm de largo, sus bordes son irregulares y presenta deformación y exsolución lamelar. Los neoblastos de ortopiroxeno tienen diámetro promedio de 0.7 mm. Los porfiroclastos de clinopiroxeno tienen tamaño medio de 1 mm y en los neoblastos es de 0.5 mm; los márgenes de los porfiroclastos son irregulares, sin rasgos de exsolución o de deformación. La espinela tiene forma irregular y se alinea a lo largo de los planos de foliación y está asociada a bandas de piroxeno.

La muestra BCN-200, tiene porfiroclastos de olivino con tamaño promedio de 1.5 mm y neoblastos de 0.5 mm, los límites entre los neoblastos son rectos, con uniones triples frecuentes. El ortopiroxeno tiene límites irregulares en los porfiroclastos y rectos



31a



31b

Figura 31.- Fotomicrografía de un xenolito de lherzolita con textura porfiroclástica. Se observa parte de un porfiroblasto de olivino rodeado por neoblastos de olivino y clinopiroxeno y algunos cristales de espinela. Nótese la gran diferencia en tamaños entre el porfiroblasto y los neoblastos. En el porfiroblasto se alcanza a percibir un maclado débil típico de los olivinos en las lherzolitas. Muestra BCN-130. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

a curvos en los neoblastos. Sólo los porfiroclastos presentan algo de deformación. El clinopiroxeno sin rasgos de exsolución o deformación, tiene tamaño promedio de 0.5 mm, con bordes rectos y uniones triples comunes. Los cristales más grandes de espinela están alargados paralelamente a la foliación. Esta muestra presenta *notorio* bandeamiento, definido por bandas ricas en olivino de grano grueso alternando con bandas de piroxenos de grano fino.

La muestra BCN-201 presenta granos de olivino con tamaño promedio de 3 mm para los porfiroclastos, y de 0.5 mm para los neoblastos. Los márgenes de los cristales son rectos y las uniones triples son abundantes. El ortopiroxeno tiene bordes irregulares y su tamaño promedio es de 5 mm en los porfiroclastos y 0.5 mm en los neoblastos; algunos cristales están intensamente deformados. El clinopiroxeno tiene tamaño promedio de 0.8 mm, con límites irregulares a rectos. La espinela tiene forma irregular; existen algunas agrupaciones de espinela concentradas en áreas pequeñas. Los rasgos de lineación y exsolución están ausentes, posiblemente debido a la orientación de la lámina con respecto a la foliación del xenolito.

La muestra BCN-203 presenta porfiroclastos de olivino de forma irregular, con tamaño promedio de 3 mm y neoblastos de 0.3 mm. Los porfiroclastos presentan maclado notorio. El ortopiroxeno se presenta como el olivino, sólo que tiene exsolución lamelar posiblemente causada por deformación en los porfiroclastos más grandes. El clinopiroxeno es irregular, con tamaño promedio menor de 1 mm. La espinela tiene forma irregular y usualmente está asociada a los piroxenos. En la lámina delgada no se perciben ni foliación ni lineación evidentes.

Textura de mosaico tabular

Esta textura se caracteriza porque la mayoría de los granos son tabulares. El mineral dominante de forma tabular es el olivino. Los límites intergranulares son usualmente rectos, y muestran uniones triples frecuentes. Los ortopiroxenos se presentan como dos clases de cristales: porfiroclastos y escasos granos tabulares. El

clinopiroxeno (diópsida) presenta dos hábitos: como granos equidimensionales y, raramente, como tabletas con márgenes irregulares. La composición de la espinela está estrechamente relacionada con el hábito textural (Basu, 1977). Los xenolitos con textura de mosaico tabular también se caracterizan por reducción en el tamaño promedio de los granos, en comparación con las texturas granular gruesa y porfiroclástica.

La muestra BCN-100, es la que presenta este tipo textural (Figuras 32a y 32b). El olivino tiene forma tabular y equidimensional; su tamaño promedio es de 0.5 mm, con límites rectos y uniones triples abundantes, sin maclado y sin rasgos de exsolución. El ortopiroxeno presenta características similares al olivino. El clinopiroxeno está casi ausente de la muestra, siendo ésta, por su composición modal, una harzburgita (Figura 28). La espinela está diseminada en la muestra, y algunos granos grandes están alargados y ligeramente alineados.

Textura de mosaico equigranular

Esta textura es muy similar a la textura de mosaico tabular, de la cual difiere sólo en el tamaño promedio de sus cristales, que es más fino, y porque estos tienden a ser equidimensionales. Los granos tienen márgenes rectos, poligonales y muestran, con frecuencia, terminaciones de uniones triples. El ortopiroxeno muestra dos generaciones: neoblastos equigranulares y vestigios de porfiroclastos con maclado y exsolución lamelar de espinela y/o diópsida. El clinopiroxeno (diópsida) se presenta como granos equidimensionales, con márgenes irregulares. La espinela en esta textura es la más rica en cromo, de la serie encontrada en San Quintín (Basu, 1977). Se encuentra como granos idioblásticos, con márgenes rectos en las uniones triples entre el olivino y el ortopiroxeno. Las bandas de espinela definen una excelente lineación en esta textura.

La muestra BCN-202, es la que presenta esta textura. El olivino es equidimensional, con tamaño promedio de 1 mm, con uniones triples abundantes; los límites entre los granos son rectos a ligeramente curvos. Algunos cristales tienen

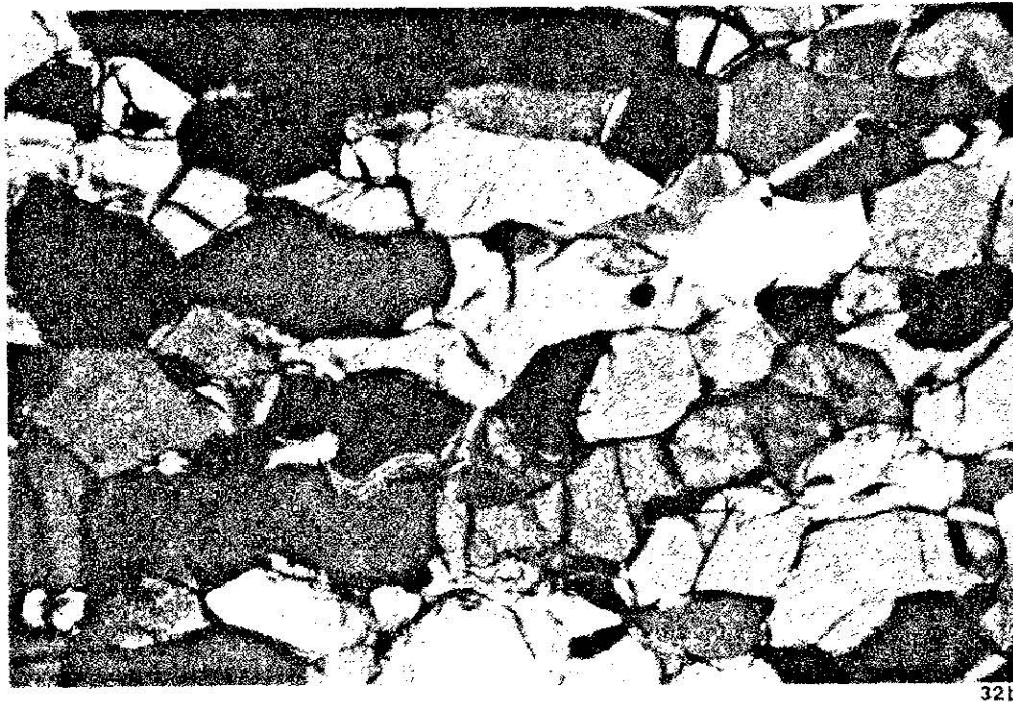
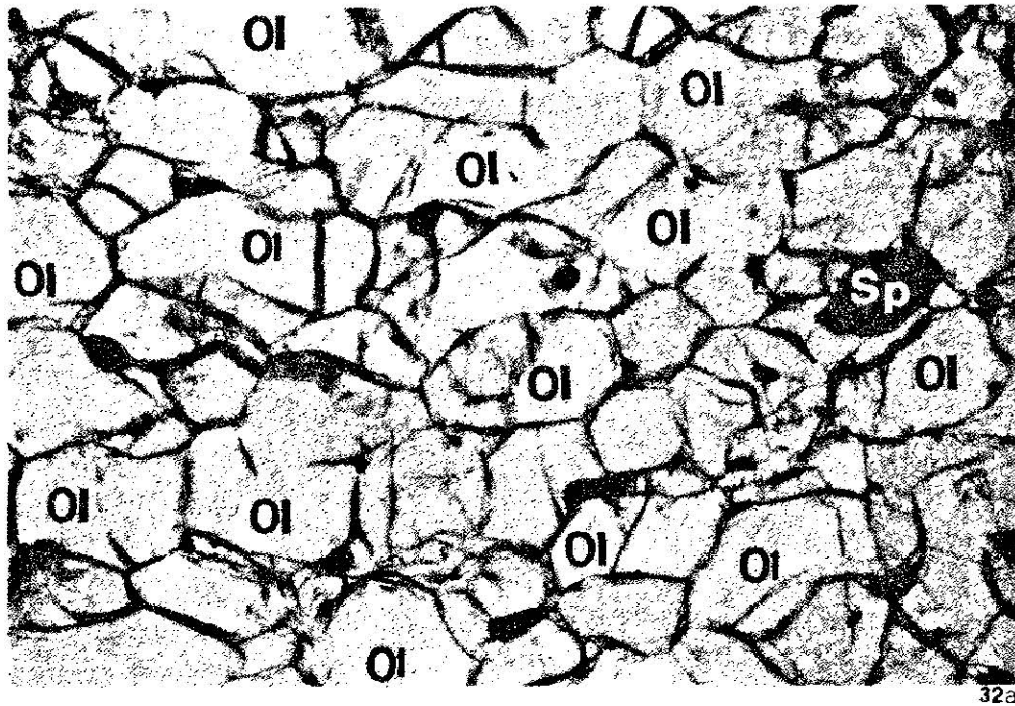


Figura 32.- Fotomicrografía de un xenolito de harzburgita que muestra textura de mosaico tabular. Obsérvese el alargamiento de los cristales. Casi todo el campo visual lo ocupan los cristales de olivino; presenta granos escasos de espinela, en la foto aparece oscura por el gran contraste, en color, con el olivino. Se pueden observar juntas triples en esta textura. Muestra BCN-100. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

extinción ondulatoria intensa (¿porfiroclastos?) y forma de listón, por lo que se les interpreta como vestigios de porfiroclastos, rodeados por matriz de neoblastos sin deformar. En general, ninguna fase presenta rasgos de exsolución o maclado polisintético en este xenolito. El ortopiroxeno y clinopiroxeno están presentes en cantidades pequeñas. La espinela se asocia con el clinopiroxeno.

Granulitas feldespáticas

Se estudiaron 7 láminas delgadas de xenolitos colectados en el Volcán Media Luna del CVSO. Únicamente se estableció su mineralogía y se estimó visualmente su proporción modal. Su paragénesis mineral es plagioclasa + ortopiroxeno + clinopiroxeno ± espinela ± opacos. De acuerdo con la estimación modal, su composición inferida es gabroica. Las variaciones más notorias entre estos ejemplares son en función de la textura, la abundancia modal y en la presencia o ausencia de espinela.

La mayoría de las muestras presentan segregación en bandas, definidas por una alternancia de capas claras (ricas en feldespatos) y oscuras (ricas en piroxenos), de alrededor de 1-2 centímetros. Su tamaño promedio es de 10 cm pero hay algunos ejemplares con diámetro superior a los 25. A continuación se presenta un resumen de las principales características observadas en estas granulitas.

En general, todas las muestras presentan textura cumúlítica, con bordes poligonales. La muestra GML-2, es rica en espinela de color verde, que desarrolló textura de intercrecimiento con el piroxeno, que semeja la textura mirmequítica (Figuras 33a y 33b). La plagioclasa se presenta con bordes rectos. La muestra GML-4, presenta una mineralogía de Pl + Opx + Cpx + opacos, los minerales opacos están como inclusiones poikilíticas dentro del piroxeno. En la lámina GML-5, se tiene una textura cumúlítica bien preservada, con mineralogía de Pl + Opx + Cpx. La muestra GML-18, también presenta textura cumúlítica, en la que cristales euhedrales de piroxeno están como inclusiones poikilíticas en la plagioclasa (Figuras 34a y 34b).

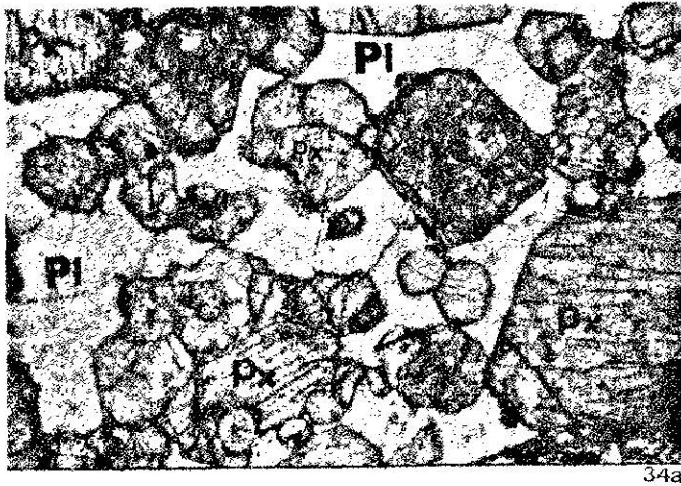
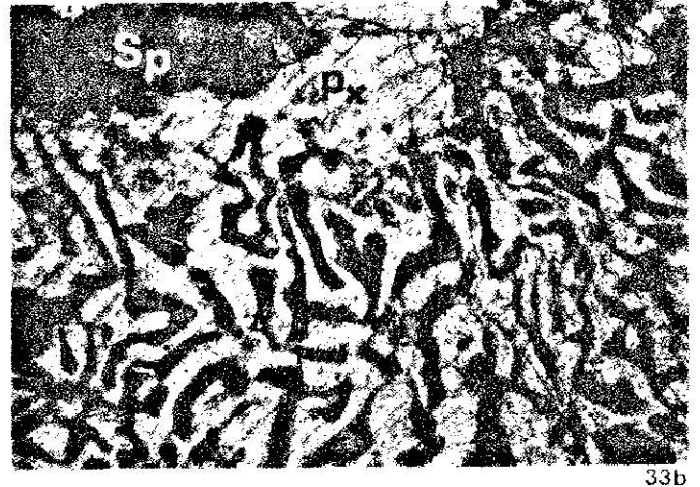
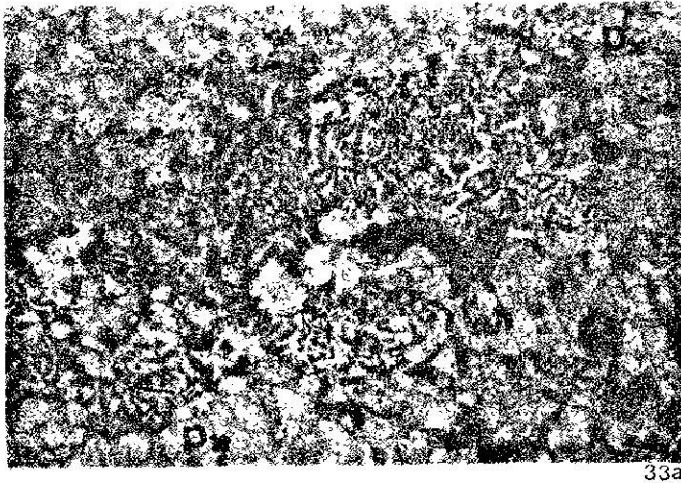


Figura 33.- Fotomicrografía en donde se observan inclusiones en forma vermiforme de espinela (color verde) dentro de los piroxenos. Desarrollando una especie de textura mirmequítica o de "piel de tigre". Muestra GML-2. (a) Luz natural. (b) Acercamiento de la parte central de la figura anterior. Luz natural. Amplitud del campo visual 1.2 x 0.8 mm.

Figura 34.- Fotomicrografía que muestra una textura ortocumuloférica. Cristales euhedrales de piroxenos incluidos poikiliticamente en la plagioclasa, que se interpreta como material intracumulus. Muestra GML-18. (a) Luz natural. (b) Luz polarizada.

La muestra GML-24, también presenta buena textura cumúlítica de grano fino siendo su mineralogía PI+Opx+Cpx. La muestra GML-26 está formada por PI+Px, la textura presenta pocas juntas triples y los contactos entre los granos son generalmente irregulares. Se puede considerar que esta muestra es intermedia o transicional entre las rocas ígneas cumuloígneas y las granulitas. Mientras que la muestra GML-32, tiene textura de mosaico granoblástico, característica de las rocas metamórficas en facies de granulita.

VII.- DISCUSION

En México, el volcanismo alcalino portador de xenolitos del manto y/o de la base de la corteza se encuentra distribuido en una zona amplia, ubicada al norte de la Faja Volcánica Transmexicana y al occidente de las sierras altas de la Sierra Madre Oriental. En general, las localidades se distribuyen en una región en que durante el Terciario temprano y medio hubo volcanismo voluminoso de afinidad calcialcalina, asociado a la subducción de la Placa Farallón abajo de la Placa Norteamericana. La extensión cortical en el área comenzó hace aproximadamente 30 Ma, inmediatamente después del paroxismo ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental (32-30 Ma), y posiblemente se asoció a lo que fue el inicio del fin de la subducción en la parte noroeste de México.

Los períodos en que claramente existieron fallamiento normal y volcanismo alcalino simultáneos (i.e. 24-20, 12-10 y < 3 Ma) posiblemente se relacionan a la interacción entre las placas litosféricas siendo la correlación más clara aquella entre el episodio tectono-magmático de 12-10 Ma con la reorganización de las placas del Pacífico y de Norteamérica (Henry y Aranda-Gómez, 1992) y el inicio de la formación del Protogolfo de California (Gastil *et al.*, 1975).

Es notable que durante los primeros episodios del volcanismo alcalino (24-20 y 12-10 Ma), los magmas sólo transportaron megacristales y granulitas feldespáticas a la superficie, y que algunas de estas lavas muestran evidencias claras de contaminación extensa con rocas corticales (Luhr *et al.*, 1990). Hasta ahora, las únicas lavas con xenolitos del manto, que se conocen en México, son más jóvenes de 3 Ma, y la contaminación cortical en éstas no es tan pronunciada como en las rocas miocénicas. Estas observaciones, sugieren que para que los xenolitos de peridotita llegaran a la superficie fue necesaria una "preparación del terreno" y que esto sólo sucedió cuando la extensión sobrepasó un valor crítico, lo que permitió el paso rápido de los magmas astenosféricos hasta la superficie (Aranda-Gómez *et al.*, 1987).

El pronunciado contraste entre las texturas de las lherzolitas de San Quintín y aquellas que provienen de la mayoría de las localidades en la Meseta Central, en donde abundan rocas con texturas "primitivas" (i.e. granular gruesa, que presumiblemente son los protolitos de las rocas porfiroclásticas) requiere de una explicación dentro del contexto tectónico regional. Las fábricas miloníticas de las lherzolitas de San Quintín han sido atribuidas a una zona de cizalla activa en una región sometida a extensión cortical (Cabanés y Mercier, 1988). Irónicamente, la geología regional parece sugerir que en el CVC (en donde las lherzolitas tienen textura granular gruesa), sí hubo fallamiento normal activo al tiempo del volcanismo, mientras que en el CVSQ, en donde predominan las tectonitas, si lo hubo, no es evidente. Aún más, los datos proporcionados por el enjambre de terremotos de San Quintín (Rebollar *et al.*, 1982) indican que el fallamiento activo en la costa occidental de California es de tipo transcurrente, lo que hace que San Quintín sea una localidad anómala en comparación de las otras localidades mexicanas situadas en la Provincia de Cuencas y Sierras, en donde la deformación activa está relacionada a un campo de esfuerzos tensionales (Suter, 1991) y las soluciones focales de los terremotos indican fallamiento normal (Doser y Rodríguez, 1993). Una alternativa a esta interpretación es que ambos campos volcánicos se ubican en áreas sometidas a tensión, pero que el fallamiento normal en Chihuahua no penetra hasta el manto superior. Esto último parece ser apoyado por la profundidad de los epicentros en Chihuahua y Texas, que indican que el fallamiento en el área es somero (± 10 km: Doser y Rodríguez, 1993 y Doser, 1987). Cálculos acerca de la presión de equilibrio de las lherzolitas de San Quintín indican que éstas se equilibraron a profundidades más someras que las lherzolitas de la Mesa Central (Luhr y Aranda-Gómez, 1992) y que, por tanto, la transición manto-corteza inferior de la costa oeste de Baja California se ubica a menor profundidad que en Chihuahua.

VIII.- SUMARIO Y CONCLUSIONES

1.- El Campo Volcánico de Camargo (CVC), se localiza en la porción sur-oriental del Estado de Chihuahua, en la Provincia Tectono-magmática de Cuencas y Sierras. Yaciendo sobre corteza continental. El Campo Volcánico de San Quintín (CVSQ), se encuentra en la parte nor-occidental de la península de Baja California, al oeste de la Línea Santillán y Barrera. La naturaleza del basamento es incierta, y parece yacer sobre rocas de afinidad oceánica equivalentes al conjunto "*Franciscan*" de California.

2.- El CVC cubre un área aproximada de 2,000 km² y contiene ≈300 aparatos volcánicos (principalmente conos cineríticos y algunos maares). La edad radiométrica para este campo es de 1.8 Ma (K-Ar, Nimz *et al.*, 1986). El análisis geomorfológico realizado por Noyola-Medrano (1995) sugiere que el CVSQ contiene 25 aparatos volcánicos y cubre aproximadamente 100 km². La edad obtenida por métodos radiométricos para este campo es menor de 120,000 años (Luhr *et al.*, 1994).

3.- El fallamiento normal en el CVC es notorio, con una orientación general NW-SE. Las relaciones observadas en el campo sugieren que el volcanismo y el fallamiento fueron al menos en parte contemporáneos. En el CVSQ y sus alrededores, el fallamiento no es evidente, y sólo se observan dos alineamientos de los conos de dirección N-S y NE-SW, que sugieren un control estructural en la localización de los volcanes.

4.- La composición química de las lavas del CVC es de basaltos alcalinos y basanitas. La composición química de las lavas del CVSQ es de basaltos alcalinos, basanitoides y algunas toleitas.

5.- El análisis petrográfico de las lavas, tanto en el CVC como en el CVSQ, mostró que son similares en su textura y mineralogía. La mineralogía de las lavas en el CVC es de $Pl + Cpx + Ol + Oxidos$ para la matriz, y de $Ol + Ta + Pl$ para los microfenocristales y fenocristales. En el CVSQ la mineralogía es: $Pl + Cpx + Oxidos + Ol$ para la matriz, y $Cpx \pm Ol + Pl$ para los microfenocristales y fenocristales. La presencia de minerales hidratados primarios en la matriz de las muestras CH-2, CH-7 y CH-8 sugiere que puede haber diferencias petrogenéticas significativas entre ambos campos volcánicos.

6.- La Olivina es la principal localidad con xenolitos del manto en el CVC. En este trabajo se da noticia del Cerro La Vaca, una nueva localidad recién descubierta que puede considerarse como importante por el número y tamaño de las inclusiones encontradas. Los principales tipos de xenolitos encontrados son: lherzolitas de espinela, granulitas feldespáticas y piroxenitas, además de megacristales de plagioclasa y piroxeno. En el CVSQ, la principal localidad con inclusiones del manto es el Volcán Media Luna. Los principales tipos de xenolitos son: lherzolitas de espinela, granulitas feldespáticas y piroxenitas, además de megacristales de plagioclasa.

7.- La principal textura de las lherzolitas del CVC, es granular gruesa (protogranular). En las lherzolitas del CVSQ, la textura principal es porfiroclástica. La textura milonítica en las muestras de San Quintín se ha atribuido a deformación asociada al ascenso de un diapiro en el manto (Basu, 1977) o a una zona de cizalla activa (Cabanés y Mercier, 1988).

8.- La composición inferida de las granulitas del CVC es gabroica; con una paragénesis mineral: $Pl + Opx \pm Cpx + \text{óxidos} \pm Sp$ y vestigios de texturas ígneas (cumulofricas). En el CVSQ, las inclusiones feldespáticas también son gabroicas, con

una paragénesis mineral de $Pl+Opx+Cpx\pm Sp\pm \text{óxidos}$. En la colección de San Quintín las rocas cumúlíticas son comunes y se observan todas las gradaciones entre una textura característicamente ígnea y otra típicamente metamórfica (granoblástica).

9.- En ambos campos volcánicos existen inclusiones de rocas más someras (ígneas intrusivas y extrusivas, sedimentarias), que no son consideradas en este trabajo.

REFERENCIAS CITADAS

- Aguire-Díaz, G.J., y McDowell, F.W., 1991,** The volcanic section at Nazas, Durango, México and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Jour. of Geophy. Res.*, v. 96, p. 13,373-13,388.
- 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, México: *Geo. Soc. Am. Bull.*, v. 105, p. 1435-1444.
- Albritton, C.C. Jr., 1958,** Quaternary stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, México: *Geo. Soc. Am. Bull.*, v. 69, p. 1197-1216 (original no consultado, citado en: *The La Breña-El Jagüey Maar Complex, Durango, México: I. Geological Evolution*, Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. y Pier, J.G., 1992, *Bull. of Volcanol.*, v. 54, p. 393-404)
- Aranda-Gómez, J.J., 1982,** Ultramafic and high grade metamorphic xenoliths from central México: Eugene, University of Oregon, disertación doctoral, 236 p. (inédita).
- 1993, Geotermometría y geobarometría en xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, *in* Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 3, p. 39-61.
- Aranda-Gómez, J.J., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1987,** Mantle xenoliths in México, *in* Nixon, P. H., ed., *Mantle xenoliths:* Nueva York, John Wiley and Sons, p. 75-84.
- Aranda-Gómez, J.J., Pier, J.G., Podosek, F., Luhr, J.F., y Brannon, J., 1989a,** Spinel-Iherzolite-bearing Quaternary volcanic center in San Luis Potosí, México, II. Sr and Nd isotopic systematics: *Jour. Geoph. Res.*, v. 94, núm. B6, p. 7941-7951.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., y Pier, J.G., 1990a,** A new type of maar volcano from the state of Durango -The El Jagüey-La Breña Complex reinterpreted: a discussion: UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, v. 9, núm. 2, p. 204-210.
- 1992, The La Breña-El Jagüey maar complex, Durango, México: I. Geological evolution: *Bull. of Volcanol.*, v. 54, p. 393-404.
- Aranda-Gómez, J.J., y Henry, C., 1992,** Fallamiento cuaternario cerca de la ciudad de Durango: Naturaleza del período de deformación más joven relacionado a extensión multipisódica en el noroeste de México: *GEOS*, v. 12, núm. 5, 3p.
- Aranda-Gómez, J.J., y Luhr, J.F., 1990,** The nature of the upper mantle and lower crust of north central México, based on deep seated xenoliths in cenozoic alkalic rocks, *in* The tectonics, geophysics, and volcanism of México. A symposium: The Department of Geology and Gephysics, University of New Orleans and The Department of Geology, Tulane University, New Orleans, Louisiana, 2p. (resumen).
- 1993, Geology of the Joya Honda and Santo Domingo maars, San Luis Potosí, México -a visit to the mantle and crustal xenolith localities in the Sierra Madre Terrene, *in* Ortega-Gutiérrez, Fernando; Centeno-García, Elena; Morán-Zenteno, D.J., y Gómez-Caballero, Arturo, eds., *Pre-Mesozoic basement of NE México, lower crust and mantle xenoliths of central México, and northern Guerrero terreno:* Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum-Atlantic terreno conference, Guanajuato, México, Guidebook of field trip A, p. 10-35.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., y Pier, J.G., 1987,** Petrología y significado tectónico de las rocas volcánicas alcalinas de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Segundo simposio sobre geología regional de México, México, D.F., 7-9 de diciembre, p. 17-19 (resumen).
- 1989b, Petrology and geochemistry of basaltic rocks from the La Breña and El Jagüey maar complex, Durango, México: Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with programs, No. 32274, A201, (resumen).
- 1992b, La influencia del agua subterránea en el desarrollo de los complejos volcánicos de La Joya Honda, S.L.P. y La Breña-El Jagüey, Dgo.: XI Convención Geológica Nacional "investigación y tecnología geológica para la exploración y evaluación de los recursos naturales y su impacto en el medio ambiente, libro de resúmenes, Veracruz, Ver., 5-8 de julio, p. 16 (resumen).

—1993a, Geología de los volcanes cuaternarios portadores de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, *in* Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 1, p. 1-22.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., y Nieto-Samaniego, A.F., 1993b, Localidades recién descubiertas de xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México, *in* Xenolitos del manto y de la base de la corteza en el Estado de San Luis Potosí, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 106, parte 2, p. 23-36.

Araujo-Mendieta, J., Chávez-Aguirre, J.M., y Estavillo-González, C., 1986, Tectónica y sedimentación del Jurásico-Cretácico de la cuenca de Chihuahua, norte de México: VIII Convención Geológica Nacional, resúmenes, 30 julio - 1 agosto, México, D.F., p. 16-17 (resumen).

Basu, A.R., 1977, Textures, microstructures and deformation of ultramafic xenoliths from San Quintín, Baja California: Tectonophysics, v. 43, p. 213-246.

—1979, Geochemistry of ultramafic xenoliths from San Quintín, Baja California: *in* The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics: Eds. F.R. Boyd and O.A. Meyer, Washington, D.C., Am. Geophys., Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, p. 391-399.

Cabanes, N., y Mercier, J.C.C., 1988, Insight into the upper mantle beneath an active extensional zone: the spinel-peridotite xenoliths from San Quintín (Baja California, México): Contrib. Mineral. Petrol., vol. 100, p. 374-382.

Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., Niemeyer, S., y Gunn, S., 1989, The southern Cordilleran basaltic andesitic suite, southern Chihuahua, México: A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: Journ. of Geophys. Res., v. 94, p. 7817-7840.

Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S.R., y Collerson, K.D., 1992a, Contrasting styles of pre-cenozoic and mid-tertiary crustal evolution in northern México: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina: Journ. of Geophys. Res., v. 97, No. B12, p. 17,353-17,376.

Cameron, K.L., Smith, R.D., Kuentz, D.C., y Tanner, S.B., 1992b, Mafic xenoliths with orthocumulate to granulite textures from northern México, and their relationship to Tertiary volcanic rocks from the region: American Geophysical Union, Fall Meeting, Published as a supplement to EOS, October 27, 1992, V52A-6, p. 658, (resumen).

Cameron, K.L., y Norris, J., 1993, A reconnaissance Nd-Sr isotopic study of pre-cenozoic igneous and metagneous rocks of the Coahuila Terrane, northeastern México: *in* First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Ortega-Gutiérrez, Fernando; Coney, Peter J., Centeno-García, Elena y Gómez-Caballero, Arturo, editores, Proceedings, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Guanajuato, México, 5-22 Noviembre, 1993, p. 24-27

CETENAL, 1973a, [Hoja] Lázaro Cárdenas (H11B64), Baja California: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

—1973b, [Hoja] Venustiano Carranza (H11B74), Baja California: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

—1974a, [Hoja] El Espejo (G13B12), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

—1974b, [Hoja] Honorato de Abajo (G13B13), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

—1974c, [Hoja] Lázaro Cárdenas (H11B64), Baja California: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

—1974d, [Hoja] San Juan de las Maravillas (G13B23), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

—1974e, [Hoja] Maravillas (G13B32), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

——1975a, [Hoja] El Espejo (G13B12), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

——1975b, [Hoja] Honorato de Abajo (G13B13), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

——1975c, [Hoja] San Juan de las Maravillas (G13B23), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

——1976a, [Hoja] El Milagro (G13B22), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

——1976b, [Hoja] Mesteñas (H13D82), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

——1976c, [Hoja] Texcoco (H13D83), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

——1978, [Hoja] El Milagro (G13B22), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

——1979, [Hoja] Mesteñas (H13D82), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Geológica, escala 1:50,000.

——1988, [Hoja] Venustiano Carranza (H11B74), Baja California: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:50,000.

Goney, P.J., y Campa, M.F., 1987, Lithotectonic terrane map of México (west of the 91st meridian): U.S. Geol. Surv., Map. MF-1874-D (original no consultado, citado en: Contrasting styles of Pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern México: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina, Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S.R., y Collerson, K.D., 1992, Journ. of Geophys. Res., vol. 97, No. B 12, p. 17,353-17,376).

Cox, K., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: London, Allen and Unwin, 450p.

De Ford, R., 1969, Some keys to the geology of northern Chihuahua: New Mexico Geol. Soc., Field Trip Guidebook, 20th (original no consultado, citado en Morán-Zenteno, D.J., 1990, Geología de la República Mexicana, 88p.).

Demant, A., y Robin, C., 1975, Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: Revista del Instituto de Geología, UNAM, v. 75 (1), p. 70-83.

DETENAL, 1979, [Hoja] Ocampo (G13-3), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:250,000.

——1981, [Hoja] San Juanito (G13-1), Chihuahua: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:250,000.

——1987, [Hoja] Ciudad Camargo (G13-2), Chihuahua: México, D.F. Secretaría de la Presidencia, Dirección de Estudios del Territorio Nacional, Carta Topográfica, escala 1:250,000.

Doser, D.I., 1987, The 16 august 1931 Valentine, Texas, earthquake: evidence for normal faulting in west Texas: Bull. Seismological Soc. of Amer., vol. 77, No. 6, p. 2005-2017.

Doser, D.I., y Rodríguez, J., 1993, The seismicity of Chihuahua, México and the 1928 Parral earthquake: Physics of the Earth and Planet. Interiors, vol 78, p. 97-104.

Escalona-Hernández, J.L., y Aranda-Gómez, J.J., 1993, El campo volcánico de Camargo (Chihuahua): conclusiones de un estudio geomorfológico y fotogeológico: Congreso Nacional, III verano de la investigación científica, Metepec, Pue., agosto 29-septiembre 2.

Espinosa-Cardena, J.M., Romo-Jones, J.M., y Almeida-Vega, M., 1991, Gravimetría y estructura del valle de San Quintín, B.C.: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Boletín Informativo, Epoca II, v. 11, No. 3, p. 10-15.

Espinosa-Cardena, J.M., y Romo-Jones, J.M., 1993, Estimación de la profundidad al basamento en el valle de San Quintín, B. Cfa. mediante observaciones de gravedad y magnetismo: *in* Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, Monografía No. 1, Unión Geofísica Mexicana (editores L.A. Delgado-Argote y A. Martín-Barajas), p. 51-65.

García, E., 1988, Modificaciones al sistema de clasificación climática de Koeppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana), 5a. Edición., 1a. Edición, 1964., Offset Larios (original no consultado, citado en Atlas Nacional del medio físico, INEGI, 1988).

Gastli, R.G., Phillips, R.P., y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geol. Soc. Am., Memoir, 14, 170p.

Glazner, A. F., y Bartley, J. M., 1994, Eruption of alkali basalts during crustal shortening in southern California: Tectonics, v. 13, No. 2, p. 493-498.

González, R., 1976, Bosquejo geológico de la zona Noreste: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XXVIII, Nos. 1 y 2, p. 2-49 (original no consultado, citado en Morán-Zenteno, D.J., 1990, Geología de la República Mexicana, 88p.).

Gutmann, J.T., 1976, Geology of crater Elegante, Sonora, México: Geol. Soc. of Am. Bull., v. 87, p. 1718-1729.

Handschy, J.W., Keller, G.R., y Smith, K.J., 1987, The Ouachita systems in northern México: Tectonics, v. 6, p. 323-330. (original no consultado, citado en: Contrasting styles of pre-cenozoic and mid-tertiary crustal evolution in northern México: Evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina: 1992, Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S.R., y Collerson, K.D., 1992, Journ. of Geophy. Res., v.97, No. B12, p.17,353-17,376).

Henry, C.D., y Fredrikson, G., 1987, Geology of part of southern Sinaloa, México adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America, map and chart series, MCH063, 14 p. (mapa con texto explicativo).

Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: mid-to late Cenozoic extension in México: Geology, v. 20, p. 701-704.

Iddings, J.P., 1909, Igneous rocks, Wiley, New York (original no consultado, citado en: Atlas of igneous rocks and their textures, 1982, MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H., y Guilford, C., John Wiley and Sons, Inc., 148p.).

Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: Am. Min., v. 68, p. 277-279.

Labarthe-Hernández, Guillermo, 1978, Algunos xalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico núm. 58, 17p.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico núm. 85, 208p.

Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., y Pier, J.G., 1989, Spinel-Iherzolite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México: 1. Geology, mineralogy and petrology: Journ. of Geophy. Res., vol. 94, No. 86, p. 7916-7940.

———1990, Petrology and geochemistry of basanitic rocks from the La Brea and El Jagüey maar complex, Durango, México: *in* The tectonics, geophysics and volcanism of México. A symposium: The Department of Geology and Geophysics, University of New Orleans and The Department of Geology, Tulane University, New Orleans, Louisiana, 1p. (resumen).

———1992, T-P-fO₂-Texture relationships among peridotite xenoliths from the Mexican Basin and Range Province: American Geophysical Union, Fall Meeting, Published as a supplement to EOS, October 27, 1992, V42D-1, p. 650. (resumen).

- Luhr, J.F., Pier, J.G., y Aranda-Gómez, J.J., 1990, Geology and petrology of the late-Neogene, Los Encinos volcanic field of north-central México: Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with programs, No. 22979, A165, (resumen)**
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., y Todd, B.H., 1994, The San Quintín volcanic field, Baja California Norte, México: Geology, petrology, and geochemistry: Journ. of Geophy. Res. (manuscrito enviando para su publicación para una sección especial de "Magmatism and Extension"), 72p., (en revisión).**
- Lutz, T.M., Zhang, D, y Gutmann, J.T., 1989, Statical analysis of vent locations in the Pinacate volcanic field, Sonora, México: Order within apparent chaos: Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with programs, No. 32092, p. A206 (resumen).**
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., y Guilford, C., 1982, Atlas of igneous rocks and their textures: John Wiley & Sons, Inc., New York, 148p.**
- McDowell, F.W., y Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, México: Geol. Soc. Am. Bull., v. 88, p.1479-1486.**
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western México: Geol. Soc. Am., Special Paper 180, p.113-124.**
- Medina, F., y Mora, G., 1993, Geoquímica de las lavas del campo volcánico de San Quintín B.C.: Unión Geofísica Mexicana, Reunion Anual, GEOS, v. 13, núm. 5, p. 23, (resumen).**
- Menzies, M.A., Arculus, R.J., Best, M.G., Bergman, S.C., Ehrenberg, S.N., Irving, A.J., Roden, M.F., y Schulze, D.J., 1987, A record of subduction process and within-plate volcanism in lithospheric xenoliths of the southwestern USA: in Nixon, P.H., Ed., Mantle xenoliths: Nueva York, John Wiley and Sons, p. 59-74.**
- Mercler, J.C.C., y Nicolas, A., 1975, Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: Jour. Petrol., v. 16, núm. 2, p. 454-487.**
- Moore, A.C., 1970, Lithos, 3: p. 123-127. (original no consultado, citado en: Petrogenesis of metamorphic rocks, 1976, Winkler, H.G.F., 346p.).**
- Morán-Zenteno, D.J., 1990, Geología de la República Mexicana: Coedición entre el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática y la Universidad Nacional Autónoma de México, 1a. Edición, 1984, 1a. Reimpresión, 1990., 88p.**
- Muñoz-Saldúa, R., 1975, Estudio geológico de la porción occidental de la Sierra de Encinillas, Camargo, Chihuahua: Trabajo Recepcional, Universidad Autónoma de san Luis Potosí, Escuela de Ingeniería, 25p. (inédito).**
- Niggli, P., 1954, Rocks and mineral deposits, Freeman, San Francisco (original no consultado, citado en: Atlas of igneous rocks and their textures, 1982, Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., y Guilford, C., John Wiley and Sons, Inc., 148p.).**
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., y Morris, S.L., 1986, The petrology of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua, México: A progress report: Geofísica Internacional, v. 25-1, p. 85-116.**
- Nimz, G.J., Cameron, K.L., y Niemeyer, S., 1993, The La Olivina piroxenite suite and isotopic compositions of mantle Basalts parental to the Mid-Cenozoic arc volcanism of northern México: Jour. of Geophy. Res., v. 98, núm. B4, p. 6489-6509.**
- Noyola-Medrano, M.C., Rojas-Beltrán, M.A., Aguirre-Díaz, G.J., y Aranda-Gómez, J.J., 1994, Geología y geomorfología del Campo Volcánico de Camargo, Chih., y comparación con el Campo Volcánico de San Quintín, B.C.: Tercera reunión nacional de geomorfología, Guadalajara, Jalisco, mayo 18,19 y 20 de 1994 p. 143-145 (resumen).**
- Noyola-Medrano, M.C., 1995, Estudio comparativo de la geología y morfología de algunos conos cineríticos en los campos volcánicos de Camargo, Chih. y de San Quintín, B.C.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Trabajo recepcional, 53p. (en revisión).**

- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Alaniz-Alvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, 5a. ed.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa escala 1:2,000,000 y folleto explicativo, 74p.**
- Paz-Moreno, F.A., 1985, Composición y origen de los basaltos (malpais) plio-cuaternarios de Moctezuma, Sonora, México: Bol. Depto. Geol., Uni-Son., vol. 2, No. 1 y 2, p. 9-15.**
- Pier-Gutru, J.E., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinel-lherzolite-bearing suite of basaltic volcanic rocks from San Luis Potosí, México: Saint Louis, Missouri, Washington University, Disertación doctoral, 257p. (inédita).**
- Pier, J.G., Podosek, F.A., Luhr, J.F., y Brannon, J.C., 1989, Spinel-lherzolite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, México: 2. Sr and Nd isotopic systematics: Journ. of Geophys. Res., vol. 94, No. 86, p. 7941-7951.**
- Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A., y Aranda-Gómez, J.J., 1990, Pb isotopic systematics for mantle-xenolith-bearing alkalic basalts from central México: in The tectonics, geophysics, and volcanism of México. A symposium: The Department of Geology and Geophysics, University of New Orleans and The Department of Geology, Tulane University, New Orleans, Louisiana, 1p. (resumen).**
- 1992, The La Brea-El Jagüey maar complex, Durango, México: II. Petrology and geochemistry: Bull. of Volcanol., v. 54, p. 405-428.**
- Pool, G.B., 1990, Petrology, geochemistry and geochronology of lower-crustal xenoliths, central México: Saint Louis, Missouri, Washington University, Tesis de Maestría, 115p. (inédita).**
- Pool, G.B., Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., y Bowring, S.A., 1990a, Petrology, geochemistry, and geochronology of lower-crustal xenoliths from Durango and San Luis Potosí states, México: in The tectonics, geophysics, and volcanism of México. A symposium: The Department of Geology and Geophysics, University of New Orleans and the Department of Geology, Tulane University, New Orleans, Louisiana, 1p. (resumen).**
- Pool, G.B., Luhr, J.F., y Aranda-Gómez, J.J., 1990b, Petrology and geochemistry of granulite-grade, lower crustal xenoliths from central México: Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with programs, No. 04836, A257, (resumen)**
- Raisz, E., 1964, Landforms of México: Cambridge, Mass., U.S.. Office of Naval Research, Geography Branch (mapa con texto), escala 1:3,000,000, 2a. ed.**
- Rebollar, C.J., Reyes, A., y Reichle, M., 1982, Estudio del enjambre de San Quintín, Baja California, México, ocurrido durante 1975: Geofis. Int., v. 21, núm. 4, p. 331-358.**
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., y Marriner, G.F., 1985, Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, México: Nature, v. 315, No. 6018, p. 389-392.**
- Rudnick, R.L., y Cameron, K.L., 1991, Age diversity of the deep crust in northern México: Geology, v. 19, p. 1197-1200.**
- Ruiz, J., Patchett, P.J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of México from Nd isotopic studies: Geol. Soc. Am. Bull., v. 100, p. 274-281.**
- Saunders, A.D., Rogers, G., Marriner, G.F., Terrell, D.J., y Verma, S.P., 1987, Geochemistry of cenozoic volcanic rocks, Baja California, México: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas: Jour. Vol. Geother. Res., v. 32, p. 223-245.**
- Secretaría de Programación y Presupuesto, 1980, [Hoja] Chihuahua: México, D.F., Instituto Nacional de Geografía e Informática, Carta Geológica, escala 1:1,000,000.**
- Smith, J.A., 1989, Extension-related magmatism of the Durango volcanic field, Durango, México: St. Louis, Missouri, Washington University, Tesis de Maestría, 102p. (inédita).**
- Smith, D.R., 1993, The Agua de Mayo mid-cenozoic volcanic group and related xenoliths from La Olivina SE Chihuahua, México: Santa Cruz, California, University of California (Santa Cruz), Tesis de Maestría, 112p. (inédita).**

Spera, F.J., 1980, Aspects of magma transport. In Hargraves, R.B., eds. Physics of magmatic processes., Princeton University Press, p. 265-328 (original no consultado, citado en Pier-Gutru, J.E., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinel-lherzolite-bearing suite of basanitic volcanics rocks from San Luis Potosi, México: St. Louis Missouri, Washington University, Disertación doctoral, 257 p).

—1984, Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas, Contrib. Mineral. Petrol., vol. 88, p. 217-232 (original no consultado, citado en Pier-Gutru, J.E., 1989, Isotope and trace element systematics in a spinel-lherzolite-bearing suite of basanitic volcanics rocks from San Luis Potosi, México: St. Louis Missouri, Washington University, Disertación doctoral, 257 p).

Stewart, J.H., 1978, Basin and Range structure in western North America: A review: Geological Society of America, memoir 152, p. 1-32.

—1988, Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of México: Geology, v. 16, p. 186-189.

Storey, M., Rogers, G., Saunders, A.D., y Terrell, D.J., 1989, San Quintín volcanic field, Baja California, México: "within-plate" magmatism following ridge subduction: Terra Nova, v.1, p. 195-202.

Streckelsen, A., 1976, Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: A provisional attempt: N. Jb. Miner. Mh. Jg. p. 1-15.

Swanson, E.R., 1989, A new type of maar volcano from the state of Durango -the El Jagüey-La Breña- complex reinterpreted: Univ. Nac. Auton. México, Instituto de Geología, revista, vol. 8, No. 2, p. 243-247.

Wilcox, R.E., 1954, Petrology of Parícutín volcano, México: Geological Survey Bulletin, 965-C, p. 281-353.

Williams, H., Turner, F.J., y Gilbert, C.,M., 1979, Petrografía. Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas: C.E.C.S.A., México, D.F., 430p.

Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer-Verlag, New York, Inc., 346p.

Woodford, A.O., 1928, The San Quintín volcanic field, lower California: Am. Jour. Sci., v. 15, p. 337-345.

ANEXOS

ANEXO 1

RUTINA EMPLEADA PARA PREPARAR LAS LAMINAS DELGADAS

1.- Se examina la muestra de mano, observándose primero a vista normal, y luego con lupa, para tratar de identificar algunas estructuras (bandeamiento, vesicularidad, etc), si presenta fanerocristales, o bien para desechar zonas que se presenten muy alteradas. Esta inspección preliminar también sirve para seleccionar de que manera se va a cortar la muestra, de tal manera que destaque algo (i.e. si se presenta bandeamiento, deberá de cortarse de manera perpendicular a éste), o para eliminar algún rasgo (i.e. una parte muy vesiculada y/o alterada).

2.- Se ajusta la muestra en la cortadora, de tal manera que se efectúe primero un corte de aproximadamente 2 cm, con el fin de tener una superficie plana.

3.- Se efectúa otro corte, de manera paralela al primero, con grosor aproximado de 1-2 cm., para obtener un trozo de muestra que tenga dos superficies planas.

4.- Sobre este pedazo de muestra, se traza con marcador una figura rectangular, de aproximadamente 2 x 4 cm.

5.- En la laminadora, con disco de 8" y recubrimiento de polvo de diamante, se recortan las partes sobrantes del rectángulo seleccionado, quedando entonces lo que se denominará como "queso" o "dominó".

6.- Sobre la pulidora (de disco giratorio y con revoluciones ajustables), se procede a limar las aristas de una de superficies del "queso"; esto es con el fin de que no lastime los dedos al hacer presión sobre éste. La otra superficie, se desbasta en la pulidora, hasta que las rayaduras, producto de los primeros cortes, hayan desaparecido, y toda la superficie quede completamente plana.

7.- Se procede entonces a realizar el pulido que elimine los rayones dejados por la pulidora sobre la superficie plana y que será en donde se realicen las operaciones

siguientes, para esto, se requiere de un disco pulidor, polvo de carburo de silicio (en la primera etapa se usan generalmente el No. 240 y No. 320, según el tipo de roca) y agua.

El procedimiento es: poner un poco de polvo de carburo de silicio sobre el disco, y agregar también un poco de agua; sobre esta mezcla se coloca el "queso" y se empieza a frotar, realizando un movimiento en forma de 8, con el objeto de que el pulido sea uniforme y no produzca más rayaduras (no debe de realizarse de manera lineal, ya que entonces se produce un pulido desigual y se puede rayar la superficie del "queso" debido a que se está presionando y puliendo en una sola dirección). Para verificar que la superficie quede lista, se lava al chorro del agua y se seca, observándose detenidamente con la lupa. Si ya no hay rayaduras, se procede al siguiente paso, si no, entonces se repite la operación.

8.- Se realiza la operación descrita en el paso 7, sólo que ahora se utiliza el polvo de carburo de silicio No. 400, repitiendo los mismos procedimientos descritos en el paso anterior. Es importante hacer notar que el disco sobre el cual se trabaje, debe de estar limpio y no contener restos del polvo utilizado anteriormente, ya que por ser más grueso, rayaría la superficie y se tendría que comenzar a pulir otra vez.

9.- Vuelve a realizarse la operación del paso 7, utilizando ahora el polvo de carburo de silicio No. 600, y realizando los mismos procedimientos descritos anteriormente.

10.- Se pone a secar el "queso" en la parrilla u hornilla, para eliminar la posible humedad que tenga la muestra. Mientras tanto, se procede a pulir una de las superficies del portaobjetos (generalmente con el último polvo de carburo de silicio utilizado), hasta dejarla opaca, se lava y se seca. Una vez seca, se marca con un lápiz, señalando el número de muestra, en un extremo, y se cubre con barniz transparente.

11.- Se prepara una mezcla para pegar el "queso" con el portaobjetos. Esta mezcla es a partir de resina epóxica (parte A y parte B especiales para pegar). Las

proporciones son: 7 partes del componente A por 3 partes del componente B. Preparándose en un recipiente limpio, libre de polvo, virutas y pequeñas partículas. La mezcla debe de homogenizarse perfectamente, revolviéndola hasta que adquiera coloración blanca.

12.- El "queso" a pegar, se calienta previamente (aproximadamente 2 minutos); entonces se le añade la mezcla preparada de resina epóxica especial para pegar, repartiéndola uniformemente sobre toda la superficie, se deja que se caliente también el pegamento (aproximadamente 3 minutos), y se quita de la parrilla para poder maniobrar con más libertad, poniéndose sobre la mesa de trabajo. Luego se procede a colocar el portaobjetos, iniciando la operación por uno de los lados dejando caer suavemente el portaobjetos siguiendo el mismo sentido inicial, para que las burbujas sean casi o totalmente eliminadas. Este paso debe de realizarse rápidamente antes de que la resina epóxica se enfríe. Las burbujas que queden, se eliminan aplicando una leve presión sobre el portaobjetos con la goma de un lápiz y realizando un movimiento circular sobre éstas. Se deja secar durante 24 horas, a temperatura ambiente.

13.- Pasadas las 24 horas, se procede a realizar un corte con la laminadora para reducir el grosor del "queso" aproximadamente a 40μ de espesor. Para esto, se limpia bien la parte posterior del portaobjetos, de la resina epóxica que se haya escurrido y secado (para hacerlo sólo basta pasar una navaja de un solo filo sobre el portaobjetos hasta levantar y eliminar cualquier resto de pegamento). Ya limpio, el portaobjetos se coloca, recargado perfectamente, sobre el brazo de la laminadora y cuidando de que encajen los lados inferior y lateral izquierdo en las pequeñas pestañas del brazo, para evitar que se deslice y se rompa. Se pone sobre la laminadora, y con los dedos se ejerce presión en contra del brazo de la laminadora; simultáneamente se va deslizando el brazo de la laminadora hacia el disco cortador. Hay que realizar esta operación con cuidado, ya que se pueden presentar accidentes al no ejercer la suficiente presión en contra del brazo de la laminadora, y entonces, el disco cortador al estar realizando el

corte, debido a la inercia de su movimiento, despida al portaobjetos y se rompa la muestra, o que se ejerza demasiada presión por parte de los dedos contra el brazo de la laminadora y éstos se queden fijos cuando el disco cortador termine de realizar su función, y entonces los dedos puedan sufrir una cortadura.

14.- Una vez que se tiene al portaobjetos con una muestra de roca con un grosor aproximado de 40μ , se procede a realizar el desbastado mecánico, con la desbastadora con disco de recubrimiento de diamante, para reducir el grosor de 40μ a 0.3μ de espesor. Este desbastado, se hace de la siguiente manera: se coloca el portaobjetos con la muestra, sobre el brazo de la desbastadora, pegando bien el portaobjetos con un poco de agua y comprobando que los bordes del portaobjetos encajen bien sobre las pestañas del brazo de la desbastadora. Se enciende la máquina, y se realiza un movimiento simultáneo que ejerce presión en contra del portaobjetos y a la vez se empuja el brazo de la desbastadora hacia el disco desbastador con recubrimiento de diamante. Para realizar esta operación, debe de verificarse que el manómetro de la desbastadora esté ajustado de manera tal que permita el libre movimiento del brazo al colocarse sobre el disco cortador (generalmente el manómetro marca 60). Pero puede ser un poco más, esto dependerá del grosor con que se dejó la muestra a la hora de cortarla. La acción de desbastar debe de hacerse alternando la esquina del portaobjetos que está recargada sobre la pestaña del brazo de la desbastadora, ya que normalmente rebaja más de esa parte que de la parte opuesta, para eso se cambia la posición del portaobjetos, para compensar el rebaje diferencial que realiza la máquina. Además, debe de hacerse de manera continua hasta que el manómetro marque 0 (teniendo el espesor aproximado de 0.3μ), es en este punto en el cual debe de detenerse el desbaste a máquina, ya que de lo contrario, la muestra se perdería irremediabilmente, al quedar sólo el portaobjetos.

15.- Ya que se tiene a la lámina con el espesor de 0.3μ , se limpia y se procede a desbastarla manualmente, sobre el disco pulidor, con el polvo de carburo de silicio No.

600, aplicando los mismos procedimientos utilizados en el paso 7. El desbaste se va comprobando constantemente en el microscopio, hasta que un mineral conocido (en este caso las plagioclasas), tengan el color de interferencia esperado (normalmente para las plagioclasas es blanco de primer orden).

16.- Cuando se tiene la lámina con el grosor adecuado, se limpia perfectamente con un cepillo y jabon, realizando movimientos circulares sobre la muestra, para desprender cualquier partícula de polvo de carburo de silicio, que quede. Hecha la limpieza, se coloca el portaobjetos sobre la parrilla y se deja que seque y se caliente un momento y se le eliminan, con una navaja, los bordes irregulares de la muestra, emparejándolos para tener mejor presentación. Una vez hecho esto se vuelve a lavar la muestra.

17.- Se seca en la parrilla y se deja calentar, preparándola para cubrir la muestra con el cubreobjetos. Se le pone bálsamo de Canadá, que servirá para cubrir; se aplica con una pipeta sobre el portaobjetos, se distribuye en toda la muestra y se deja que se caliente por espacio de 5 minutos. Sin quitar el portaobjetos de la parrilla, se coloca el cubreobjetos siguiendo el mismo procedimiento explicado para colocar el portaobjetos, esto es, empezando por una orilla y dejando que se deslice suavemente hacia la otra para eliminar al máximo las burbujas. Aquellas que logren quedar, se eliminan aplicando una leve presión sobre el cubreobjetos con la goma de un lapiz.

18.- Se retira de la parrilla y se deja que se enfríe y se procede a eliminar el bálsamo restante, que ya ha solidificado; para esto se utiliza una navaja, y se realiza una acción de corte de la mitad hacia un extremo del cubreobjetos, para quitar las esquirlas, sin riesgo de levantar el cubreobjetos, realizando la misma operación para el extremo opuesto y para el lado del portaobjetos. Una vez que se ha eliminado todo el bálsamo con la navaja, se limpia con alcohol (es preferible la acetona), que actúa como solvente para eliminar la grasa de los dedos y de pequeños pedazos de bálsamo. Se lava con el cepillo, agua y jabón.

ANEXO 2

DESCRIPCION PETROGRAFICA DE LAS MUESTRAS DE LAVA COLECTADAS EN EL CAMPO VOLCANICO DE CAMARGO

Para realizar la petrografía sistemática de las muestras colectadas, durante la etapa de campo, se utilizó la nomenclatura establecida por Williams, Turner y Gilbert (1979) y se emplearon formas para la descripción, de acuerdo con el formato interno de la Estación Regional del Centro. A continuación se definen algunos de los términos empleados en las descripciones:

La **TEXTURA** de una roca ígnea es la relación íntima y mutua de los constituyentes minerales y de la materia vítrea, en una roca formada por agregado uniforme. Para la descripción precisa de la textura, se requieren cuatro datos:

Grado de cristalización o cristalinidad.- refiriéndose a si la roca es *Holocristalina*, esto es, si la roca está compuesta en su totalidad por cristales. *Holohialina*, si la roca se compone enteramente de vidrio y, *merocristalina*, si son rocas que contienen vidrio y cristales.

Tamaño de los cristales o granularidad.- clasificándose a la roca como *afanítica*, si los constituyentes no son visibles a simple vista, pudiéndose hacer una división en: *microcristalina*, si los cristales individuales son visibles al microscopio, y en *criptocristalina*, si sólo se percibe la naturaleza cristalina de la roca gracias a que los cristales reaccionan a la luz polarizada, pero la óptica del microscopio no puede resolver los granos individuales, y en rocas *faneríticas*, si los cristales son visibles a simple vista o con la lupa. Se puede hacer una división cuantitativa, en función del tamaño de los cristales: de *grano fino*, cuando son menores a 1 mm, de *grano medio*, cuando los cristales están entre 1 y 5 mm, y de *grano grueso*, cuando los cristales son mayores de 5 mm.

Formas de los cristales.- Conciérne a la fábrica de la roca, esto es, con la forma y relaciones mutuas entre los cristales. Los cristales completamente limitados por caras cristalinas se denominan *euhedrales*, aquellos de provistos de caras cristalinas, se llaman *anhedrales*, y los que sólo en parte están limitados por caras cristalinas se denominan *subhedrales*.

Concerniente a este apartado, también está la división en: *equidimensionales*, si los cristales están igualmente desarrollados en todas direcciones (cristales poliédricos); *tabulares*, si los cristales se desarrollan en dos direcciones espaciales, formando tabletas, láminas o escamas; *prismáticos*, cuando los cristales forman columnas o prismas delgados, barras y agujas; e *irregulares*, si se desarrollan como arbustos, parches diseminados, venas y esqueletos.

Texturas.- Que se agrupan en dos categorías: *texturas equigranulares*, que son aquellas en las cuales los minerales constituyentes tienen, todos, aproximadamente el mismo tamaño, de modo que la roca tiene aspecto uniformemente granulado y, *texturas inequigranulares*, cuando la diferencia de tamaños son pronunciadas, que mega- y microscópicamente controlan el aspecto de la roca. Usualmente se tienen dos tamaños dominantes con pocos cristales de tamaño intermedio. Entre esta textura, está la más importante para el caso de las lavas, en las que es común la *textura porfírica*, que es aquella en que los cristales grandes (fenocristales), están envueltos en una masa que puede ser microgranular, merocristalina o vítrea. La *textura seriada*, es cuando los cristales de los minerales principales muestran un rango contínuo de tamaños.

Finalmente, se considera el arreglo en la matriz, denominándose, como *arreglo intergranular*, aquella textura en que se forma una red o malla de listones o tabletas de plagioclasa, de tal modo, que dejan espacios poligonales entre los cristales, que se pueden llenar con gránulos de augita, olivino y óxidos de fierro. Y el *arreglo intersertal*, cuando los materiales que están rellinando los espacios intergranulares son criptocristalinos, vítreos o de alteración (clorita y/o serpentina).

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 1

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-1

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cerro El Alamito.

Descripción del afloramiento: se colectó al pie del cono monogénético, es una muestra sólo para petrografía, ya que la lava se encontró muy alterada (oxidación).

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro-negro.

Color en superficie intemperizada: negro, con manchones rojizo-morado oscuros.

Estructura: masiva, tiene vesículas relativamente abundantes.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales (?) y/o fenocristales(?) de olivino, piroxeno y/o kaersutita (?).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, subhedrales; equidimensionales, $x = 0.6$ mm y hasta 1 cm.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales, anhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm y hasta 0.5 mm de largo.

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, tabulares, $x = 0.1-0.2$ mm.

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino, minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita relleno algunas vesículas, iddingsita.

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: 2V (-) $\sim 85^{\circ}-90^{\circ}$ ($Fo_{85}Fa_{15}$).

Composición estimada de la plagioclasa: 30° $\{Ab_{46}An_{54}$ (labradorita) $\}$

Observaciones: el olivino se encuentra muy iddingsitizado, además tiende a formar agregados glomeroporfídicos con el clinopiroxeno. Algunos cristales de clinopiroxeno son de augita ($\delta \wedge z \sim 40$) y llega a formar agregados glomeroporfídicos monominerálicos. La muestra es ligeramente vesicular y presenta calcita secundaria relleno algunas de estas vesículas. No se le observaron ni microxenolitos ni xenocristales.

IV.- CLASIFICACION

Basalto de olivino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 2

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-2.

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cerro El Alamito.

Descripción del afloramiento: es un cono cinerítico erosionado, la muestra se colectó sólo para petrografía, a partir de un fragmento denso, con abundantes cristales de olivino. En el terreno se observaron algunos xenolitos de granulitas feldespáticas, y de rocas volcánicas (?) del Terciario (?) y/o sedimentarias (?), además de algunos megacristales de piroxeno (?) y/o kaersutita(?).

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro a negro.

Color en superficie Intemperizada: negro, con tintes rojizos y violáceos por oxidación.

Estructura: masiva, con algunas vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales (?) y/o fenocristales (?) de olivino, y kaersutita (?) y/o piroxeno (?).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, subhedrales; equidimensionales, $x = 0.5$ mm y hasta 15 mm de largo.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales, euhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x = 0.1$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: simplectitas y coronas de reacción.

Minerales accesorios: kaersutita, espinela.

Composición estimada del olivino: 2V (-) 85°-90° ($Fo_{85}Fa_{15}$).

Composición estimada de la plagioclasa: 35° $\{Ab_{42}An_{58}$ (labradorita)

Observaciones: el clinopiroxeno tiene colores anómalos de interferencia (azul claro y café oscuro) por lo que se infiere que es titanaugita, además presenta núcleos con texturas de cedazo y sobrecrecimientos. La espinela tiene color verde y se asocia al clinopiroxeno. La muestra tiene ortopiroxeno y algunas simplectitas derivadas de la consumación de estos. Tiene un cristal accidental de plagioclasa notoriamente reabsorbido. El olivino presenta comúnmente inclusiones de espinela y de minerales opacos. La espinela desarrolló anillos de reacción opacos. Presenta kaersutita.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino de kaersutita.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 3

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-3

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cerro La Vaca.

Descripción del afloramiento: muestra de lava recolectada en un cono cinerfítico de pendientes suaves. Este cono presenta abundantes xenolitos del manto y de la base de la corteza, principalmente lherzolitas, con menos granulitas, piroxenitas y megacrístales de piroxeno(?) y/o kaersutita(?).

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris oscuro a café terroso.

Estructura: masiva, muy compacta, con un bandeamiento ligero.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales de olivino y pequeños xenolitos de lherzolita, los cristales de olivino se presentan a veces con alteración rojiza (oxidación).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales, anhedrales; equidimensionales, $x = 0.3-0.6$ mm y hasta 1 mm de largo.

- **Clinopiroxeno:** anhedrales, equidimensionales, $x = 0.2$ mm de largo.

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x = 0.1-0.2$ mm de largo.

Textura: inequigranular-porfirítica. En partes ligeramente pilotaxítica.

Arreglo en la matriz: intergranular, los microlitos de plagioclasa están orientados por flujo.

Minerales esenciales: plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos.

Minerales secundarios: óxidos.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$.

Composición estimada de la plagioclasa: $35^\circ \{Ab_{42}An_{58}$ (labradorita)}

Observaciones: el olivino accidental no es fácil de reconocer por su tamaño relativamente pequeño. Presenta xenocristales de plagioclasa, y simplectitas desarrolladas a partir de ortopiroxeno(?). La muestra presenta un xenolito de roca metamórfica de grado medio, de textura no típica de una granulita, la mineralogía es Qtz + Cal + Sill + anfíbol, con un borde de reacción bien desarrollado en el contacto con la lava. El olivino accidental está más alterado que los cristales primarios de la misma fase. La muestra presenta trazas de espinela.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 4

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-4

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, Rancho Agua de Mayo.

Descripción del afloramiento: es un derrame de lava que forma una mesa más o menos extensa. La superficie del derrame está parcialmente cubierta por suelo, y en general no se observan rasgos texturales o estructurales en la superficie que indiquen que el flujo pueda ser joven.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro a negro.

Color en superficie intemperizada: gris claro, café oscuro.

Estructura: lava muy vesiculada.

Textura: afanítica.

Minerales observables: abundantes fenocristales (?) de olivino de hasta 1 mm de largo, algunas vesículas están rellenas por material secundario (arcillas).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: merocrystalina

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, anhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.5$ mm y hasta 1 mm de largo.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales, anhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm y hasta 0.7 mm de largo.

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticas, $x < 0.02$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica, con una débil orientación por flujo en los microlitos de plagioclasa.

Arreglo en la matriz: intersertal-intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita (rellenando algunas vesículas), iddingsita.

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $35^\circ \{An_{58}Ab_{42}$ (labradorita)}

Observaciones: el clinopiroxeno es titanogita por los colores anómalos de interferencia, además de que presenta un marcado zoneamiento y extinción de reloj de arena. Los microfenocristales de clinopiroxeno comúnmente forman pequeños agregados glomeroporfiríticos. Los minerales opacos son muy abundantes en la matriz y también se presentan como inclusiones en los fenocristales de olivino. La plagioclasa muestra una débil orientación por flujo (textura ligeramente pilotaxítica). Hay presencia de vidrio en la matriz,

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 5

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-5

Localidad: Campo Volcánico de Camargo. Rancho Agua de Mayo.

Descripción del afloramiento: es una mesa de lava de la parte nor-oriental del CVC, cerca de un arroyo, sin embargo no se observó la base del derrame, ni su espesor.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro-negro.

Color en superficie intemperizada: gris claro.

Estructura: masiva, presenta un lajeamiento notorio de manera concentrica, no tiene vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales (?) de olivino, un cristal accidental (?) de diópsida color verde esmeralda, y algunos fenocristales de plagioclasa (1 mm), presenta algunas vesículas rellenas de arcillas.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.6$ mm

- Clinopiroxeno: euhedrales, subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm y hasta 1 mm de largo.

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x < 0.02$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios:

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $42^\circ \{An_{66}Ab_{34}$ (labradorita)}

Observaciones: el clinopiroxeno es rico en titanio, por los colores anómalos de interferencia y extinción de reloj de arena (titanaugita), además presenta maclado polisintético y texturas de cedazo bien desarrolladas, forma en ocasiones agregados glomeroporfídicos con el olivino, en donde parece haber nucleado alrededor de este mineral. El olivino tiene inclusiones de espinela y de minerales opacos. Tiene un xenocristal de olivino de casi 1 cm de largo. No presenta ningun tipo de alteración.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 6

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-6

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono MA-6.

Descripción del afloramiento: la muestra se recolectó en el borde SW del cono, no hay ceniza suelta, y hay grandes bloques de lava.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro-negro.

Color en superficie intemperizada: gris claro, con manchones pardo-rojizos por oxidación.

Estructura: masiva, compacta, sin vesículas

Textura: afanítica.

Minerales observables: abundantes xenocristales de olivino y minixenolitos de lherzolitas (< 1 cm), una pequeña inclusión de granulita y otra de piroxenita.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: subhedrales, euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 1-1.5$ mm

- Clinopiroxeno: subhedrales; equidimensionales, $x = 0.5$ mm

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x = 0.2-0.3$ mm y hasta 1 mm de largo.

Textura: inequigranular-porfirítica, seriada.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-minerales opacos-olivino.

Minerales secundarios: calcita, iddingsita.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ$ ($Fo_{88}Fa_{12}$)

Composición estimada de la plagioclasa: 44° $\{An_{66}Ab_{34}$ (labradorita)

Observaciones: los cristales de olivino presentan bastante iddingsitización y algunos tienen inclusiones de espinela. Los minerales opacos son muy abundantes en la matriz. Los cristales de clinopiroxeno son de augita ($2V \sim 30^\circ-50^\circ$, $c \sim 45^\circ$) y casi no se encontraron cristales de titanaugita. Algunos cristales de plagioclasa, sobre todo los de mayor tamaño, presentan extinción zonada. La existencia de xenocristales en esta muestra es muy notoria, y los hay de: olivino, plagioclasa y cuarzo, estos últimos presentan anillos de reacción pobremente desarrollados.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 7

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-7

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono MA-1.

Descripción del afloramiento: muestra colectada adentro del foso de un pseudocráter, sobre su borde oriental. Los fragmentos de los bloques de lava son grandes y angulares.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris claro.

Color en superficie intemperizada: gris claro, con tintes ligeramente blanquecinos.

Estructura: muy compacta, presenta una marcada foliación por flujo.

Textura: afanítica.

Minerales observables: olivino, kaersutita (?) y/o piroxeno (?), y un megacristal de plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: subhedrales, euhedrales; equidimensionales, $x = 1.5$ mm y hasta 3 mm

- Clinopiroxeno: euhedrales; equidimensionales, $x = 0.4$ mm y hasta 1 mm de largo.

- Plagioclasa: subhedrales, anhedrales; prismáticos, $x < 0.03$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: zeolitas (estilbita).

Minerales accesorios: kaersutita.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $30^\circ \{An_{54}Ab_{46}$ (labradorita)}

Observaciones: presenta xenocristales de olivino con bordes corroídos y fenocristales de la misma fase con formas esqueleticas y bahías. El clinopiroxeno es augita titanífera por los colores anómalos de interferencia. La kaersutita es muy escasa, se presenta en la matriz como cristales anhedrales. La estilbita se encuentra rellenando cavidades irregulares. En general es una muestra muy alterada.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino de kaersutita.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 8

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-7B

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono MA-1.

Descripción del afloramiento: muestra recolectada fuera del borde del pseudocráter que forma éste cono, sobre su parte NW. Pertenece a un bloque que presenta una estructura de foliación bien desarrollada.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris oscuro.

Estructura: masiva, foliada, sin vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales de olivino.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 1.5-2$ mm y hasta 3 mm de largo.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.5$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales, anhedrales; prismáticos, $x < 0.02$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: zeolitas (estilbita), iddingsita.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $51^\circ \{An_{76}Ab_{22} \text{ (bytownita)}\}$

Observaciones: los rellenos irregulares en donde se encuentra la estilbita son muy abundantes. También hay abundantes fenocristales de olivino, algunos de estos cristales presentan iddingsitización. Los cristales de clinopiroxeno desarrollaron texturas de cedazo y extinción zonada. Hay trazas de cuarzo accidental. Hay un xenocristal de plagioclasa con un borde de reacción y maclado conspicuo (¿anortoclasa?).

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 9

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-8

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-145.

Descripción del afloramiento: es un cono constituido por grandes bloques de lava (mayores de 2 m). La muestra se tomó casi en el cambio de pendiente entre el terreno y el cono.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris claro.

Color en superficie intemperizada: gris claro-blanquecino. -

Estructura: masiva, compacta, sin vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales (?) de olivino; piroxeno (?) y/o kaersutita (?).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales.euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 1-1.8$ mm

- **Clinopiroxeno:** subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3-0.5$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x = 0.02$ mm y hasta 0.4 mm de largo.

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita, zeolitas, calcita y bordes de reacción.

Minerales accesorios: biotita, espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $31^\circ \{An_{55}Ab_{45}$ (labradorita)}

Observaciones: la muestra presenta biotita (confirmada por la extinción de "ojo de pajar"). La espinela se encuentra como inclusiones dentro de los microfenocristales y fenocristales de olivino. Una parte de los minerales opacos parecen subproductos de la descomposición del clinopiroxeno, aunque a veces también se encuentran como inclusiones dentro del olivino. Hay trazas de calcita.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino con biotita.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 10

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-9

Localidad: Campo Volcánico de Camargo.

Descripción del afloramiento: muestra recolectada en las lavas formadoras de mesetas. Se encuentra sobre el escarpe de un arroyo, se puede observar el contacto entre las lavas y unas gravas, constituídas principalmente por fragmentos de caliza, también se observa el desarrollo de paleosuelo, que fué quemado por los derrames. Se alcanzan a distinguir hasta 3 diferentes flujos.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: negro con tonalidades rojizas.

Estructura: masiva, compacta, con pocas vesículas.

Textura: fanerocristalina (grano fino).

Minerales observables: fenocristales escasos de óxidos de fierro, diminutos cristales (< 1 mm) de plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: fanerocristalina de grano fino (< 1 mm).

Forma de los cristales

- **Piroxeno:** anhedrales, subhedrales; tabulares, $x = 0.3-0.6$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, x varía desde microlitos hasta fenocristales de 2 mm de longitud.

Textura: inequigranular-seriada.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-piroxeno-minerales opacos-ortopiroxeno.

Minerales secundarios: calcita, pirita (?).

Minerales accesorios: zircón.

Composición estimada de la plagioclasa: $33^\circ \{An_{57}Ab_{43}$ (labradorita)}

Observaciones: el piroxeno es pleocroico y el ángulo $2V(-) > 50^\circ$, por lo tanto se considera como hiperstena. Hay presencia de ortopiroxeno con núcleos corroídos y sobrecrecimientos posteriores de la misma fase. La plagioclasa es abundante, los fenocristales más grandes comúnmente presentan texturas de cedazo, con núcleos parcialmente fundidos, rodeados por sobrecrecimientos continuos, formá además agregados glomeroporfidicos. Hay pirita(?) en una vetilla.

IV.- CLASIFICACION

Andesita de hiperstena.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 11

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-10

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, flujo de lava asociado al cono E-40.

Descripción de afloramiento: recolectada casi en la parte frontal del derrame, sobre su parte superior. Las lavas están muy alteradas.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro a gris claro.

Color en superficie intemperizada: gris claro, terroso, con tintes blanquecinos.

Estructura: en bloques, pero tiene abundantes vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales (?) y/o fenocristales (?) de olivino, tiene arcillas relleno algunas vesículas.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.5$ mm

- Clinopiroxeno: anhedrales, subhedrales; equidimensionales, $x < 0.3$ mm

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x = 0.3$ mm y hasta 0.7 mm de largo.

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita, iddingsita.

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 85^{\circ}-90^{\circ}$ ($Fe_{80}Fa_{20}$)

Composición estimada de la plagioclasa: 31° $\{An_{55}Ab_{45}$ (labradorita) $\}$

Observaciones: casi todos los minerales son primarios, los xenocristales son escasos. El clinopiroxeno es rico en titanio (titanaugita). Hay un cristal accidental de cuarzo. un gran porcentaje de los olivinos presenta iddingsitización en sus orillas. Hay presencia de calcita secundaria.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 12

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-11

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono MA-3.

Descripción del afloramiento: muestra recolectada en un cono degradado, que tiene a su alrededor un pseudocráter, sobre su borde oriental, las relaciones de campo indican que la muestra pertenece a las mesetas de lava (lavas post-cono).

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris claro.

Color en superficie intemperizada: gris claro.

Estructura: masiva, compacta.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales de olivino, piroxeno (?) y/o kaersutita (?).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.7-1.0$ mm

- Clinopiroxeno: subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x = 0.01-0.02$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita.

Minerales accesorios: apatito, espinela, diópsida (?).

Composición estimada del olivino: $2V(+)$ ~ $85^{\circ}-90^{\circ}$ ($Fo_{95}Fa_5$)

Composición estimada de la plagioclasa: 42° $\{An_{65}Ab_{35}$ (labradorita) $\}$

Observaciones: los cristales de olivino presentan bordes corroídos muy notorios y están débilmente iddingsitizados, además tienen inclusiones de espinela. El clinopiroxeno es titanífero, por los colores anómalos de interferencia, además de que presenta un intenso zoneamiento. Hay un microxenolito de granulita parcialmente digerido. Y un megacrystal de plagioclasa con dos cristales de apatito asociados a él.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 13

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-12

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono MA-3.

Descripción del afloramiento: la muestra recolectada es del núcleo de una bomba, encontrada en el borde norte del pseudocráter que forma el cono.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris oscuro.

Estructura: masiva, compacta

Textura: muy afanítica.

Minerales observables: escasos cristales de olivino.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.5-0.9$ mm

- **Clinopiroxeno:** subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3-0.5$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x < 0.02$ mm

Textura: inequigranular-microporfírica.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-minerales opacos-olivino.

Minerales secundarios: calcita.

Minerales accesorios: apatito.

Composición estimada del olivino: $2V(+)$ $\sim 85^{\circ}-90^{\circ}$ ($Fo_{95}Fa_5$)

Composición estimada de la plagioclasa: 30° $\{An_{54}Ab_{46}$ (labradorita) $\}$

Observaciones: la textura microporfídica es un rasgo notable en esta muestra, los microfenocristales son relativamente abundantes. Los cristales de plagioclasa y de clinopiroxeno desarrollaron texturas de cedazo y sobrecrecimientos sobre su núcleo. Hay la presencia de cristales accidentales de cuarzo, algunos de los cuales tienen bordes de reacción y otros presentan algo de vidrio amarillo a su alrededor. Existe calcita relleno algunas vesículas y algo de apatito como inclusiones dentro de los cristales de plagioclasa. La alternancia de capas claras y oscuras es notoria inclusive a simple vista.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 14

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-13

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono MA-3.

Descripción del afloramiento: muestra colectada de un dique (rumbo S75°W) de aproximadamente 0.5 m de espesor; sobre la parte norte del cono, pero dentro de la fosa del pseudocráter (por lo que se toma como probable dique alimentador del cono). El dique presenta un lajeamiento vertical y juntas de enfriamiento sobre su parte superior.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris claro.

Color en superficie intemperizada: gris.

Estructura: masiva, lajeada, (en la parte superior se presenta vesiculada).

Textura: afanítica.

Minerales observables: cristales de olivino.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales, euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.5-1.2$ mm y hasta 2 mm de longitud.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3-0.5$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x = 0.15$ mm y hasta 0.3 mm de largo.

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita.

Minerales accesorios: espinela, apatito.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $32^\circ \{An_{56}Ab_{44}$ (labradorita)}

Observaciones: existen abundantes agregados glomeroporfídicos monominerálicos de clinopiroxeno, aunque también los hay de olivino + clinopiroxeno. El clinopiroxeno tiene colores anómalos de interferencia y extinción de reloj de arena, por lo que se considera como titanaugita, además presenta un intenso zoneamiento y maclado. El arreglo pilotaxítico es muy débil. Los cristales de olivino se presentan la mayoría con iddingsitización.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 15

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-14

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-144.

Descripción del afloramiento: la muestra es de una bomba muy densa, recolectada sobre el cambio de pendiente entre el cono y el nivel general del terreno. Sobre la parte SSE del cono.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris obscuro-negro.

Color en superficie intemperizada: gris obscuro.

Estructura: masiva, compacta; con bandeamiento de capas claras y oscuras.

Textura: afanítica.

Minerales observables: cristales de plagioclasa diminutos, xenocristales (?) de kaersutita (?) y/o piroxeno (?), y algunos cristales de olivino.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.4$ mm

- **Clinopiroxeno:** anhedrales; equidimensionales, $x < 0.02$ mm (sólo en la matriz).

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x < 0.1$ mm

Textura: inequigranular-microporfirítica, seriada.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita, iddingsita.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(+)^{85-90^\circ}$ ($Fo_{95}Fa_5$)

Composición estimada de la plagioclasa: 29° $\{An_{53}Ab_{47}$ (labradorita) $\}$

Observaciones: la calcita relleno algunas vesículas es abundante. Los cristales de olivino presentan algo de iddingsitización; casi todos los cristales de esta fase son primarios, aunque presenten formas esqueléticas muy comunes: Se encontraron escasos xenocristales de olivino. El clinopiroxeno sólo se presenta como parte de la matriz (< 0.03 mm) como diminutos granos anhedrales.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 16

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-15

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-144.

Descripción del afloramiento: muestra recolectada de un dique sobre la parte sur del cono (rumbo del dique S30°E), de aproximadamente 1 m de espesor. Las relaciones de campo sugieren que el dique es probablemente alimentador de las mesetas, ya que se encuentra casi por debajo de éstas y no del cono.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris oscuro.

Estructura: masiva, compacta, con algunas vesículas en sus bordes.

Textura: afanítica.

Minerales observables: abundantes xenocristales de olivino, y arcillas relleno de vesículas.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.6$ mm

- Clinopiroxeno: subhedrales; equidimensionales, $x = 0.4-0.6$ mm

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x < 0.03$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita, simplectitas y coronas de reacción.

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ$ (Fo₈₈Fa₁₂).

Composición estimada de la plagioclasa: 31° {An₅₅Ab₄₅ (labradorita)}

Observaciones: es una muestra con abundantes inclusiones, tanto en forma de xenocristales como de microxenolitos, algunos de estos están parcialmente digeridos por el magma que los transportó. Hay algunas granulitas cuya mineralogía es Ol + Cpx + Pl + Bt. Algunos xenocristales de olivino presentan el maclado ondulatorio típico de las Iherzolitas. También se presenta clinopiroxeno con texturas de cedazo, pero hay pocos cristales que tengan colores anómalos de interferencia.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 17

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-16

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-144.

Descripción del afloramiento: dique de rumbo N30°E, que se encuentra casi al pie del cono, de aproximadamente 1 m de espesor.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro-negro.

Color en superficie intemperizada: gris oscuro.

Estructura: presenta bandeamiento y alineación en las vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales de olivino.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: merocrystalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** euhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.5$ mm y hasta 1.5 mm de largo.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales, euhedrales; equidimensionales, $x = 0.5-1.0$ mm y hasta 1.5 mm de longitud.

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x < 0.2$ mm y algunos de hasta 1.5 mm

Textura: inequigranular.

Arreglo en la matriz: intersertal, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita.

Minerales accesorios: kaersutita (?).

Composición estimada del olivino: $2V(+)$ ~ 85°-90° ($Fo_{95}Fa_5$)

Composición estimada de la plagioclasa: 26° { $An_{51}Ab_{49}$ (labradorita)}

Observaciones: el arreglo en la matriz es en partes pilotaxítico, pero en otras no, sólo es inequigranular. Los cristales de olivino se encuentran en su mayoría iddingsitizados. Se encontraron algunos cristales accidentales de cuarzo con coronas de reacción pobremente desarrolladas. Unos diminutos cristales se identificaron como kaersutita (?).

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 18

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-17

Localidad: Campo Volcánico de Camargo.

Descripción del afloramiento: frente de una meseta de lava, la muestra se tomó de su parte frontal, la altura del flujo es de aproximadamente 3 m. Presenta abundantes bloques de lava.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: negro, con tintes rojizo-violáceos por oxidación.

Estructura: bloques angulosos, con grandes vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: abundantes xenocristales de olivino y algunos xenolitos de Iherzolita y uno de piroxenita.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: subhedrales; equidimensionales, $x = 1.5-2$ mm

- Clinopiroxeno: subhedrales, anhedrales; equidimensionales, $x = 0.2$ mm y hasta 1.5 mm de longitud.

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x = 0.2$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: arcillas.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(+)^{-90^{\circ}}$ (Fo₉₅Fa₅)

Composición estimada de la plagioclasa: 32° {An₅₆Ab₄₄ (labradorita)}

Observaciones: los cristales de plagioclasa se presentan en ocasiones con texturas de cedazo. La espinela se encuentra como diminutas inclusiones dentro de los cristales de olivino. Hay algunos xenocristales de cuarzo con coronas de reacción.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 19

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-18

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cerro Las Mojoneras.

Descripción del afloramiento: cono de escoria/ceniza, que se encuentra afectado por el fallamiento normal de dirección NW-SE. Los depósitos de piroclásticos varían en tamaño desde algunos milímetros hasta grandes bloques y bombas mayores de 2 metros. La muestra se recolectó en la parte sur del cono.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: negro, con tintes pardo-rojizos.

Estructura: masivo, compacto.

Textura: afanítica.

Minerales observables: especularita, megacristales de plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: euhedrales, subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm y hasta 1 mm

- Clinopiroxeno: subhedrales, euhedrales; equidimensionales, $x = 0.2$ mm

- Plagioclasa: subhedrales, prismáticos, $x < 0.02$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica, seriada.

Arreglo en la matriz: intergranular, pilotaxítico.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita, coronas de reacción.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(+)^{\sim}90^{\circ}$ (Fo₉₅Fa₅)

Composición estimada de la plagioclasa: 26° {An₅₁Ab₄₉ (labradorita)}

Observaciones: la lámina presenta un bandeamiento notorio, con alternancia de capas claras (en donde se puede ver a simple vista fenocristales de plagioclasa) y capas oscuras. Los cristales de olivino están libres de iddingsita. Hay algunos cristales de espinela incluidos dentro de los olivinos. También hay cuarzo accidental con coronas de reacción, y simplectitas.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 20

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-19

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-112.

Descripción del afloramiento: es un cono casi imperceptible sobre el nivel del terreno. La muestra se recolectó en el borde del cráter, este borde tiene juntas poligonales en su parte superior y columnas verticales en sección. Se tomó la muestra de un gran bloque sin vesículas, en la parte NW del cráter.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris oscuro.

Estructura: bloques masivos, sin vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: especularita, piroxenos (?) y/o kaersutita (?), olivino y megacristales de plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: subhedrales, euhedrales; equidimensionales, $x = 0.3-0.6$ mm y hasta 2 mm de longitud.

- Clinopiroxeno: anhedrales; equidimensionales, $x = 1.5$ mm

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x < 0.2$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita, simplectitas.

Minerales accesorios: espinela, biotita (?).

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 85^{\circ}-90^{\circ} (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $40^{\circ} \{An_{63}Ab_{37} \text{ (labradorita)}\}$

Observaciones: los cristales de olivino se encuentran iddingsitizados. El clinopiroxeno presenta zoneamiento. Hay simplectitas bien desarrolladas, además de bordes de reacción en los xenocristales de cuarzo. La espinela se encuentra como inclusiones dentro del olivino. Hay biotita (?) como minúsculos cristales diseminados en la matriz.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino (¿con biotita?).

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 21

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-20

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-86.

Descripción del afloramiento: cono con abundantes piroclastos, la muestra fue colectada de un bloque que no presentaba mucha alteración arcillosa. Se encontraron xenolitos de lherzolita.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris pardo-terroso.

Estructura: bloques con abundantes vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: xenocristales de olivino, además de arcillas relleno de algunas de las vesículas.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales, euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.6$ mm y hasta 1.2 mm de largo.

- **Clinopiroxeno:** anhedrales, subhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3$ mm de longitud.

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x < 0.2$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita, iddingsita, arcillas.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(+)^{-85^{\circ}-90^{\circ}}$ ($Fo_{95}Fa_5$)

Composición estimada de la plagioclasa: 51° $\{An_{79}Ab_{21}$ (bytownita)}

Observaciones: los cristales de olivino concentran hacia sus bordes a los cristales de espinela y de otros minerales opacos. El clinopiroxeno es titanaugita, por los colores anómalos de interferencia y la extinción de reloj de arena. La calcita es bastante abundante, asimismo las arcillas. Hay algunos cristales de cuarzo con coronas de reacción.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 22

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-21A

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-95.

Descripción del afloramiento: cono de escoria/ceniza. La muestra se recolectó sobre la parte media del cono, en el borde oriental. Los fragmentos de lava se encontraron muy alterados (oxidados).

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: negro-gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: negro, con tonalidades rojizas por oxidación.

Estructura: bloques vesiculados.

Textura: afanítica.

Minerales observables: cristales de plagioclasa, olivino, piroxeno (?), arcillas y megacristales de plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- Olivino: subhedrales, euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.6$ mm

- Clinopiroxeno: anhedrales; equidimensionales, $x = 0.5-0.5$ mm

- Plagioclasa: subhedrales; prismáticos, $x < 0.1$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: arcillas (zeolitas?).

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $31^\circ \{An_{55}Ab_{45} \text{ (labradorita)}\}$

Observaciones: la plagioclasa accidental es muy abundante, tiene forma anhedral, equidimensional y un tamaño promedio de 1.0 mm, presenta sus bordes corroídos e intenso zoneamiento. Las estructuras de reacción también son comunes, tanto de simplectitas como de coronas. Los cristales de olivino se encuentran libres de inclusiones de espinela.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 23

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-21B

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, cono M-95.

Descripción del afloramiento: cono de escoria/ceniza. La muestra se tomó al pie del cono ya que las lavas de esta parte presentan una menor alteración (oxidación). Hay bloques irregulares y bombas.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris oscuro.

Color en superficie intemperizada: gris claro.

Estructura: bloques masivos, compactos, sin vesículas.

Textura: afanítica.

Minerales observables: plagioclasa, olivino, piroxeno (?) y/o kaersutita (?).

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: afanítica-microcristalina.

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales, euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.6$ mm y hasta 1.5 mm de longitud.

- **Clinopiroxeno:** subhedrales; equidimensionales, $x = 0.3$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x < 0.03$ mm

Textura: inequigranular-porfirítica.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita y coronas de reacción.

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: $2V(+)\sim 90^\circ (Fo_{95}Fa_5)$

Composición estimada de la plagioclasa: $35^\circ \{An_{68}Ab_{42}$ (labradorita)

Observaciones: los xenocristales de olivino y plagioclasa son abundantes, además hay un microxenolito de granulita feldespática con textura de mosaico equigranular, con juntas triples bien delineadas, en sus bordes se encuentra reaccionando con el magma, y desarrolló una buena corona de reacción. Se presenta un xenocristal de olivino con alteración rojiza (oxidación) junto con un cristal de clinopiroxeno, que desarrolló exsolución lamellar de ortopiroxeno. Hay varias simplectitas.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 24

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-22

Localidad: Campo Volcánico de Camargo.

Descripción del afloramiento: muestra recolectada sobre un escarpe de falla, de rumbo NW-SE, que afecta a las mesetas de basalto.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris.

Color en superficie intemperizada: gris blanquecino.

Estructura: masiva, compacta.

Textura: fanerítica de grano fino.

Minerales observables: abundantes cristales de plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: fanerítica de grano fino (< 1 mm)

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales, euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.4-0.8$ mm

- **Clinopiroxeno:** anhedrales; equidimensionales, $x < 0.02$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x = 0.6-1.0$ mm

Textura: inequigranular.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: iddingsita.

Minerales accesorios:

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ$ ($Fo_{88}Fa_{12}$)

Composición estimada de la plagioclasa: 47° $\{An_{72}-Ab_{28}$ (bytownita) $\}$

Observaciones: el tamaño de la plagioclasa es notoriamente mayor que en todas las muestras anteriores (quizá excepto de la muestra CH-9). Los cristales de olivino tienen algo de iddingsitización. Hay un xenocristal de cuarzo que desarrolló un borde de reacción muy notorio.

IV.- CLASIFICACION

Basalto alcalino.

ESTUDIO PETROGRAFICO No. 25

I.- DATOS DE CAMPO

Muestra: CH-24

Localidad: Campo Volcánico de Camargo, mesetas de Jesús María.

Descripción del afloramiento: son unas pequeñas mesetas aisladas, que no están conectadas directamente con el Campo Volcánico. En la base de estas mesetas se encuentran unas gravas constituídas por fragmentos de caliza y pedernal.

II.- DESCRIPCION MACROSCOPICA

Color en superficie fresca: gris claro.

Color en superficie intemperizada: negro, con tintes parduzcos.

Estructura: lava muy vesiculada, además de estar muy alterada.

Textura: fanerítica de grano fino.

Minerales observables: plagioclasa.

III.- DESCRIPCION MICROSCOPICA

Cristalinidad: holocristalina.

Granularidad: fanerítica de grano fino (< 1.0 mm).

Forma de los cristales

- **Olivino:** subhedrales-euhedrales; equidimensionales, tabulares, $x = 0.3-0.5$ mm y hasta 1.8 mm de longitud.

- **Clinopiroxeno:** anhedrales; equidimensionales, $x = 0.2$ mm

- **Plagioclasa:** subhedrales; prismáticos, $x = 0.6$ mm

Textura: inequigranular.

Arreglo en la matriz: intergranular.

Minerales esenciales: plagioclasa-clinopiroxeno-olivino-minerales opacos.

Minerales secundarios: calcita, iddingsita, arcillas.

Minerales accesorios: espinela.

Composición estimada del olivino: $2V(-) \sim 90^\circ (Fo_{88}Fa_{12})$

Composición estimada de la plagioclasa: $13^\circ (+) \{An_{41}Ab_{59} \text{ (andesina)}\}$

Observaciones: es una muestra muy parecida a la CH-22, por la morfología y tamaño de los cristales de plagioclasa. Es una lámina que está libre de xenocristales y de estructuras de reacción. Los cristales de olivino se encuentran con iddingsitización y con inclusiones de espinela. Hay arcillas rellenas las vesículas.

IV.- CLASIFICACION

Basalto

ANEXO 3

METODO EMPLEADO PARA TEÑIR LOS FELDESPATOS POTASICOS

Se describe, a continuación, el método general para teñir los feldespatos potásicos (tomado de Boggs, Geol. 392) y posteriormente, se describe el método adecuado a las cantidades usadas para teñir pocas muestras.

REACTIVOS:

Acido fluorhídrico concentrado (52 % HF)

Solución saturada de cobaltinitrito de sodio (60 g de cobaltinitrito de sodio por 100 ml)

REACCION:

1.- **El ataque del HF.** Se usa un pequeño contenedor para vaciar el ácido fluorhídrico. Debe ser un recipiente de plástico rectangular con cerca de 1.5-2 pulgadas de altura. La caja de plástico debe de tener dos aberturas laterales en la parte superior de ambos lados, por estas aberturas se pondrá una pequeña placa de vidrio. Las secciones que van a ser atacadas, se "pegan" sobre la placa de vidrio adicionando una gota de agua en la parte posterior de cada lámina delgada. La placa de vidrio se colocará entonces sobre el ácido fluorhídrico de tal manera que las secciones delgadas queden de frente al ácido. Durante el proceso de ataque, es necesario que se tape el contenedor de plástico. El tiempo de ataque varía para cada tipo de roca que va a ser teñida (i.e. para rocas ígneas máficas o felsicas, arcosas, o grawvacas). Por ejemplo, un período de ataque de 15 segundos es adecuado para un granito, pero es necesario un intervalo de ataque de 75 segundos para una grawvaca. La sílice es removida por los los vapores del HF, y el potasio, sodio y aluminio son dejados como residuos. Un ataque muy prolongado resulta en un teñido intenso y desigual , con varias áreas claras en cada grano. Es más deseable para exposición a los vapores del HF, que haya sobrexposición con teñido irregular, a que no haya teñido.

Las secciones delgadas deben de ser secadas cuidadosamente antes de ser atacadas, para no permitir la solución de los vapores del HF en una delgada capa de agua con su consecuente sobrexposición. Después del ataque las láminas no deben ser lavadas. Una vez que las secciones ya han sido atacadas, deben de teñirse rápidamente. A veces es deseable atacar todas las secciones antes de comenzar el proceso de teñido.

2.- El teñido con el cobaltinitrito de sodio. La solución de cobaltinitrito de sodio debe ser puesta en un pequeño recipiente con suficiente espacio para sumergir dos secciones delgadas a la vez. Las láminas delgadas se ponen en el cobaltinitrito de sodio y se agitan ocasionalmente para un tiempo de 1-3 minutos. El tiempo de duración es variable. Es muy importante no teñir demasiado tiempo. En las areniscas es muy fácil que toda la sección se pinte de amarillo debido a la prolongada inmersión en la solución teñidora. Por otra parte, un período insuficiente, resulta en teñido no uniforme o no distinguible. Una vez que la lámina sale del período de inmersión, remuévase la solución usada, poniéndose inmediatamente sobre un flujo de agua suave. Seque y coloque el cubreobjetos de la lámina.

La cantidad usada de solución de cobaltinitrito, no tiene que ser necesariamente grande. Se permite mezclar grandes cantidades de solución que no han sido utilizadas. Una vez que la solución ha sido contaminada con el HF, por la inmersión de las láminas delgadas, ésta, rápidamente, se vuelve inefectiva (para cerca de 30 láminas). La solución de cobaltinitrito también se oxida con el tiempo, por lo que se recomienda preparar sólo la cantidad que vaya a ser utilizada. Un buen teñido deberá de dar al grano color amarillo pálido, cuando se ve a través de luz plana. Bajo nícoles cruzados, un grano teñido, usualmente aparece más oscuro que los granos no teñidos, aunque sus propiedades ópticas no son afectadas por el teñido. Los minerales de las arcillas y la matriz, ocasionalmente absorben el teñido del cobaltinitrito, pero éste puede distinguirse por su teñido desigual y por las superficies microcristalinas ahumadas.

Secuencia a seguir:

- 1.- Ponga las secciones bajo los efectos de los vapores del HF, por cerca de 75 segundos.
- 2.- Permita que el vapor del ácido se disipe de la lámina. No lo lave.
- 3.- Sumerja las láminas (usualmente dos a la vez) en la solución de cobaltinitrito de sodio entre 1-3 minutos. Agítelas, ocasionalmente.
- 4.- Lave cuidadosamente con agua fría para remover el exceso de solución. Esto debe de ser hecho inmediatamente.
- 5.- Seque y cubra permanentemente con el cubreobjetos.

Las indicaciones anteriores se siguieron para teñir a las láminas de granulita feldespática, sólo variaron las cantidades y los tiempos requeridos. Así, se utilizaron las siguientes cantidades de reactivos (para aproximadamente 30 láminas delgadas):

3 g de cobaltonitrito de sodio.

5 ml de agua (agua destilada).

Los tiempos empleados fueron los siguientes:

3 minutos de exposición al ácido fluorhídrico.

1.45 min de exposición en la solución de cobaltinitrito.

Los tiempos fueron calculados con base en el método de ensaye y error, para calibrar la exposición óptima en los reactivos y siempre se tuvo un testigo de granito para verificar la efectividad de la solución de cobaltonitrito de sodio.



EXPLICACION

CUATERNARIO

- Qal Aluvión
- Qg Gravas

TERCIARIO

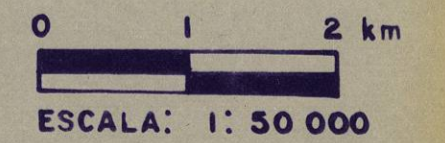
- Lh-9 Tbm Piroclastos
Lh-9 lavas asociadas
Tbm basaltos de meseta
- Ti Rocas volcánicas no diferenciadas
(40 - 32 Ma; SMITH, 1993)

SIMBOLOS GEOLOGICOS

- Falla normal
- Falla normal inferida
- Fractura
- Contacto geológico
- Cono cinerítico
- Cráter
- Dirección de flujo de las lavas de mesetas
- Dirección de flujo de las lavas asociadas a un cono cinerítico

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

- Terracería transitable todo el año
- Brecha
- Laguna intermitente
- Clave de los volcanes
- Muestra recolectada en campo
- Localidades con xenolitos



**U
A
S
L
P**

FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA
TRABAJO RECEPCIONAL

**EL SECTOR
NOR-ORIENTAL
DEL CVC**

MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN

FECHA: FEB. 95 LAMINA 2

EXPLICACION

CUATERNARIO

- Qal
- Qg

TERCIARIO

- Lm-3 Tbm
 - Tg
 - Ti
- PIROCLASTO
Lm-3 LAVAS ASOCIADAS (~ 1.9 Ma)
Tbm MESETAS DE BASALTO
- GRAVAS
- ROCAS VOLCANICAS NO DIFERENCIADAS
(40-32 Ma; SMITH, 1993)

CRETACICO

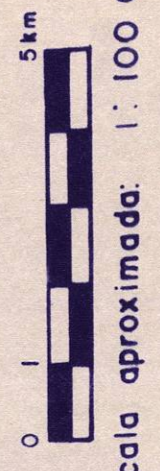
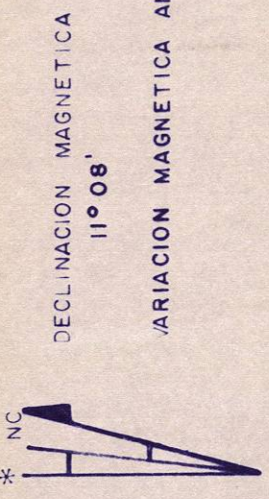
- Ki
- SEDIMENTOS MARINOS NO DIFERENCIADOS

SIMBOLOS GEOLOGICOS

- FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL
- FALLA NORMAL
- FRACTURA
- FALLA NORMAL INFERIDA
- FRACTURA INFERIDA
- CONTACTO GEOLOGICO
- CONO CINERITICO CON CRATER
- CONO CINERITICO SIN CRATER
- MAAR
- PSEUDOCRATER
- DIRECCION DE FLUJO DE LAS LAVAS DE LAS MESAS
- DIRECCION DE FLUJO DE LAS LAVAS ASOCIADAS A UN CONO CINERITICO

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

- CARPENTERIA
- TERRACERIA TRANSITABLE TODO EL AÑO
- BRECHA
- FERROCARRIL
- LAGUNA INTERMITENTE
- MINA
- RANCHO
- * CH-5 MUESTRA RECOLECTADA EN CAMPO
- M-55 CLAVE DE LOS VOLCANES



NOTA: LA ELABORACION DE ESTE PLANO FOTOGEOLOGICO FUE REALIZADO DE MANERA CONJUNTA POR M.C. NOYOLA MEDRANO Y M.A. ROJAS BELTRAN

U A S I P

FACULTAD DE INGENIERIA
AREA CIENCIAS DE LA TIERRA
TRABAJO RECEPTACIONAL

MAPA FOTOGEOLOGICO
DEL CVC

MARCO ANTONIO ROJAS BELTRAN
Fecha: Febrero - 95
LAMINA



