

00364 21



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
División de Estudios de Posgrado

ESTUDIO DE LA EVOLUCION GEOLOGICA DEL COMPLEJO VOLCANICO PALO HUERFANO, MPIO. DE SAN MIGUEL DE ALLENDE, GTO.

T E S I S
Que para obtener el Grado Académico de
MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGIA)
p r e s e n t a

JOSE ANTONIO PEREZ VENZOR

Director: Dr. José Jorge Aranda Gómez

México, D. F.

1997

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICO ESTE TRABAJO A MI ESPOSA:

HERLINDA BEATRIZ

A MIS HIJOS:

ANTONIO DE JESUS

JOSÉ GUADALUPE

GUSTAVO,

JOSÉ ANTONIO.

***CON AMOR Y RESPETO POR TODO LO QUE REPRESENTO ESTE
EJERCICIO Y LO QUE SACRIFICARON POR EL.***

CONTENIDO

RESUMEN	v
ABSTRACT	vi
CAPITULO 1: INTRODUCCION	1
1. Generalidades y ubicación del área de estudio	1
2. Antecedentes	5
3. Justificación	10
4.- Objetivos	13
5. Metodología	13
6. Agradecimientos	15
CAPITULO 2: MARCO GEOLOGICO REGIONAL	17
1. Estratigrafía	17
2. Geología estructural	19
CAPITULO 3: GEOLOGIA LOCAL	23
1. Introducción	23
2. Forma y tamaño del Complejo Volcánico Palo Huérfano	25
3. Estratigrafía: las unidades de roca anteriores al VPH	27
<u>A. Rocas volcano-sedimentarias marinas</u>	28
<u>B. Tonalita Rinconcillo</u>	32
<u>C. Las relaciones de contacto entre las rocas mesozoicas y cenozoicas</u>	33
<u>D. Ignimbrita riolítica EL Obraje</u>	34
<u>E. Secuencia volcánica Cerro Colorado</u>	36
<i>Dacita Cañajo</i>	39
<i>Dacita Cerro Colorado</i>	42
<i>Brecha dacítica Purgatorio</i>	49

<i>Andesita Cerro Grande</i>	53
<i>Toba Jalpa</i>	54
<u>F. Andesita Allende</u>	54
4. Estratigrafía de las unidades asociadas a la actividad del VPH	57
<u>A. Secuencia volcánica Palo Huérfano (SPH)</u>	57
<i>Andesita Gallinas</i>	62
<i>Brecha Microondas</i>	62
<i>Andesita Estancia</i>	63
<i>Toba San Miguel Allende</i>	63
<i>Brecha Calderón</i>	67
<i>Andesita Refugio</i>	67
<i>Brecha Cañada Begoña</i>	69
<i>Andesita Mesa El Rodeo</i>	69
5. Rasgos estructurales	70
CAPITULO 4: HISTORIA GEOLOGICA	75
1. Discusión	79
CAPITULO 5: SUMARIO Y CONCLUSIONES	82
TRABAJOS CITADOS	86

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Entorno geológico regional del CVSMA	3
Figura 2. Ubicación del CVSMA en la FNT	4
Figura 3. Provincias geológicas de México	7
Figura 4. Mapa de localización de las estaciones	20
Figura 5. Mapa geológico generalizado del CVPH	21
Figura 6. Imágenes de satélite del CVPH y sus alrededores	22
Figura 7. Aspectos de campo del complejo basal mesozoico	29
Figura 8. Mapa geológico del CVPH.	30
Figura 9. Aspectos del contacto tonalita Rinconcillo-sedimentos marinos	31
Figura 10. Ignimbrita El Obraje: aspectos de campo y petrográficos	35
Figura 11. Diversos rasgos de campo de las unidades de la SCC	38
Figura 12. Fotomicrografías de la dacita Cañajo	41
Figura 13. Fotomicrografías de la dacita Cañajo	43
Figura 14. Fotomicrografías de las dacitas Cerro Colorado	45
Figura 15. Aspectos de campo de las brechas andesíticas Purgatorio	47
Figura 16 Vista del Cerro La Campana y fotomicrografías de la brecha Purgatorio	48
Figura 17. Fotomicrografías de rocas de la SCC	52
Figura 18. Algunos rasgos de la andesita Allende	56
Figura 19. Aspectos de campo de la SPH	58
Figura 20. Fotomicrografías de lavas de la SPH	60
Figura 21. Diversos aspectos de campo en la Toba San Miguel Allende	64
Figura 22. Diversos aspectos de campo en la Toba San Miguel Allende	66

Figura 23. Rocas piroclásticas asociadas a la actividad del VPH	68
Figura 24. Algunos rasgos estructurales del área de estudio	72
Figura 25. Interpretación de la evolución geológica del CVPH	73

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Edades isotópicas de muestras del CVPH	27
Tabla 2. Análisis modales de muestras representativas del CVPH y de otras unidades volcánicas expuestas en sus cercanías	37

RESUMEN

El Campo Volcánico de San Miguel Allende (CVSMA), está formado por cuatro volcanes mayores: Palo Huérfano, La Joya, San Pedro y El Zamorano, y por varios volcanes menores. El CVSMA, contiene los volcanes centrales miocénicos (~16-11 Ma) mas septentrionales del Eje Neovolcánico Transmexicano hasta ahora documentados. El complejo volcánico Palo Huérfano se ubica al sur de San Miguel Allende e incluye el Volcán Palo Huérfano (VPH) , y los domos Cerro Colorado, El Pílon y Elvira. El edificio principal VPH, tiene una base casi circular, con diámetro de ~12 km y está coronado por un amplio (~4 km) cráter en forma de herradura abierto hacia el SVV. La altura máxima actual del VPH excede los 700 m con relación a la topografía circundante. En el lado oriental del complejo volcánico Palo Huérfano hay un circo somero ocupado por el domo Cerro Colorado que precedió a la formación del volcán principal (VPH). El complejo volcánico sobreyace discordantemente a: 1) sedimentos marinos y a un plutón tonalítico del Mesozoico (?), y/o 2) a la ignimbrita riolítica El Obraje (K-Ar ~29 Ma). Al occidente del complejo volcánico aflora la andesita Allende (K-Ar ~11 Ma), que a diferencia de las rocas del VPH y del domo del Cerro Colorado que contienen fenocristales abundantes de plagioclasa, sólo contiene fenocristales de ferromagnesianos, en una matriz rica en plagioclasa. La andesita Allende antecedió a la formación del VPH y a las últimas fases de actividad de la Falla de San Miguel Allende.

Con base en la mineralogía de las rocas y a su asociación a estructuras volcánicas distintas, las rocas del complejo volcánico Palo Huérfano fueron divididas en dos secuencias: Cerro Colorado (SCC) y Palo Huérfano (SPH). La SCC (K-Ar ~16 Ma) está formada principalmente por dacitas con la paragénesis primaria: plagioclasa + biotita + cuarzo + opacos + hornblenda + hiperstena . La SPH(< 11 Ma) esta formada por andesitas que contienen plagioclasa + hiperstena + opacos ± augita.

En el área del complejo volcánico Palo Huérfano se observan cambios marcados en la geología regional. Al norte, en la Mesa Central, predominan rocas volcánicas félsicas del Oligoceno medio cortadas por dos juegos de fallas normales de orientación NW-SE y NE-SW. Al sur, en el ENT, los afloramientos están dominados por andesitas y basaltos del Cenozoico tardío (Mioceno-Cuaternario) cortadas por fallas normales ENE. En o cerca del complejo volcánico Palo Huérfano se cartografiaron los sistemas de fallas San Miguel Allende, con orientación N-S, y Alcocer-La Estancia, orientado N80E, siendo el primero anterior a la formación del VPH y el segundo posterior a este. La Falla de San Miguel Allende es considerada como parte del conjunto de estructuras conocidas como el Sistema Taxco-San Miguel Allende. Los datos aquí presentados sugieren que el sector noroccidental de dicho sistema ha estado inactivo desde fines del Mioceno medio.

ABSTRACT

The San Miguel Allende Volcanic Field is formed by four major composite volcanoes: Palo Huérfano, La Joya, San Pedro and El Zamorano, and by several smaller volcanoes. The oldest (~16-11 Ma) volcanoes in the northern part of the Trans Mexican Volcanic Field occur in the San Miguel Allende Volcanic Field. The Palo Huérfano Volcanic Complex is located immediately south of San Miguel Allende and it is formed by the Palo Huérfano Volcano and the Cerro Colorado, El Pilón and Elvira domes. The main building is the Palo Huérfano Volcano which has an almost circular base, with an approximate diameter of 12 km and it is topped by a large (~4 km) horseshoe-shaped crater open toward the SW. Today's maximum height of the volcano exceeds 700 m, in relation to its immediate surroundings. In the western flank of the Palo Huérfano Volcano is a shallow circus occupied by the Cerro Colorado dome, which preceded the formation of the main volcanic structure. The Palo Huérfano Volcanic Complex unconformably overlies 1) Mesozoic marine sediments and plutonic rocks, and/or 2) the rhyolitic ignimbrite of El Obraje (K-Ar ~29 Ma). West of the volcanic complex it is exposed the Allende andesite (K-Ar ~11 Ma) whose lithology contrast sharply with the Palo Huérfano Volcanic Complex products as it only contains phenocrysts of ferromagnesian minerals whereas the Palo Huérfano Volcanic Complex lavas carry abundant plagioclase phenocrysts. The eruption of the Allende andesite preceded the formation of the Palo Huérfano Volcano. The rocks of the Palo Huérfano Volcanic Complex, were grouped in two different sequences based on their primary mineralogy and their association to different volcanic structures. The Cerro Colorado sequence (K-Ar ~16 Ma) is mostly formed by dacites with the phenocryst mineralogy: plagioclase + biotite + quartz + opaque minerals + hornblende + hypersthene. The rocks of the Palo Huérfano sequence (<11 Ma) contain phenocrysts of plagioclase + hypersthene + opaque minerals + augite.

The regional geology changes markedly in the area of the Palo Huérfano Volcanic Complex. Immediately North is the Mesa Central, where the outcrops are dominated by Oligocene felsic volcanic rocks cut by two sets of normal faults oriented NW-SE and NE-SW respectively. South of the complex, the region is covered by late Cenozoic (Miocene-Quaternary) andesites and basalts cut by ENE normal faults. At or near the Palo Huérfano Volcanic Complex are the San Miguel Allende (N-S) and Alcocer La Estancia (N80E) fault systems. The first set of structures is older than the Palo Huérfano Volcano and the second one is younger. The San Miguel Allende fault belongs to the regional structural trend known as the Taxco-San Miguel Allende System. Our data suggest that the northwestern sector of the Taxco-San Miguel Allende system has remained inactive since the latest part of the middle Miocene.

CAPITULO 1: INTRODUCCION

1. Generalidades y ubicación del área de estudio

En la región situada entre San Miguel Allende, Gto. y el poblado de Colón, Gro., e inmediatamente al norte de El Bajío, existe un grupo de volcanes* que aquí se llama el Campo Volcánico de San Miguel Allende (CVSMA), por ser esta ciudad la población más importante en el área. Dentro del CVSMA se distinguen claramente cuatro complejos volcánicos, caracterizados cada uno de ellos por la presencia de un volcán mayor asociado a centros de emisión volcánica (*volcanic vents*) más pequeños, como domos y conos de escoria y lava. En este trabajo se hace alusión a los complejos volcánicos del CVSMA como Palo Huérfano (CVPH), La Joya (CVLJ), San Pedro (CVSP) y El Zamorano (CVEZ) en base a la toponimia empleada por Inegi (1972 a, b, c, d, 1977) para las estructuras mayores.

El CVPH, tema central de este trabajo, esta formado por un estratovolcán mayor al que se nombra Volcán Palo Huérfano (VPH) y por los domos de los cerros Colorado (DCC), El Pilón, La Elvira, los Pelones y los conos de escoria y lava del cerro Grande. En base a relaciones de campo, que se discuten más adelante, a la litología de los domos y a la edad radiométrica del DCC (~ 16 Ma), considerablemente más antigua que la del VPH (≤ 11 Ma), consideramos que los domos son vestigios de un centro volcánico más antiguo, parcialmente sepultado por los productos del VPH. Por tanto, lo que inicialmente se consideró un solo centro volcánico, en realidad son dos, con edades significativamente

* Los términos *centro volcánico*, *campo volcánico*, *volcán* y *centro de emisión volcánica* se emplean conforme al esquema sugerido por Fisher y Schmincke (1984)

distintas, por lo que de aquí en adelante al referirse al conjunto formado por el VPH y los domos se le llamará el *complejo volcánico*.

El CVSMA está ubicado entre los paralelos 20° 35' 00" y 20° 55' 45" de latitud norte y los meridianos 100° 28' 00" y 100° 50' 30" de longitud oeste. Al norte del campo volcánico se encuentra la ciudad de San Miguel Allende, mientras que cerca de su límite meridional están Celaya y Querétaro (Figura 1). La base del complejo volcánico Palo Huérfano está situada entre los paralelos 20° 45' 00" y 20° 55' 45" de latitud norte y los meridianos 100° 40' 00" y 100° 50' 30" de longitud oeste y cubre una área aproximada de 225 km² en la esquina SE de la hoja topográfica 1:50,000 San Miguel Allende (Inegi, 1972a).

Geológicamente, el CVSMA se halla en el límite entre la Mesa Central y la depresión de El Bajío, que pertenece a la Faja Neovolcánica Transmexicana (FNT). Estas dos provincias geológicas están separadas en la región por el sistema de fallas de El Bajío (Aranda Gómez et al., 1987, 1989; Mitre Salazar et al., 1989). El CVSMA también se ubica en la convergencia de dos grandes sistemas de alineamientos tectónicos (Figura 2): El sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende (Demant, 1978; Mooser, 1972) y el sistema de fallas Chapala-Tula (Johnson y Harrison, 1990, Aranda-Gómez et al., 1987, 1989; Martínez-Reyes y Nieto, 1987, 1992) que tiene un rumbo aproximado de N80E. A lo largo del sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende que, dependiendo del área, tiene una orientación N25W a N-S, también se ubican la Caldera de Amealco y el Nevado de Toluca (Figura 2). Es probable que estos alineamientos están relacionados a estructuras más antiguas (Demant, 1978, 1982; Johnson y Harrison, 1990), las cuales fueron reactivadas durante el volcanismo cenozoico y algunas continúan activas hasta el

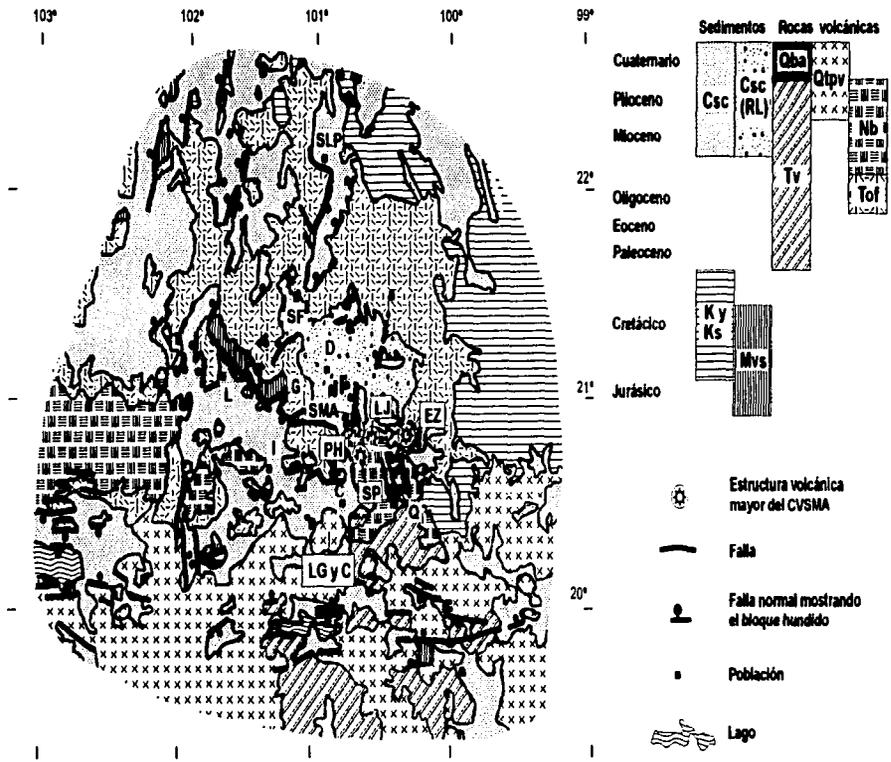


Figura 1. Entorno geológico regional del CVSMA. Unidades cronoestratigráficas: Csc= Cenozoico sedimentario continental; Csc (RL)= Gravas, arenas y sedimentos lacustres de la Cuenca del Río Laja; Qba= Basaltos alcalinos del Cuaternario; Qtpv= Andesitas Plio-Cuaternarias; Tv= Rocas volcánicas del Terciario; Nb= Andesitas del Neógeno; ToF= Rocas volcánicas félsicas del Oligoceno; K y Ks= Sedimentos marinos del Cretácico; Mvs= Secuencia marina volcanosedimentaria del Mesozoico. Abreviaturas: PH= Palo Huérano, LJ= La Joya, SP= San Pedro, EZ= El Zamorano, LG=La Gavia, C= Culiacán, SLP= San Luis Potosí, SF= San Felipe, D= Dolores Hidalgo, L= León, I= Irapuato, C= Celaya, SMA= San Miguel Allende, Q=Querétaro. Modificado de Ortega y colaboradores (1992), Labarthe y coautores (1982) y Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego (1992).

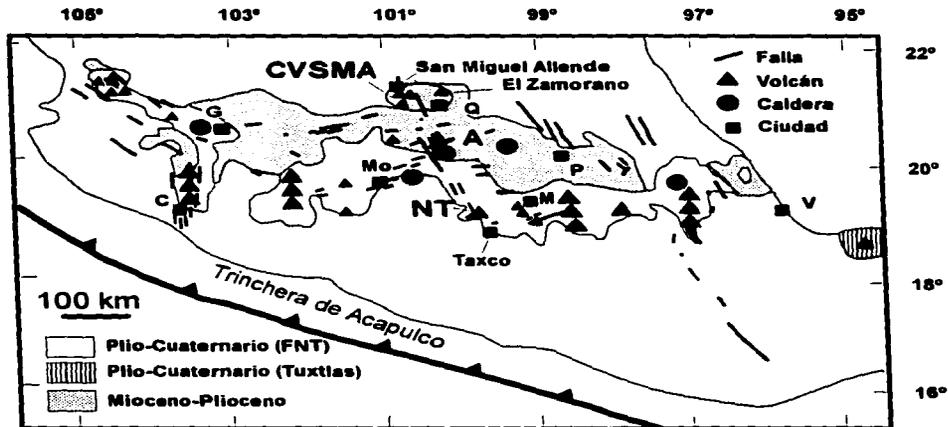


Figura 2. Límites aproximados de la FNT y distribución de las rocas volcánicas del Plio-Mioceno y del Plio-Cuaternario de acuerdo a Nixon y colaboradores (1987). También se muestran los sistemas principales de fallas en la FNT. Clave: CVSMA= Campo Volcánico de San Miguel Allende, A=Caldera de Amealco, NT= Nevado de Toluca y Z= Volcán El Zamorano. Otras localidades: C=Colima; G=Guadalajara; Mo=Morelia; M=México; P=Pachuca; Q=Querétaro; V=Veracruz. Modificado de Aguirre-Díaz (1993)

presente (Quintero-Legorreta, et al, 1989, Quintero-Legoreta, O, 1990; Suter et al.,1988, 1992; Aranda-Gómez et al., 1989).

Los estratovolcanes del CVSMA presentan rasgos morfológicos característicos de edificios volcánicos en un estado moderadamente avanzado de erosión, por lo que son considerados más antiguos que algunos de los volcanes situados inmediatamente al SW (e.g. Cerro La Gavia y Cerro Culiacán, Figura 1), en lo que propiamente se considera la FNT.

2. Antecedentes

A pesar de la gran cantidad de trabajos publicados acerca de la FNT (e.g. Verma, 1985,1987) algunos aspectos de este arco magmático continental distan de ser bien conocidos, sobre todo en lo referente a sus límites espacio-temporales, la naturaleza del basamento al que sobreyace, la estratigrafía volcánica regional, la relación entre la tectónica y el volcanismo y la petrogénesis de muchos de sus productos.

El problema de establecer los límites de la FNT radica principalmente en los criterios empleados por distintos autores para definirlos. Además de los criterios temporales y estratigráficos propuestos por Demant (1978, 1979, 1982) y por Verma (1985), se han empleado argumentos geográficos (Gastil y Jensky, 1973), fisiográficos (Lugo-Hubp, 1981, Lugo-Hubp et al., 1985), petroológicos (Carrasco-Núñez, 1988) y/o volcano-tectónicos (Ferrari et al., 1994), para establecer los límites. Sin embargo, cada uno de estos criterios, por sí solos, crean ambigüedades y generan confusiones.

En algunos lugares de la FNT existen evidencias que hacen pensar que la contaminación, asimilación y/o mezcla de magmas jugaron un papel importante en la evolución magmática de algunos volcanes como Tabaquillo y el Nevado de Toluca (Sánchez-Rubio, 1984, 1986, Martín del Pozzo, 1980). El basamento de la FNT es pobremente conocido ya que en grandes extensiones se encuentra cubierto por los productos volcánicos (Ortega et al., 1992). Sin embargo, puede suponerse que es de naturaleza heterogénea porque en su borde septentrional la FNT colinda con la Faja Ignimbrítica Mexicana (Sierra Madre Occidental), el Cinturón de Pliegues y Fallas (Sierra Madre Oriental) y el Miogeoclinal del Golfo de México (Planicie Costera del Golfo). De manera semejante, en su extremo meridional la FNT colinda con el complejo Orogénico Guerrero-Colima, la Plataforma Morelos-Córdova, la Mixteca y la Cuenca Deltáica de Veracruz (Figura 3). La diversidad de las provincias circundantes a la FNT plantea la posibilidad de interacción entre las magmas con rocas de composición y edades diversas. La influencia de estructuras en el basamento pre-volcánico es otro factor desconocido en la localización, estilo y características del volcanismo en la FNT. Una solución parcial a estos problemas es combinar, en algunas localidades críticamente seleccionadas, en, o cerca de los márgenes de la FNT, investigaciones volcanológicas y/o petrogenéticas, con el estudio sistemático del basamento pre-volcánico.

La estratigrafía formal de carácter regional es pobremente conocida en la FNT pues generalmente la información disponible es muy local y se refiere principalmente a los volcanes mayores como el Nevado y el Volcán de Colima (Luhr y Carmichael, 1980, 1982a,b, 1985, 1990), el Sangangüey (Nelson y Livieres, 1986a), el Ceboruco (Nelson, 1984, 1986), La Primavera (Mahood, 1980, 1981),

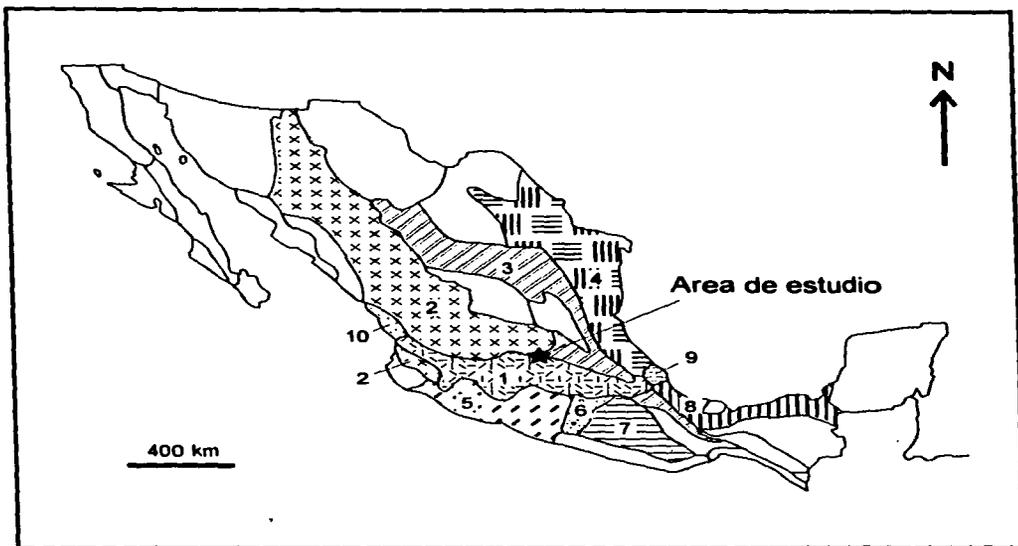


Figura 3. Provincias geológicas de México (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). Las provincias que colindan con FNT (1) son: Faja Ignimbrítica Mexicana (2), el Cinturón de Pliegues y Fallas (3) el Miogeoclinal del Golfo de México (4), Complejo Orogénico Guerrero-Colima (5), la Plataforma Morelos-Córdova (6), la Mixteca (7) y la Cuenca Deltáica de Veracruz (8); Macizo igneo Palma Sola (9); Cuenca de Nayarit (10).

el Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel et al., 1981), el Popocatepetl (Robin, 1984, Carrasco-Nuñez, 1985), y el Pico de Orizaba (Robin y Cantagrel, 1982, Carrasco-Nuñez y Ban, 1994). Esto se debe, en parte, a la naturaleza misma de la actividad volcánica, controlada por centros de emisión y dispersión más o menos aislados, y a la falta de un programa de cartografía sistemática a lo largo de toda la provincia, que podría ayudar a establecer una tefracronología confiable en las áreas entre los estratovolcanes mayores.

El factor temporal es otro de los problemas a considerar en la definición los límites de la FNT. Algunos autores, como Demant (1978), consideran a la FNT como un arco volcánico de edad plio-cuaternaria, quedando así, arbitrariamente, fuera de él todas aquellas unidades y centros volcánicos más antiguos, como el Volcán El Zamorano (Carrasco-Nuñez et al., 1989) y posiblemente el CVSMA, lo cual, en algunas áreas como la que nos ocupa, dificulta la interpretación genética y evolutiva de los fenómenos tectono-magmáticos. Por otro parte, existen argumentos para considerar algunas unidades volcánicas más antiguas (Mioceno) como pertenecientes a la FNT, ampliándose así los límites espaciales (e.g. Venegas et al., 1985). Recientemente Ferrari y colaboradores (1994) propusieron que la actividad en la FNT comenzó hace aproximadamente 16 Ma, con la creación de un arco volcánico con orientación E-W, compuesto por rocas de composiciones intermedias a máficas.

Desde el punto de vista composicional, las rocas de la FNT también son diversas, ya que sus productos no pueden ser estrictamente definidos como rocas "andesíticas y calcialcalinas", pues en áreas que geográficamente pertenecen a la FNT el volcanismo alcalino y calcialcalino son contemporáneos. Un ejemplo claro de esto son los centros volcánicos del sector occidental de la FNT, en que

estratovolcanes calcalcalinos están asociados a conos cineríticos de composición basáltica y de afinidad alcalina (Luhr y Carmichael, 1985; Nelson y Livieres, 1986; Nelson y Hegre, 1990).

Se considera que el origen de la FNT está relacionado a la interacción entre las placas de Norteamérica y Cocos (Demant, 1978, Allan 1981,1986). Algunos autores asocian el volcanismo de partes de la FNT a un sistema de *rift* relacionado a un "salto" de la Dorsal del Pacífico Oriental (Luhr, et al., 1985). Shurbet y Cebull (1984) lo asocian a "transtensión" y al desarrollo incipiente de una microplaca. Otros investigadores (Gastil y Jensky, 1973) a movimientos con desplazamiento lateral. Los estudios geoquímicos realizados en algunos volcanes de la FNT (Demant, 1979; Nelson, 1986a; Carrasco-Nuñez, 1988) sugieren que los grandes estratovolcanes se relacionaron a cámaras magmáticas someras y que la evolución de sus magmas fue dominada por procesos de cristalización fraccionada en combinación con procesos de mezcla de magmas, que generaron rocas andesíticas a dacíticas a partir de magmas más primitivos. Por otra parte, los campos de volcanes monogenéticos, como el Campo Volcánico Guanajuato-Michoacán (Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987), y la Sierra Chichinautzin, documentada por Martín Del Pozzo, 1980, 1983), se cree que están asociados a zonas de debilidad y gran fracturamiento, que aparentemente permitieron el ascenso rápido desde el manto de magmas basálticos con afinidad alcalina, lo que evitó la formación de cámaras magmáticas someras y la diferenciación a presión baja.

Estructuralmente, la FNT se caracteriza por una serie de fosas tectónicas, como las de Tepic-Zacoalco (Allan, 1981, 1986), Colima y Chapala (Figura 2) y por mesetas de lava, basculadas y afalladas. Las fosas tectónicas contienen algunos de los grandes edificios volcánicos del sector occidental, como el Nevado y el

Volcán de Colima, el Ceboruco, el Sangangüey y el Volcán de Tequila. A estas fosas se asocia, espacial y temporalmente, el volcanismo alcalino. Ferrari y colaboradores (1994) consideran que la evolución tectónica del sector central y occidental de la FNT se caracteriza por una fase temprana de fallamiento transcurrente (Mioceno medio), seguida por una fase transtensional (Mioceno tardío-Reciente) y proponen que las fallas con orientaciones NW-SE y E-W podrían haber servido como vías preferentes para el ascenso del magma, permitiendo así la formación de la FNT con su orientación oblicua a la trinchera. Poco es lo que se sabe de las mesetas que en algunos lugares abarcan áreas de extensión significativa, como en la región situada al norte del Lago de Chapala.

3. Justificación

Los volcanes de la región de San Miguel Allende han sido mencionados por varios investigadores que se refieren a ellos de manera general en sus estudios paleontológicos de la región (Carranza-Castañeda, 1989); acerca de la tectónica del límite meridional de la Mesa Central (Aranda-Gómez et al., 1987, 1989; García-Dobarganes y Aguirre-Maese, 1990; Nieto-Samaniego et al., 1992); y/o referentes a las estructuras cenozoicas de la Sierra de Guanajuato (Nieto-Samaniego, 1992). Sin embargo, no se tiene noticia de ningún estudio detallado de la geología de los volcanes del CVPH. Es posible considerar que esos centros volcánicos revisten una importancia particular porque, junto con los otros volcanes del CVSMA, parecen ser una de las manifestaciones magmáticas, volumétricamente significativas, situadas en la porción más septentrional de la FNT (Figura 2). Nixon y colaboradores (1987) han resaltado la existencia de afloramientos extensos de rocas miocénicas en el extremo norte de la FNT y la preponderancia de rocas plio-cuaternarias en el extremo sur del arco (Figura 2). Luhr y Carmichael (1980, 1990) han señalado que en las grandes cadenas de estratovolcanes de la FNT, como el

Nevado-Volcán de Colima, hay evidencia de migración de los focos magmáticos, de norte a sur, estando los volcanes más antiguos en el extremos septentrional de las cadenas. De manera similar, Delgado y colaboradores (1995) han documentado la migración del frente volcánico hacia el sur. Por tanto, es posible suponer que los volcanes del CVSMA representan algunas de las manifestaciones magmáticas mas tempranas de la FNT. Por otro lado, en la región de San Miguel Allende convergen tres grandes provincias tectónicas: la FNT, la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental. Esto, aunado al hecho de que en el área se conocen afloramientos del complejo cristalino basal de la Sierra de Guanajuato (Chiodi et al., 1988) y a la disponibilidad de cartografía sistemática en la región (Martínez-Reyes, 1992; Nieto-Samaniego, 1990, 1992), hacen que el CVSMA sea un lugar en donde se puede intentar documentar la posible influencia de las estructuras en el complejo basal mesozoico sobre la tectónica y el volcanismo cenozoicos (¿Mioceno-Reciente?).

En el área del CVSMA se cruzan tres sistemas de alineamientos reconocidos por diferentes investigadores en otras partes del ENT (Figura 2). Los sistemas de falla de Taxco-San Miguel Allende (Demant, 1978, 1982), Chapala-Tula (Johnson, 1987); (Johnson y Harrison, 1990) y del Bajío (Aranda et al., 1989). Es probable que estos alineamientos están relacionados a estructuras más antiguas (Demant, 1978, 1982; Johnson y Harrison, 1990), las cuales fueron reactivadas durante el volcanismo cenozoico y algunas continúan activas hasta el presente (Quintero-Legorreta, et al., 1989, Quintero-Legorreta, O., 1990; Suter et al., 1988, 1992; Aranda-Gómez et al., 1989). Por tanto, el área de estudio ofrece la posibilidad de documentar las relaciones entre dichos sistemas y el CVPH.

Las estructuras de los sistemas Taxco-San Miguel Allende y El Bajío aparentemente influyeron en el desarrollo de una amplia cuenca endorréica (cuenca del Río Laja: CsC (RL) en la Figura 1) en que se depositó una secuencia

gruesa de sedimentos continentales, lacustres y fluviales, durante el Terciario tardío y el Cuaternario. La formación de la cuenca se debió posiblemente al levantamiento y basculamiento hacia el NE de la Sierra de Guanajuato, a la presencia del escarpe de la Falla de San Miguel Allende, y a que los derrames de lava del CVPH bloquearon el drenaje de esta cuenca tectónica, creando un lago en un área más grande que la ahora ocupada por el vaso de la Presa Ignacio Allende. Los estudios paleontológicos de vertebrados fósiles (Carranza 1989), en las localidades dentro de esta secuencia fluvio-lacustre establecen, de manera aproximada, límites a la edad del CVPH y de los eventos tectónicos del Terciario tardío y Cuaternario en la región. Se considera que la cartografía del CVPH y de sus alrededores pueden aportar información concerniente a las relaciones espacio-temporales entre la tectónica, el volcanismo y la acumulación de la secuencia sedimentaria en la Cuenca del Río Laja.

En esta región de Guanajuato se ubican las poblaciones de San Miguel Allende y Celaya (Figura 1), así como una gran cantidad de poblados menores concentrados principalmente a lo largo del sistema de fallas Taxco-San Miguel Allende (Demant, 1978). En años recientes se ha reportado la existencia de "fallas activas" que cortan el aluvión y que afectan a numerosos bienes inmuebles de gran valor histórico (e.g. Templo del Carmen en Celaya) o comercial en varias poblaciones. Existen opiniones encontradas acerca del origen de este fenómeno. Para algunos (e.g. Nieto-Samaniego, com. pers. 1993), el fallamiento refleja movimientos tectónicos activos. Para otros (Aranda-Gómez, J.J. com. pers. 1991), las "fallas activas" reportadas en Celaya, Irapuato, Abasolo y Querétaro, se deben a la sobre-explotación de los acuíferos y a la consecuente subsidencia del terreno, siendo la orientación de las "fallas activas" en los rellenos aluviales subparalela a la de las grandes estructuras regionales, por el control pasivo que ejerce el

basamento en los rellenos aluviales (Aranda y Aranda, 1986). Por lo tanto, todo proyecto que pueda brindar información geológico-estructural del área puede contribuir a la comprensión del fenómeno para encontrar medidas que reduzcan el impacto sobre los asentamientos humanos y contribuyan al mejor aprovechamiento de las aguas subterráneas.

4.- Objetivos

Los objetivos de esta esta tesis son:

1. Por medio de cartografía geológica definir las relaciones espacio-temporales entre el fallamiento y el volcanismo en el límite occidental del CVSMA.
2. Proporcionar información sistemática acerca de la estratigrafía y composición petrográfica los productos del CVPH.
3. Aportar información concerniente a la influencia de la tectónica y el volcanismo en la acumulación de la secuencia sedimentaria en la Cuenca del Río Laja.
4. Documentar la posible relación entre las estructuras del complejo basal mesozoico sobre la tectónica y el volcanismo cenozoicos (¿Mioceno-Reciente?).

5. Metodología

Esta investigación se desarrolló en tres etapas. La primera consistió en la recopilación bibliográfica de los trabajos geológicos realizados en la región y de aquellos relacionados a los objetivos arriba planteados. A continuación se realizó la interpretación fotogeológica del área de estudio, empleando fotografías aéreas verticales en blanco y negro, a escalas 1:25,000 y 1:50,000. En base a esto se elaboró un plano geológico preliminar, en donde se agruparon los derrames de lava asociados al CVPH de acuerdo a sus características fotogeológicas.

La segunda etapa se desarrolló principalmente en el campo. Consistió en la verificación, mediante caminamientos, de la información inferida durante la fotointerpretación. Durante esta etapa se estudiaron secciones estratigráficas en varias partes del volcán, describiendo sistemáticamente las características litológicas y estructurales de las unidades rocosas y se colectaron ejemplares para su estudio en el laboratorio. En base a esta información se hicieron comparaciones para definir las principales variaciones litológicas, estructurales, y estratigráficas en el volcán.

La tercera etapa fue de gabinete y su finalidad fue la de organizar, procesar e interpretar los datos colectados en las dos etapas anteriores. Asimismo, se realizó el estudio petrográfico de las muestras colectadas empleando un microscopio polarizante y láminas delgadas teñidas con cobaltinitrito de Na para facilitar la identificación del feldespató potásico durante los conteos de puntos para calcular la composición modal de muestras selectas. Se determinó la edad radiométrica de tres muestras de roca por medio del método de K-Ar. Las muestras se eligieron de manera que las edades obtenidas establecen límites entre las fases más importantes de actividad volcánica y tectónica. Dos de las edades se obtuvieron en concentrados de fenocristales de plagioclasa y la otra en roca total. En las últimas fases de esta etapa se procedió a compilar los planos geológico y estructural del complejo volcánico, plasmando en ellos la información más relevante obtenida durante la investigación. Por último, se procedió a redactar esta disertación, en donde se pretende mostrar los datos colectados y los resultados obtenidos.

6. Agradecimientos

Deseo agradecer a mi director de tesis, Dr. José Jorge Aranda Gómez, su comprensión y apoyo durante el desarrollo de la investigación. Los Dres. Zoltan de Cserna, Fernando Ortega, Gerardo Carrasco y Luca Ferrari, así como los M. en C. Gerardo Sánchez Rubio y Mariano Elías, miembros del Comité de Tesis, revisaron críticamente una primera versión de ella, e hicieron correcciones importantes, que mejoraron grandemente su contenido y clarificaron la interpretación de la evolución del complejo volcánico.

El Ing. José Gregorio Solorio-Munguía preparó las muestras para fechamiento y al Dr. Fred W. McDowell gentilmente realizó los análisis. Los Dres. Gerardo Aguirre-Díaz y Angel Nieto-Samaniego brindaron asesoría en el campo. Crescencio Garduño-Paz y Juan Tomás Vázquez-Ramírez, técnicos del Instituto de Geología de la UNAM, y Neftalí de Anda, técnico del Departamento de Geología Marina de la UABCS prepararon las láminas delgadas de las muestras estudiadas.

La Dra. Ana Luisa Carreño generosamente brindó parte de su tiempo para realizar a mi nombre los trámites administrativos de la maestría y para recabar parte de la bibliografía consultada para la elaboración del presente trabajo.

La Universidad Nacional Autónoma de México brindó apoyo logístico a través de la Estación Regional del Centro del Instituto de Geología y la Universidad Autónoma de Baja California Sur dió todas las facilidades para el desarrollo de mis estudios de posgrado y la elaboración de esta tesis. La versión final de esta disertación se preparó durante una visita de Intercambio Académico UNAM-UABCS.

Joel Hiraes Rochin, David Maldonado Díaz, Luis Herrera y Emigdio Z.Flores López, participaron entusiastamente en la preparación final de este documento y mi amigo Juan Esteban García-Dobarganes brindó apoyo logístico y facilidades en el desarrollo de las actividades de campo. Mis hermanos: Juan, Jorge, Gregorio y Jaime, compartieron conmigo las pesadas, aunque agradables, tareas de verificación en el campo.

Guillermo Moreno Salas realizó tramites finales de titulación

Finalmente, a todas las personas que de una u otra forma ayudaron a la realización del presente trabajo, mi mas sincero agradecimiento.

CAPITULO 2: MARCO GEOLOGICO REGIONAL

1. Estratigrafía

Por sus características litológicas, medio ambiente de depósito y edades, las rocas que afloran en San Miguel Allende, pueden dividirse en dos grandes paquetes que informalmente son nombrados complejo basal y cubierta. El complejo basal es de edad mesozoica a terciaria temprana y está formado por rocas volcánicas y sedimentarias de origen marino (Figura 1: Mvs), metamorfoseadas e intensamente deformadas por esfuerzos de compresión, así como por cuerpos intrusivos de composiciones diversas (Ortiz-Hernández et al 1992a, 1992b). La cubierta cenozoica descansa discordantemente sobre el complejo basal y consiste en sedimentos continentales y rocas volcánicas subaéreas que solo han experimentado tectónica extensiva y que generalmente están ligeramente basculadas.

El CVSMA se encuentra en un área donde se observa un marcado cambio en la geología regional. Al norte de él predominan rocas volcánicas félsicas del Oligoceno medio (Figura 1: Tof), genéticamente relacionadas a la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental (e.g. Aranda-Gómez et al. 1983); al sur, las rocas más comunes son andesitas del Terciario tardío y/o del Cuaternario (Figura 1: Nb y Qtpv), consideradas como parte de la FNT. Justo en la región donde sucede este cambio, se encuentra expuesto un cinturón estrecho del complejo basal, desconociéndose hasta ahora afloramientos de estas mismas rocas en las regiones situadas hacia el norte o sur. Aunado a estos importantes cambios litológicos, existe un marcado contraste entre las tramas estructurales de la FNT y de la Mesa Central (Figura 1).

El complejo basal mesozoico (Aptiano: Chiodi et al., 1988, Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes, 1987) aflora principalmente en lo que se ha llamado la Sierra de Guanajuato (e.g. Martínez-Reyes, 1992) y está formado por: 1) metasedimentos calcáreos, pelíticos y psammiticos; 2) lavas y rocas piroclásticas submarinas, predominantemente basálticas y ocasionalmente félsicas (queratófidos), metamorfoseadas a facies de esquistos verdes, y 3) cuerpos plutónicos de composición ultramáfica, como la piroxenita de San Juan de Otates, y félsicos, como el granito de Comanja o la tonalita leucocrática del Cerro Pelón (Martínez-Reyes, 1992). En algunos lugares sobre el complejo basal mesozoico descansa discordantemente una secuencia de lechos rojos continentales del Eoceno (i.e. Conglomerado Guanajuato, Edwards, 1955) y en otros, rocas volcánicas, intermedias a félsicas, del Terciario medio.

En la cuenca del Río Laja, entre San Miguel Allende, Dolores Hidalgo y San Felipe hay afloramientos extensos de gravas y arenas (Figura 1: CsC(RL)) que en las cercanías a San Miguel Allende están intercaladas con sedimentos lacustres y en otros sitios con varios niveles de rocas andesíticas. Su edad precisa es incierta, y los únicos lugares en que se ha desarrollado trabajo de detalle es al norte de San Miguel Allende (principalmente en los ranchos El Ocote y Viejo), en donde están las localidades fosilíferas del Henfiliano e Irvingtoniano estudiadas por Carranza (1989). Por otro lado, Nieto-Samaniego y colaboradores (1996) documentaron rocas riolíticas (ignimbrita Cañada de la Virgen) con edades isotópicas (K-Ar en sanidinos) de $\sim 24.8 \pm 0.6$ Ma intercaladas con gravas similares en las cercanías del graben del Rodeo, en la parte alta de la Cuenca del Río Laja (Figura 1). Por tanto, la edad de esta cuenca fluvio-lacustre está comprendida entre el Oligoceno tardío y el Plioceno.

En la vecindad y base del CVPH, en las localidades 132 y 152 (Figura 4) están expuestas rocas del complejo basal (Chiodi et al., 1988; Ortíz Hernández et al., 1992b). Al norte de San Miguel Allende, en las localidades 45 y 143 (Figura 4), afloran rocas de la secuencia volcánica félsica del Oligoceno medio. En el flanco oriental del VPH aflora el DCC, para el que se obtuvo una edad radiométrica de ~16 Ma que se discute más adelante. Por último, en la boquilla de la Presa Ignacio Allende (Figura 4, Localidades 43-44 y 149) están expuestas andesitas basálticas del Mioceno (~11 Ma). Sobre todas estas unidades yacen los productos del CVPH.

2. Geología estructural

El marcado cambio en la geología regional que se observa a lo largo del frente sudoccidental del bloque de la Sierra de Guanajuato no solo es evidente en la **estratigrafía**, sino también en las estructuras (Figura 1). Se ha argumentado (Aranda et al., 1989; Henry y Aranda-Gómez, 1992) que en esta región se encuentra el límite entre la Provincia Tectónica de las Cuencas y Sierras y la FNT, ya que al norte de El Bajío la morfología y estructura están controladas por dos sistemas conjugados de fallas con direcciones NW-SE y NE-SW, y al sur predominan estructuras con rumbos aproximado ENE a E-W (e.g. Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1992, Pasquarè, et al., 1986, 1987a,b, 1988; Johnson y Harrison, 1990). Ambas regiones están cortadas por las fallas N-S del Sistema Taxco-San Miguel Allende (Demant, 1978).

El CVPH se halla al sur de la Falla de San Miguel Allende a la cual cubre. En su parte septentrional, las lavas de las secuencias Palo Huérfano (SPH) y Cerro Colorado (SCC) son desplazadas por fallas normales N80E (Figuras 5 y 6), presumiblemente relacionadas al sistema de esfuerzos dominante en la FNT.

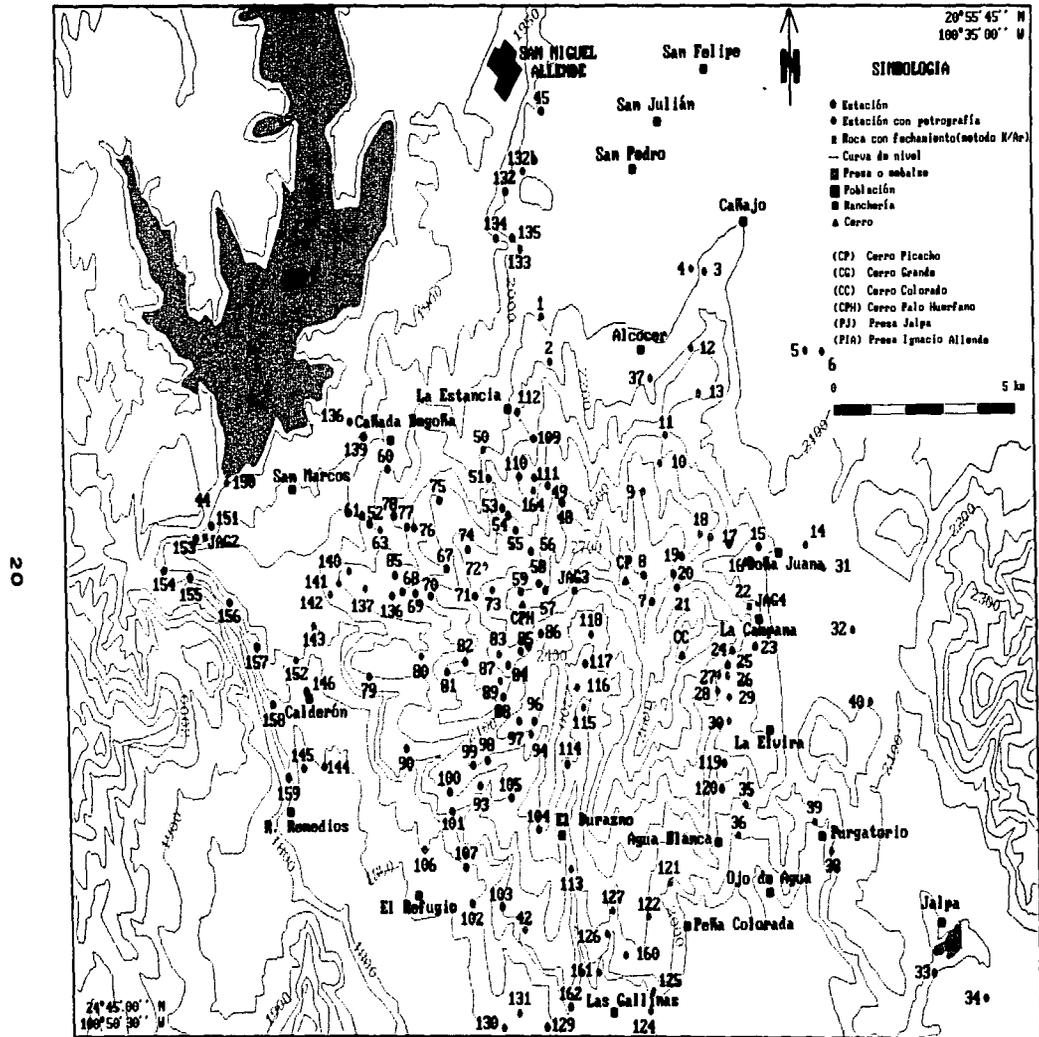


Figura 4. Mapa de localización de estaciones

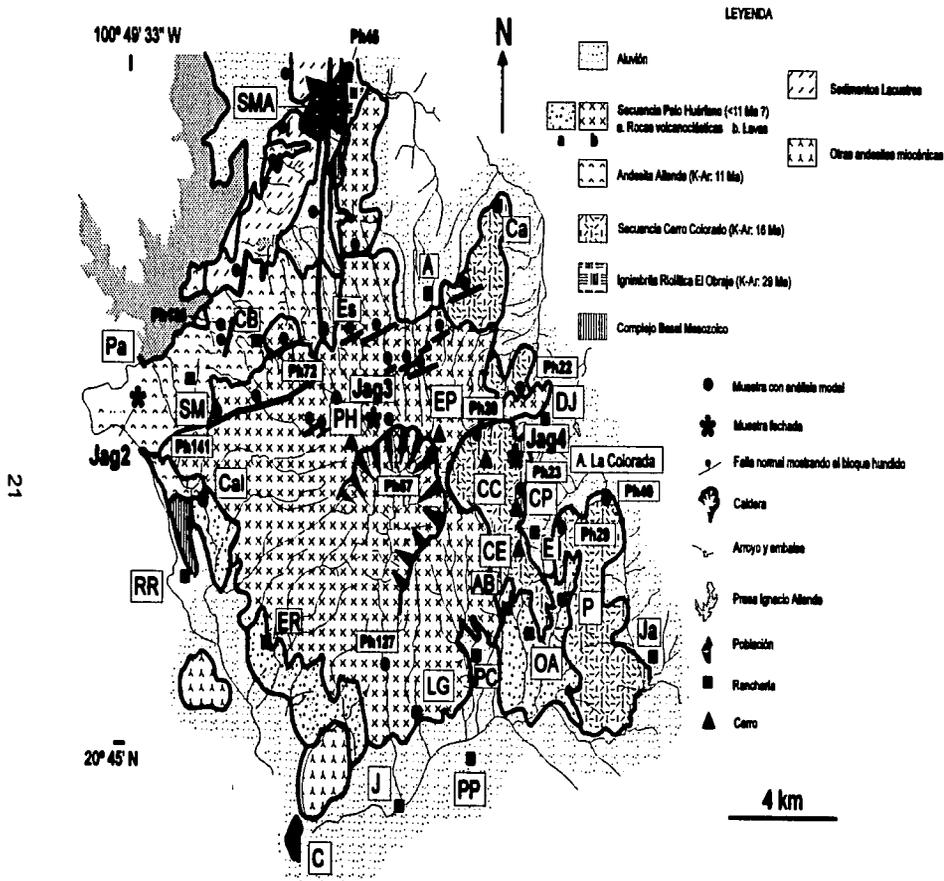


Figura 5. Mapa geológico generalizado del Complejo Volcánico Palo Huérfano



Figura 6. Imágenes de satélite del CVPPI y sus alrededores. (a) Se aprecia claramente el escarpe de falla de San Miguel Alarcón (SMA) en norte del volcán. (b) En un acercamiento es evidente el sistema de fallas Alcozer-La Estancia (FAE), el cráter abierto hacia el sur oeste y el DCC ubicado al oriente del cráter. La imagen del Landsat Thematic Mapper fue procesada por Chris Johnson (1987).

CAPITULO 3: GEOLOGIA LOCAL

1. Introducción

Una de las tareas realizadas en esta investigación fue elaborar un mapa geológico del CVPH. Para esto se emplearon fotografías aéreas verticales a escalas 1:25,000 y 1:50,000. En ellas fue posible identificar en el edificio principal del volcán del complejo un gran número de unidades fotogeológicas que por su aspecto general parecen ser derrames de lava. Asimismo, en las fotografías son evidentes el conjunto de domos anterior al VPH en el que destaca el DCC, el sistema de fallas Alcocer-La Estancia y la traza de la falla de San Miguel Allende (Figuras 5 y 6).

Establecer unidades estratigráficas, aunque sea de manera informal, en las cercanías de un complejo volcánico mayor reviste dificultades especiales ya que: 1) la distribución de los productos volcánicos muchas veces está fuertemente controlada por la topografía, 2) frecuentemente no es posible determinar con certeza la superposición de las unidades debido a efectos de erosión diferencial (e.g. Williams y Mc Birney, 1979, p. 317), 3) muchos tipos de rocas volcánicas, aún las piroclásticas, no siguen el principio de horizontalidad original, y 4) la mayor parte de los productos volcánicos más antiguos permanecen sepultados bajo lavas y/o piroclastos más recientes. Por estos motivos, se diseñó una estrategia de verificación del plano fotogeológico que permitiese: 1) establecer a grandes rasgos las etapas principales en el desarrollo del complejo volcánico; 2) las relaciones entre el conjunto de domos, el VPH y las estructuras tectónicas regionales; y 3) la descripción sistemática de algunas de las unidades litoestratigráficas más representativas del complejo volcánico. Para esto, inicialmente se decidió realizar caminamientos a lo largo de líneas aproximadamente orientadas en dirección N-S y

E-W que cruzaran la cima del edificio principal. La orientación de estas secciones se juzgó conveniente porque permiten la verificación de rasgos geológicos altamente significativos, como los dos sistemas de fallas identificados en la fotointerpretación y el circo del lado oriental del VPH y el DCC. En un principio se pensó hacer los caminamientos siguiendo los arroyos, pero se encontró que en ellos la vegetación enmascara los afloramientos y dificulta el ascenso. Por esto, se siguieron las laderas del volcán, hallándose en ellas una burda disposición "en escalones", en que las superficies inclinadas de los derrames de lava terminan en cantiles casi verticales de 20 o más metros de altura, que representan el frente de las coladas de lava, y en las que frecuentemente se observa diaclasamiento subvertical característico de las "rampas" en el frente de los derrames. Casi invariablemente al pie de estos cantiles, existen depósitos de talud que cubren parcial a totalmente los contactos entre las lavas e impiden ver si existen depósitos piroclásticos intercalados entre ellas. Otro rasgo común en los acantilados es la presencia de brechas volcánicas monolitológicas, de la misma composición que el derrame de lava suprayacente, que son interpretadas como autobrechas en el frente y/o en la base de las coladas.

Además de estas secciones principales, se hicieron otros ascensos a la cima del volcán principal y de las estructuras adventicias que permitieron desarrollar un muestreo de numerosas unidades fotogeológicas (Figura 4). Los ejemplares fueron colectados para realizar petrografía sistemática y establecer si existen diferencias mineralógicas y texturales significativas entre los productos del complejo volcánico.

Cerca de la base del complejo volcánico se visitaron varias localidades para determinar la naturaleza de las unidades de roca anteriores a la actividad del complejo volcánico, y en las partes más accesibles de los arroyos que drenan el

edificio principal, observar con mayor detalle parte de la estratigrafía volcánica. En el cañón del arroyo El Salto, cerca del rancho Lejona (Figura 4, Localidad 1), se observó que existen cambios marcados en la secuencia estratigráfica de un lado al otro del estrecho cañón, por lo que creemos que cualquier intento de establecer de manera detallada una sola columna estratigráfica compuesta de los productos del CVPH daría resultados poco confiables, especialmente si la correlación se realiza entre áreas distantes (e.g. de un flanco a otro del volcán).

En este capítulo se discute la estratigrafía local en función de dos paquetes de roca que fueron llamados pre- y sin-VPH. El paquete de rocas pre-VPH incluye: 1) las rocas del complejo basal mesozoico, 2) las rocas volcánicas del Oligoceno, 3) las lavas del conjunto de domos del Cerro Colorado (i.e. la Secuencia Cerro Colorado, SCC, Figura 5), y 4) las andesitas miocénicas expuestas en los alrededores de la boquilla de la Presa Ignacio Allende. Como se discutirá más adelante, se cree que estas últimas rocas provienen de otro volcán y precedieron la formación del edificio principal del VPH.

Los numerosos derrames de lava y los cuerpos de rocas piroclásticas que constituyen el VPH fueron divididos y agrupados en varias unidades litoestratigráficas informales que se describen en la sección titulada Secuencia Palo Huérfano (SPH).

2. Forma y tamaño del Complejo Volcánico Palo Huérfano

El complejo volcánico se levanta sobre el bloque del bajo de la Falla de San Miguel Allende y en su lado occidental los derrames sepultan a esta estructura. Al norte de San Miguel Allende el escarpe de falla excede en algunos lugares los 200

m de altura, y su forma irregular sugiere que fué modificada por erosión regresiva. La ausencia de rasgos morfológicos característicos de fallas activas (e.g. facetas triangulares) en las cercanías del complejo volcánico, así como la edad del VPH indican que en la vecindad de San Miguel Allende la falla está inactiva desde el Mioceno.

El flanco nororiental del edificio del VPH se eleva desde una planicie con altura promedio de 2050 msnm y su punto más alto (Cerro El Picacho, Figura 5) alcanza los 2750 msnm. En su porción occidental, en la cuenca del Río Laja, los derrames del VPH descendieron hasta 1850 msnm. El mapa topográfico del volcán (Figura 4) sugiere que su base fué aproximadamente circular, excepto en su lado oriental, en donde la estructura parece terminar a lo largo de un alineamiento topográfico con dirección N10W, que coincide con la ubicación de tres domos volcánicos (i.e. cerros Colorado, La Elvira y La Campana, Figura 5). El rasgo morfológico más sobresaliente del VPH es su depresión central, que forma un circo semicircular con un diámetro promedio de 4 km, abierto al surponiente y que tiene una diferencia de altura entre su borde y el fondo de 250 a 300 m (Figura 4).

Como es de esperar en una estructura de este tipo, el patrón de drenaje es radial centrífugo y las cañadas son profundas y aproximadamente rectas o ligeramente curvas. Una excepción notable es el arroyo Los Colorados, ubicado en el flanco oriental del VPH, que al llegar cerca de la cima se curva de manera pronunciada y define con otros arroyos de la zona un circo somero de forma semielíptica, con su eje mayor orientado E-W. Esta geoforma está casi totalmente ocupada por el Cerro Colorado (Figuras 5 y 6), lo que sugiere la existencia de un cráter o caldera en el lugar (?), o que el DCC antecedió al VPH y actuó como una

barrera topográfica para los derrames de lava que fluyeron de la cima del VPH hacia el oriente.

3. Estratigrafía: las unidades de roca anteriores al VPH

Los productos del VPH sobreyacen discordantemente a: (1) el complejo basal mesozoico, que localmente está constituido por rocas sedimentarias marinas intrusionadas por un plutón tonalítico. Este paquete de rocas es correlacionable con el "conjunto litoestratigráfico inferior" de la Sierra de Guanajuato (Martínez-Reyes, 1992); (2) la ignimbrita riolítica El Obraje (K-Ar: 28.6 ± 0.7 Ma: Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994, 1996), (3) las dacitas y andesitas de la Secuencia Cerro Colorado (K-Ar = $16.1 + 1.7$ Ma: Tabla 1 y Figura 5), y (4) la andesita Allende (K-Ar = $11.1 + 0.4$ Ma: Tabla 1 y Figura 5).

TABLA 1. Edades de K-Ar obtenidas en muestras colectadas en el Complejo Volcánico Palo Huérfano, Municipio de San Miguel Allende, Guanajuato.

Muestra número	Mineral	%K	% ⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar x 10 ⁻⁶ scc/gm	Edad ± 1σ (Ma)	Unidad cartográfica
Jag 2	r.t.	1.115	30.8 36.9	0.4683 0.4919	11.1 ± 0.4	Aa
Jag 3	plag.	0.4319	12.3 20.3	0.2014 0.2027	12.1 ± 0.6	Ae
Jag 4	plag.	0.2084	8.2 22.7	0.1212 0.1349	16.1 ± 1.7	Dcc

Análisis realizados por Fred McDowell en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin. Constantes empleadas: $\lambda_e + \lambda_{e'}$ = $0.581 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$; λ_{β} = $4.963 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$, y $^{40}\text{K}/\text{K}^{\text{total}}$ = 1.167×10^{-4} . ⁴⁰Ar* es el componente radiogénico. Clave de unidades cartográficas (Figura 8): Aa= andesita Allende; Ae = andesita Estancia; Dcc = dacita Cerro Colorado

A. Rocas volcánico-sedimentarias marinas

Son una secuencia dominada por calizas y lutitas calcáreas del Jurásico tardío al Cretácico medio: (Ortiz *et al.*, 1992a, b) que en el área de estudio varían de ligera a intensamente plegadas y falladas (Figura 7), y que en lugares fueron débilmente recristalizadas por un intrusivo de composición intermedia (Figuras 8 y 9). Sus afloramientos se ubican a lo largo del cauce del Río Laja, cerca de las rancherías Rinconcillo Los Remedios y Calderón (Figura 4, Localidades 153-158), e inmediatamente al SE de la ciudad de San Miguel Allende, en el bloque del bajo de la falla del mismo nombre (Figura 4, Localidad 132).

Los afloramientos cercanos a Rinconcillo Los Remedios (Figuras 5 y 8) se observan a lo largo de los cortes hechos para el terraplén del ferrocarril antiguo. En general, consisten de capas de caliza micrítica, con espesores de 30 a 40 cm, que alternan con estratos finamente laminados de margas o lutitas color crema, de 10 a 15 cm de espesor. Un rasgo sobresaliente de estos afloramientos es la variación en el grado de deformación y plegamiento, dependiendo de la litología de los afloramientos y de la cercanía a fallas inversas. Así, hacia el norte (Figura 4, Localidad 153) la secuencia es dominada por calizas y las capas son subhorizontales y con poca deformación aparente (Figura 7a). En cambio, cerca de La Huerta y Rinconcillo de Los Remedios, en donde abundan las rocas arcillosas, se observa una deformación intensa, con numerosos micropliegues recostados al NE y el desarrollo de una fisilidad marcada en las lutitas, paralela a los planos axiales de las estructuras (Figura 7b). Sobrepuesta a esta deformación compresiva mesozoica y/o del Terciario temprano (Martínez-Reyes, 1992; Ortiz *et al.*, 1992a), se observan fallas normales, con rumbos variables entre N40E y N45W, e inclinaciones mayores a 60°, rellenas por brechas de falla y salvanda (Figura 7c), que causaron algo de plegamiento secundario por arrastre.

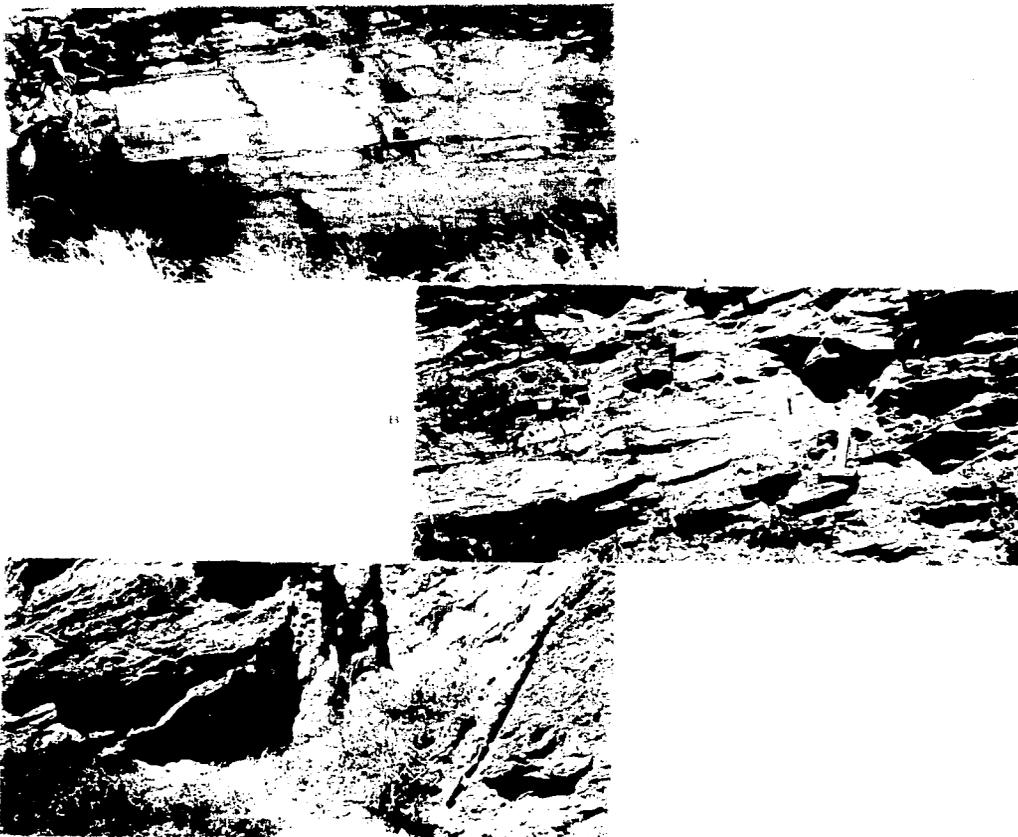


Figura 7 Aspectos de campo del complejo basal mesozoico, expuesto a lo largo de los cortes del camino que sigue al terraplén del ferrocarril antiguo. (a) Alternancia de calizas micríticas y lutitas calcáreas expuestas en las cercanías de Rinconcillo. (b) En otras localidades, estas mismas rocas están intensamente deformadas. (c) Las rocas intensamente crenuladas fueron afectadas por fallas cenozoicas que produjeron zonas de salvanda.

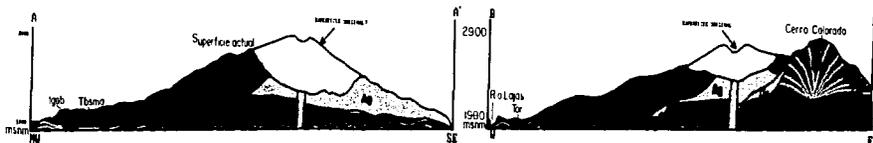
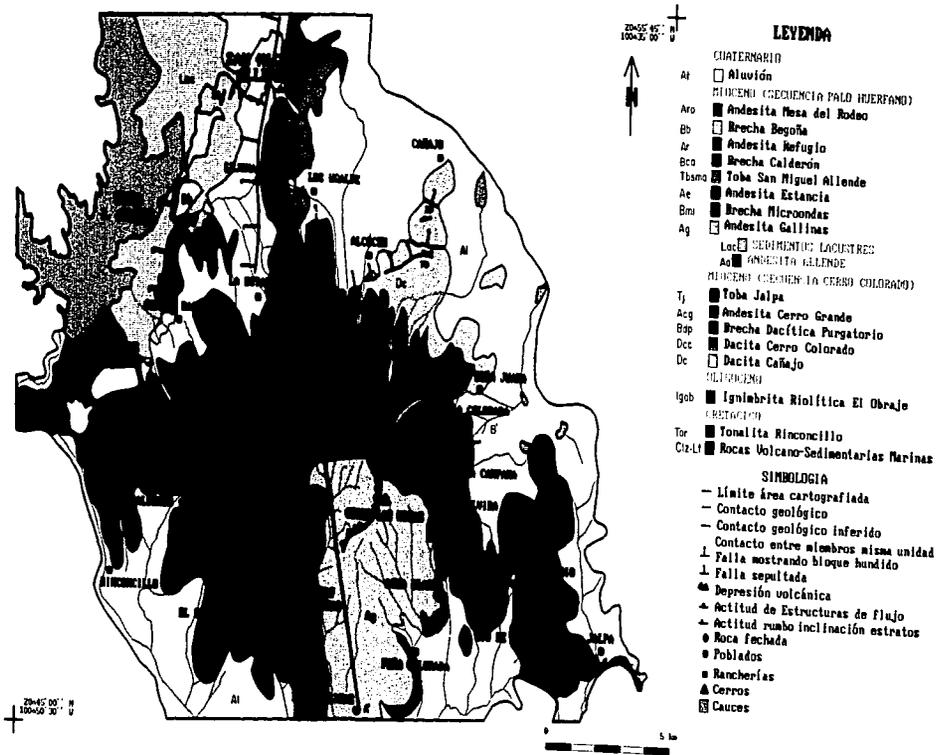
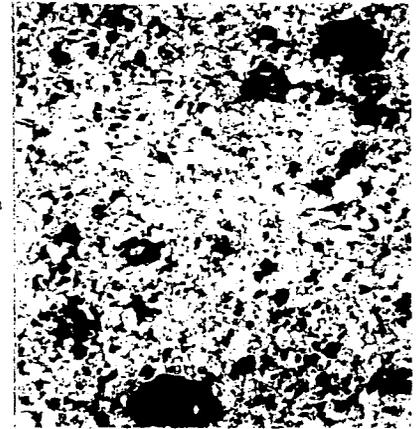


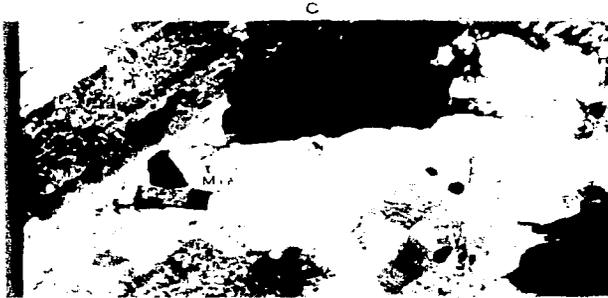
Figura B. Mapa Geológico del CUPH.



A



B



C

Figura 9 a) Contacto intrusivo entre las calizas mesozoicas y la tonalita Rinconcillo. b) Caliza recrystalizada con textura de mosaico granoblástico de grano fino, formada principalmente por calcita y granate. Los peridoblastos de granate tienen inclusiones de calcita y plagioclasa. c) La fase mineralógica más abundante en la tonalita es plagioclasa que tiende a ser euedral. Los huecos intercrystalinos a veces están ocupados por mirmekita. Ambas fotomicrografías fueron tomadas con nicóles cruzados. Campo visual: 3.2 x 2.4 mm

Posiblemente el afloramiento más espectacular y fácilmente accesible de las rocas volcano-sedimentarias marinas del Mesozoico en el área, es el que se ubica en San Miguel Allende, en los cortes del libramiento a Querétaro (Figura 4, Localidad 132). Ahí la secuencia está dominada por margas y lutitas, cortadas por numerosas vetillas rellenas por calcita y yeso, y muestran un plegamiento intenso asociado a numerosas fallas inversas con sobrecojimientos aparentes hacia el nororiente. En la misma área, en los arroyos situados al sur del libramiento, se observan afloramientos de una roca ígnea color verde, profundamente intemperizada, que en lugares es afanítica y en otros presenta segregaciones o inclusiones (?), de grano grueso a medio, de minerales máficos (¿piroxenos?) rodeados por la matriz afanítica. Las relaciones de contacto entre este cuerpo ígneo mesozoico y la secuencia sedimentaria son desconocidas dado el grado de intemperismo y las características del afloramiento. Otros investigadores las han interpretado como derrames de lava submarinos intercalados con los sedimentos marinos (Martínez-Reyes, 1996, com. pers.). En ese sitio la secuencia mesozoica está coronada en discordancia angular por la ignimbrita riolítica El Obraje del Terciario medio.

B. Tonalita Rinconcillo

En los cortes del terraplén del ferrocarril antiguo cercanos a Rinconcillo Los Remedios (Figura 4, Localidad 157) y en el afloramiento del basamento en la región de Calderón (Figura 4, Localidad 152) está expuesta una roca ígnea intrusiva (Figura 8: ToR) color gris medio a gris oscuro, que en algunos lugares presenta intemperismo esferoidal (Figura 9a) y en otros un fracturamiento intenso. En algunos sitios el contacto entre el plutón y las rocas sedimentarias marinas parece ser concordante con la estratificación, pero en otros sitios es definitivamente discordante, con formación de una aureola angosta de

metamorfismo de contacto (Figura 9b) y el desarrollo de un "borde enfriado", de unos cuantos centímetros de espesor, que se caracteriza por una reducción del tamaño de grano en la tonalita.

La mineralogía del intrusivo está dominada por cristales subedrales de andesina, intensamente maclada y zonada, que presenta sericitización y argilización selectiva de sus núcleos (Figura 9c). Los minerales máficos son hornblenda y biotita, parcialmente cloritizados. El cuarzo se presenta como cristales tardíos de forma anedral, que rellenan los huecos angulares entre las otras fases mineralógicas y/o como intercrecimientos mirmekíticos con la plagioclasa (Figura 9c). La textura de la roca es hipidiomórfica-granular, de grano medio. Estimaciones visuales de la abundancia relativa de feldespatos y cuarzo indican que de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1976) es una tonalita.

Al igual que los sedimentos marinos, el intrusivo fué cortado por fallas cenozoicas de orientaciones NW-SE y NE-SW que desarrollaron numerosos "espejos" en él. La edad exacta de la tonalita se desconoce pero por su semejanza con intrusivos similares de la Sierra de Guanajuato, estudiados por Ortíz-Hernández y colaboradores (1992a, b) se cree que son mesozoicos.

C. Las relaciones de contacto entre las rocas mesozoicas y cenozoicas.

El basamento mesozoico subyace de manera discordante a todas las rocas cenozoicas del área. En algunos lugares el contacto está marcado por una discordancia angular, como en el caso del contacto entre los sedimentos marinos y las andesitas miocénicas en el área de Rinconcillo Los Remedios, o entre los sedimentos marinos y los depósitos epiclásticos-volcánicos provenientes del VPH en las inmediaciones de San Miguel Allende en donde además se observó un

horizonte delgado de gravas, parcialmente cementadas por caliche, formadas por clastos bien redondeados de 3 a 5 cm de diámetro, de ignimbritas silicificadas.

En otros sitios, como en el afloramiento del intrusivo tonalítico en Calderón, el contacto entre el complejo basal mesozoico y los lahares provenientes del VPH es una superficie erosional, a veces marcada por horizontes delgados de paleosuelo.

D. Ignimbrita riolítica El Obraje

Al norte del CVPH, en el bloque del piso de la Falla de San Miguel Allende, aflora una ignimbrita riolítica distribuida ampliamente al norte del complejo volcánico (Figura 8: IgOb) en donde tiene un espesor considerable (≥ 100 m). En las inmediaciones del VPH se observaron dos afloramientos aislados de la misma roca, sobreyaciendo discordantemente al complejo basal mesozoico y siendo parcialmente cubiertos por depósitos epiclásticos de origen volcánico y/o derrames de lava andesíticos del CVPH.

El mejor afloramiento de esta ignimbrita, cercano al área de estudio, se encuentra en el Parque Ecológico de San Miguel Allende, en el cañón en donde se ubican las presas El Obraje y Las Colonias (Figura 4, Localidad 45 y Figura 10). Ahí se observa una sección con un espesor mínimo de 100 m, sin que estén expuestas ni la cima ni la base de la ignimbrita. El depósito presenta una zonificación vertical burda, evidenciada por cambios en el fracturamiento y por la presencia de una zona con litofisas. El fracturamiento dominante es vertical en la porción inferior de la sección expuesta, lo que da un aspecto burdamente columnar a esa parte del depósito. Hacia la cima de la ignimbrita se hace más evidente otro juego de fracturas subhorizontales que con las columnas dividen a la roca en



A



B



C

Figura 10. a. Ignimbrita volcánica El Obraje expuesta aguas abajo de la presa del mismo nombre. En la parte superior se observan fracturas subhorizontales. Hacia abajo dominan fracturas verticales que le dan un aspecto burdamente columnar. b. Fotomicrografía de la ignimbrita porfídica; la textura vitroclástica de la matriz es oscurecida por silicificación y desvitrificación. Los fenocristales son cuarzo (C), sanidino (S), plagioclasa sódica (P) e hiperstena (H) totalmente alterada. c. Otro aspecto de la ignimbrita; la matriz es vítrea y los fenocristales son pseudomorfos de cuarzo bipiramidal parcialmente reabsorbidos. Ambas fotomicrografías con nicóles cruzados. Campo visual 3.2 x 2.4 mm

bloques (Figura 10a). En esa misma región se observan numerosas litofisas parcialmente rellenas por cuarzo y calcedonia. La ignimbrita es porfídica, con 25 a 30% de fenocristales en una matriz afanítica.

La textura vitroclástica en la matriz fue oscurecida por silificación y desvitrificación intensas, que reemplazaron al vidrio por material felsítico micro- a criptocristalino. Los fenocristales en la ignimbrita son cuarzo, sanidino, plagioclasa sódica e hiperstena (?) totalmente alterada (Tabla 2).

Esta ignimbrita riolítica es muy semejante en edad ($K-Ar = 28.6 \pm 0.7$ Ma: Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994) y características petrográficas a algunas de las rocas que forman un amplio campo volcánico en el borde meridional de la Mesa Central (Labarthe *et al.* 1982), y que puede ser trazado, de manera casi continua, desde la Sierra de Guanajuato hasta el suroeste del Estado de San Luis Potosí. Se ha propuesto que estas rocas son parte de la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental (e.g. Aranda-Gómez *et al.*, 1983; Ferrari *et al.*, 1994)

Es notable que en la región al norte de San Miguel Allende la ignimbrita se presenta como un cuerpo continuo de espesor considerable, sobreyaciendo a rocas del complejo basal mesozoico (Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994), mientras que en las inmediaciones del CVPH, solo se observan algunos vestigios de poco espesor de esta roca, gravas derivadas de su erosión, o que las andesitas miocénicas descansan directamente sobre el complejo basal.

E. Secuencia volcánica Cerro Colorado

Con este nombre se designa a las rocas cartografiadas en el flanco oriental del CVPH (Figura 8: SCC). Esta secuencia está formada principalmente por

Tabla 2. Análisis modal por conteo de puntos (n > 600) en muestras representativas del complejo volcánico.

Muestra		Pl	Opx	Cpx	Hbl ⁵	Bt ⁴	Sa	Qtz	Ox	Mat
Ph57 ¹	F	36.9	6.0	-	-	-	-	-	-	49.8
	M	2.9	2.6	-	-	-	-	-	1.8	
Ph141 ¹	F	39.2	9.1	-	-	-	-	-	-	31.4
	M	8.9	5.2	-	-	-	-	-	6.2	
Ph127 ^{1,3}	F	37.2	7.3	2.1	1.6	Tr	-	-	-	42.8
	M	2.5	1.8	-	-	-	-	-	4.7	
Ph72 ¹	F	26.1	9.3	0.8	-	-	-	-	-	55.6
	M	4.1	1.1	-	-	-	-	-	3.0	
Ph23 ¹	F	15.4	-	-	2.6	3.5	-	1.3	-	63.8
	M	7.3	-	-	3.7	-	-	-	2.4	
Ph20 ¹	F	14.0	-	-	4.8	3.0	-	-	-	62.9
	M	7.7	0.5	-	2.0	-	-	-	5.1	
Ph22	F	24.2	-	-	3.8	7.4	-	-	-	49.0
	M	8.8	-	-	4.2	-	-	-	2.6	
Ph29 ^{1,2}	F	23.8	2.6	-	0.3	0.8	-	-	-	55.6
	M	7.8	6.5	-	-	-	-	-	2.6	
Ph45 ⁶	F	5.6	2.5	-	-	-	11.9	6.3	-	72.7
	M	-	-	-	-	-	-	-	0.4	
Ph136	F	1.9	-	5.9	-	-	-	-	-	88.8
	M	-	-	0.6	-	-	-	-	2.8	

Las muestras Ph57, -141, -127 y -72 fueron colectadas en el volcán Palo Huérfano. Ph23, -20, -22 y -29 provienen del domo Cerro Colorado y centros de emisión adyacentes. Ph45 es un ejemplar de la ignimbrita El Obraje y Ph136 representa a la andesita Allende. Notas adicionales: 1. Contiene trazas (Tr) de apatito; 2. Zircón (Tr); 3. El anfíbol y la biotita se presentan como material secundario, productos de la uratización de los piroxenos; 4. La biotita invariablemente está parcial a totalmente reemplazada por opacita; 5. La homblenda está parcial a totalmente reemplazada por gránulos de minerales opacos; 6. Contiene 0.6% de material secundario (calcedonia y cuarzo) rellenando litofisas pequeñas. Clave de abreviaturas: Pl = plagioclasa; Opx = órtopiroxeno; Cpx = clinopiroxeno; Hbl = homblenda; Bt = biotita; Sa = sanidino; Qtz = cuarzo; Ox = óxidos de Fe y/o Ti; Mat = matriz; F = fenocristales (≥ 0.3 mm); M = microfenocristales (0.03 - 0.3 mm)

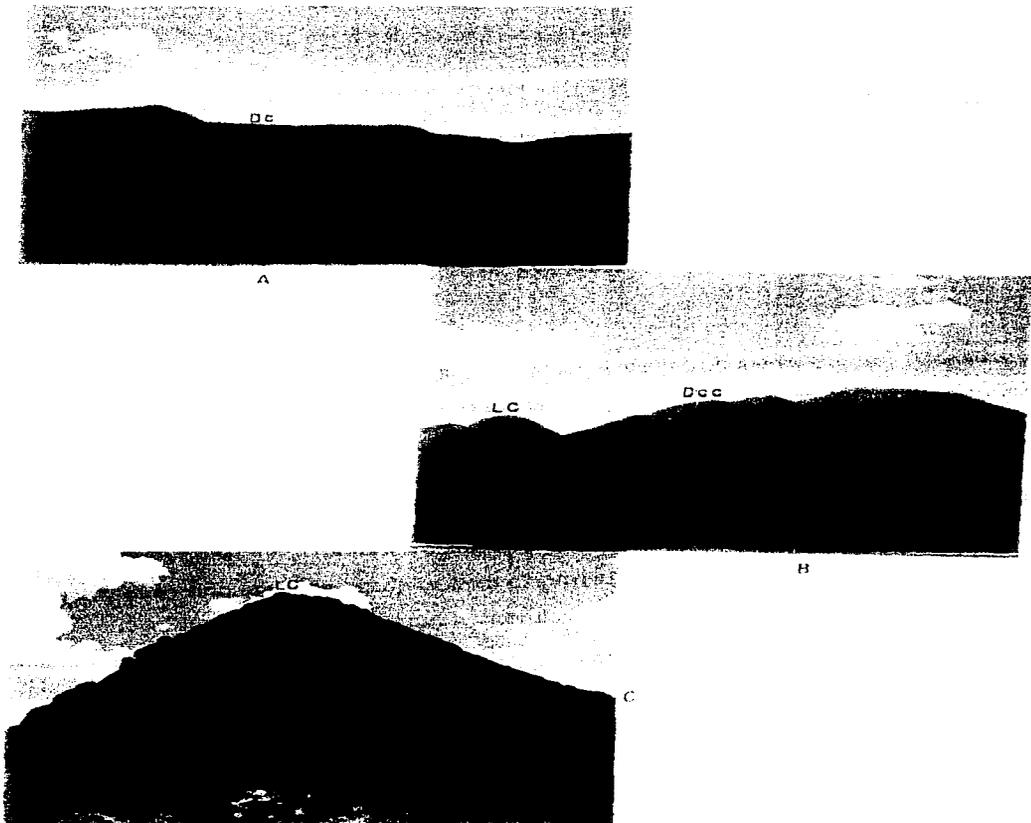


Figura 11. Diversos aspectos de campo de las unidades de la SCC. a) La dacita Cañajo está formada por varios derrames de lava que forman mesas conspicuas, suavemente inclinadas hacia el sur. Los escalones fueron formados por las fallas del sistema Alcocer-La Estancia. b) El domo Cerro Colorado es una estructura volcánica mayor en la porción oriental del CVPH. c) El domo Cerro La Campana es una de las estructuras menores con foliación de flujo subvertical cerca de su cima.

derrames de lava de composiciones andesíticas y dacíticas (Figura 11a), domos dacíticos y andesíticos (Figura 11b-c), brechas volcánicas y lahares. Las rocas en la secuencia fueron agrupadas en cuatro unidades litoestratigráficas informales: dacita Cañajo, dacita Cerro Colorado, brecha dacítica Purgatorio y andesita Cerro Grande.

Dacita Cañajo

Aflora al NE del VPH en los alrededores de la rancharía Cañajo. Consiste de derrames gruesos de lava dacítica (Figura 8: Dc) con fenocristales de hornblenda y/o biotita. Su área de afloramiento se caracteriza por cañadas cortas, angostas y profundas. Sus derrames de lava comunmente terminan en un frente de forma burdamente lobular y forman mesas suavemente inclinadas hacia el sur (~10°-15°), en una dirección contraria a la que normalmente se esperaría si hubiesen sido emitidos desde la cima del VPH (Figura 11a), por lo que se cree que estas inclinaciones son debidas a basculamientos a lo largo del sistema de fallas Alcocer-La Estancia (Figuras 6 y 8). Es común observar en la base de cada derrame de lava una brecha basal monolitológica, de la misma composición que las rocas suprayacentes, compuesta por clastos angulosos hasta de 10 cm de diámetro y por una pequeña cantidad de matriz más fina. Hacia la parte superior de la secuencia, los derrames se hacen más cortos y gruesos, llegando a tener hasta 20 m de espesor, y terminan en estructuras de rampa, con *foliaciones de flujo** subverticales.

*Se refiere a una fábrica orientada en las lavas, que en el campo se manifiesta como una laminación que, dependiendo del afloramiento, varía de apenas perceptible a muy marcada. En lámina delgada se asocia a texturas traquíticas o pilotaxíticas. Es frecuente que a esta fábrica se asocie un diaclasamiento intenso.

En la región nororiental del área, la dacita Cañajo está cubierta parcialmente por productos derivados del VPH (e.g. la andesita Estancia, Figura 8). Hacia el occidente desaparece, posiblemente sepultada completamente por rocas del VPH, y al sureste, el conjunto de derrames de lava termina abruptamente a lo largo de la cañada del arroyo La Colorada, lugar donde comienza a aflorar el DCC (Figura 11b). Por sus relaciones de contacto con la andesita Estancia y semejanza litológica con las dacitas del Cerro Colorado, especialmente en cuanto a contenido de xenocristales, se le asigna la misma edad que a la dacita Cerro Colorado (~16 Ma).

Megascópicamente la dacita Cañajo es una roca color violeta, porfídica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo (Figuras 12 y 13). Al microscopio se observa que en general las dacitas Cañajo tienen una matriz de grano fino, comúnmente con arreglos hialopiliticos a pilotaxíticos (Figura 12), dependiendo de la naturaleza del material intersticial entre los microlitos de plagioclasa y de hornblenda. Los fenocristales de plagioclasa y hornblenda llegan a ser hasta de 4 mm de largo y constituyen entre el 10 y 20 % de las rocas. La plagioclasa es el mineral más abundante y se presenta como fenocristales, microfenocristales y microlitos en la matriz. Generalmente los fenocristales de plagioclasa son euedrales o subedrales (Figuras 12a-b), con zoneamiento normal intenso (Figura 12b) y en ocasiones forman agregados glomeroporfídicos hasta de 6 mm de largo. La hornblenda y la biotita se presentan como fenocristales euedrales o subedrales, comúnmente ligeramente reabsorbidos, hasta de 3 mm de largo y usualmente están parcialmente o totalmente reemplazados por minerales opacos (Figura 12a y c), quedando en muchas ocasiones solo los pseudomorfos de opacita (i.e un agregado micro- a criptocristalino, compuesto principalmente por gránulos de minerales opacos, que impiden casi por completo el paso de la luz



A



B



C

Figura 12. Aspectos petrográficos de la Dacota (Canopy). a. Fenocristal de biotita totalmente reemplazado por gránulos de minerales opacos y otras fases mineralógicas de grano extremadamente fino. En la matriz se observan varios microclastos con forma acicular totalmente reemplazados por opacos; se cree que fueron anfíbol. Luz plana polarizada. b. Fenocristal maclado de plagioclasa rodeado por un delgado anillo de reacción. Nícoles cruzados. c. Pseudomorfo de hornblenda reemplazado por minerales opacos. Luz plana polarizada. El campo visual en todas las fotomicrografías es 3.2 x 2.4 mm.

transmitida. En general contiene algunos minerales translúcidos de grano muy fino o vestigios pleocroicos del mineral que fué reemplazado. El término ha sido empleado por Luhr et al., 1995, para describir pseudomorfos similares, desarrollados a partir de xenocristales de kaersutita y flogopita). El cuarzo se presenta como cristales redondeados, intensamente corroídos (Figura 13), hasta de 1.5 mm de diámetro, rodeados por un delgado anillo de reacción micro- a criptocristalino. Algunos de los fenocristales de plagioclasa tienen sus bordes intensamente corroídos y presentan estructuras de cedazo (sieve texture), lo que con los anillos de reacción alrededor del cuarzo y el reemplazamiento de los ferromagnesianos sugiere que parte del conjunto de fenocristales puede ser accidental, o al menos no haber estado en equilibrio con el magma al tiempo de la erupción.

Dacita Cerro Colorado

En la porción centro-oriental del área de estudio (Figura 8: Dcc), en la zona comprendida entre la cima del VPH y el Río Jalpa, existe un grupo de estructuras volcánicas que por sus características geomorfológicas, como su forma general (Figuras 11b-c) y una combinación de drenaje anular y radial centrífugo, y por la presencia de foliación de flujo subvertical en las lavas, se interpretan como domos volcánicos endógenos. Su composición, inferida de los estudios petrográficos, es similar a la de las dacitas de hornblenda y biotita de Cañajo, aunque en muchos lugares la cantidad, tamaño y abundancia de biotita y cuarzo parecen aumentar considerablemente.

La estructura volcánica principal a que se asocia este conjunto de rocas es el DCC (Figura 11b), que visto en planta tiene una forma burdamente elíptica, con



A

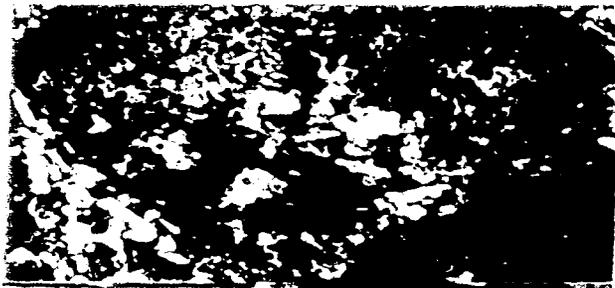


B

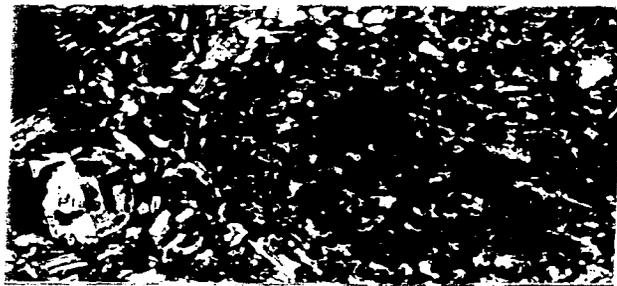
Figura 13 Aspectos petrográficos de la diátrita Cañazo (continuación) a. Fenocristal maclado de plagioclasa rodeado por una matriz microcristalina con microlitos de plagioclasa alineados por flujo. En la esquina inferior derecha se observa un xenocristal (?) parcialmente reabsorbido de cuarzo. b. Xenocristal de cuarzo intensamente reabsorbido en una matriz con textura pilotaxítica; su color de interferencia es alto debido a que la lámina está ligeramente gruesa. Nícoles cruzados. Campo visual 3.2 x 2.4 mm

su eje mayor (~3.0 km) orientado en dirección N-S y su eje menor de aproximadamente 2.5 km (Figura 8). El domo se eleva 550 m sobre la planicie que bordea al Río Jalpa; tiene sus bordes septentrional y oriental, respectivamente, bien definidos por el arroyo La Colorada (Figura 5) y por el abrupto cambio de pendiente entre el domo y la planicie. Su límite occidental es difuso por la presencia de los productos emitidos por el VPH, quienes se apilaron y/o fueron desviados por el flanco occidental del domo. Hacia el sur, la estructura está parcialmente enmascarada por lahares y brechas volcánicas de la región de Purgatorio-Agua Blanca y por domos menores como los Cerros La Campana (Figura 11c), La Elvira y El Pilón. Su edad isotópica, determinada por el método K-Ar en un concentrado de fenocristales de plagioclasa, es de 16.5 ± 1.3 Ma (Tabla 1, Figura 5).

En el campo, estas dacitas porfídicas son color gris claro a rosa, con proporciones variables de fenocristales (15-30 %), y su conjunto de minerales es: plagioclasa > hornblenda + biotita > cuarzo \pm ortopiroxeno (Tabla 2 y Figura 14). Generalmente los ferromagnesianos fueron reemplazados por gránulos de minerales opacos (magnetita-ilmenita). Vistas al microscopio (Figura 14), las rocas tienen una matriz micro- a criptocristalina, a veces con abundantes microlitos y microfenocristales de plagioclasa orientados por flujo. La plagioclasa es el mineral más abundante, forma fenocristales euedrales o subedrales hasta de 2 mm de largo y en ocasiones se presenta en agregados glomeroporfídicos. La hornblenda es euedral o subedral, hasta de 1 mm de largo, de color café rojizo, intensamente pleocroica. La biotita y el cuarzo se presentan en cantidades variables, como fenocristales entre 1 y 3 mm de diámetro y están generalmente corroídos.



A



B



C

Figura 14. Fotomicrografías de las dacitas Cerro Colorado. a. Fenocristal de biotita totalmente reemplazado por un agregado de grano relativamente grueso compuesto por minerales opacos, cuarzo y feldespato. Nícoles cruzados. b. Fenocristal de biotita parcialmente reemplazado y rodeado por un delgado anillo de reacción, en una matriz microcristalina. Nícoles cruzados. c. Igual que 14b solo que con luz plana polarizada. Tamaño del campo visual 3.2 x 2.4 mm.

Al igual que en la dacita Cañajo, en la dacita del Cerro Colorado existen abundantes texturas de desequilibrio. Las más notables son el reemplazamiento parcial o total de los ferromagnesianos por opacita (Figura 14), la presencia de fenocristales de plagioclasa con bordes corroídos y textura de cedazo, y la reabsorción parcial del cuarzo y la biotita. Ocasionalmente, algunas de estas rocas contienen fenocristales de ortopiroxeno. Cuando esto sucede, la biotita y el cuarzo desaparecen o su abundancia disminuye notablemente. En otros lugares se hallaron inclusiones pequeñas (<3 cm) compuestas por plagioclasa + cuarzo + ortopiroxeno con un arreglo textural panidiomórfico-granular. La mineralogía de las inclusiones, similar a la de las lavas que las contienen, sugieren que pueden ser cumulitas cogenéticas.

Las estructuras menores en el área presentan semejanzas litológicas y estructurales con el DCC. El diámetro promedio de sus bases oscila entre 1 y 1.5 km y su altura promedio es del orden de los 200 m. Cerca de las cimas de los domos pequeños se observan foliaciones de flujo subverticales (Figura 11c) y en lugares, como en los cerros La Elvira y La Campana, sus lavas están encajonadas en brechas monolitológicas de su misma composición (Figuras 15 y 16). En comparación con las lavas dacíticas expuestas en el Cerro Colorado, las rocas en las estructuras menores son, de manera consistente más ricas en ortopiroxeno, que aparece como fenocristales euedrales o subedrales hasta de 1.5 mm de largo, con la consecuente disminución en anfíbola, biotita y cuarzo, llegando este último a desaparecer. Por su composición mineralógica y las proporciones modales de sus conjuntos de fenocristales, se cree que la composición química de estas rocas se encuentra entre dacitas y andesitas.



A



B



C

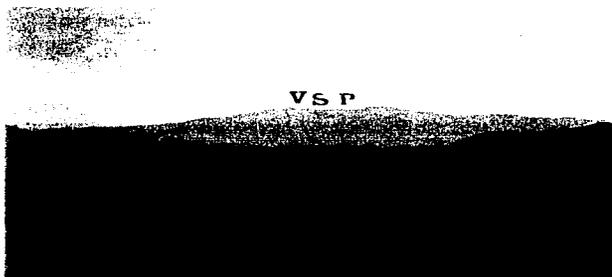
Figura 15 Aspectos de campo de la brecha dacítica Purgatorio. a. Relación de contacto entre el domo La Campana y la brecha dacítica Purgatorio. b. Brecha volcánica soportada por clastos, expuesta en el arroyo La Campana. Nótese el carácter caótico del depósito y la forma angular de los fragmentos de andesita. c. Contacto subvertical entre las brechas y andesitas en la parte alta del arroyo La Campana, cerca del parteaguas. Nótese la intensa alteración hidrotermal.



A



B



C

Figura 16 a. Vista panorámica del Cerro La Campana. En algunos lugares se observa un fracturamiento subvertical, paralelo a la foliación de flujo en los derrames de lava. b. Xenolitos en los clastos de dacita de la brecha Purgatorio, Arroyo La Campana. c. Brecha Purgatorio expuesta en las cercanías al domo del Cerro La Campana. A la distancia se ve una panorámica del Volcán San Pedro.

Brecha dacítica Purgatorio

Inmediatamente al sur de los domos volcánicos arriba descritos afloran depósitos volcanoclásticos intercalados con derrames de lava que se interpretan como provenientes del DCC y centros volcánicos adyacentes. Sobre la sucesión de brechas y lavas dacíticas de Purgatorio (Figura 8: Bdp) descansan derrames de andesita de piroxenos que provienen del VPH.

En el arroyo de La Campana, aguas arriba del rancho del mismo nombre, hasta llegar al parteaguas, está expuesta una alternancia de brechas dacíticas monolitológicas, intercaladas con derrames de lava de la misma composición. En la parte baja del arroyo los clastos en las brechas "flotan" dentro de una matriz de grano fino (i. e. brechas con soporte de matriz), son angulosos, su tamaño oscila entre 2 cm y más de un metro de diámetro y se presentan en horizontes que carecen de selección, estratificación y/o gradación internas (Figura 15b). Los fragmentos volcánicos en las brechas son color gris claro e intemperizan a color de rosa, tienen una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita. La plagioclasa llega a ser hasta de 5 mm de largo y los ferromagnesianos fueron parcial o totalmente reemplazados por magnetita. Hacia la parte alta del arroyo, cerca del Cerro La Campana, se observan cambios transicionales de la brecha con matriz a brecha soportada por los clastos, y que se localizan en la base de derrames de lava dacíticos. En el domo de la Campana, la alternancia entre derrames y autobrechas es evidenciada por alteración hidrotermal selectiva en los horizontes clásticos (Figura 15c), que las hace más susceptibles a erosión, apareciendo los derrames de lava subverticales como crestones que semejan diques. Con base en relaciones de campo, se considera que las brechas/derrames del domo La Campana sobreyacen a derrames provenientes del Cerro Colorado.

Asimismo, en el arroyo Agua Blanca, se observa cómo los derrames de andesita provenientes del VPH yacen sobre productos del domo La Campana.

En las áreas de Rincón de Purgatorio, Ojo de Agua y Agua Blanca (Figura 8) afloran depósitos volcanoclásticos intercalados con derrames de lava dacítica, hasta de 10 o 15 m de espesor, provenientes del grupo de domos asociados al Cerro Colorado. Estas brechas están cubiertas por lavas de la SPH. En Agua Blanca, cada depósito clástico tiene un espesor estimado de 20 m y está constituido por capas con estratificación gradada normal, de 1 a 2 m de espesor cada una. Hacia la base, las brechas volcánicas están formadas por clastos angulosos, de 3 a 15 cm de diámetro en una matriz tobácea. Hacia la cima disminuye el tamaño de grano, culminando con horizontes con textura de arena gruesa y clastos aislados hasta de 5 cm de diámetro.

En Rincón del Purgatorio los depósitos volcanoclásticos están oxidados y su color es rojizo. Están formados por clastos angulosos y subangulosos de dacita hasta de 30 cm de diámetro. En ese sitio subyacen a derrames de lava de unos 20 m de espesor, siendo los contactos muy claros debido a los pronunciados cambios de pendiente, ya que los derrames de lava tienden a formar cantiles verticales.

Las brechas dacíticas son de color gris en la localidad de Ojo de Agua y varían de mal a pobremente seleccionadas. Están constituidas por clastos angulosos y subangulosos entre 5 y 10 cm de diámetro en una matriz de la misma composición. Los fragmentos tienen textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa abundantes.

Dadas las características granulométricas de los depósitos volcanoclásticos de la región Purgatorio-Agua Blanca, su alteración en zonas cercanas a las fuentes de material volcánico, el diámetro de sus partículas, la burda estratificación de las brechas y la estratificación mejor definida en lo que se interpreta como depósitos alejados de sus fuentes, se considera que la brecha Purgatorio contiene (1) autobrechas asociadas al emplazamiento de los domos, (2) depósitos volcanoclásticos asociados a pequeñas avalanchas volcánicas y (3) las partes próximas e intermedias de lahares dacíticos a andesíticos. El espesor total estimado de la parte expuesta de estas brechas subhorizontales es 200 m.

Los derrames de lava asociados a la brecha Purgatorio son dacitas con biotita y hornblenda, similares a las del domo del Cerro Colorado, solo que son relativamente ricas en fenocristales y microfenocristales, tienen los minerales ferromagnesianos mejor preservados con vestigios de las fases originales (Figura 17).

En Agua Blanca, los derrames de lava (Figura 17c) son andesitas de piroxeno con textura porfídica, con 15 a 20 % de fenocristales de plagioclasa y piroxeno en proporción aproximada de 1:1. La matriz presenta una marcada fábrica pilotaxítica, definida principalmente por microfenocristales y microlitos de plagioclasa y, en menor proporción por piroxenos (hiperstena>>augita), parcialmente reemplazados por bastita. En general, los fenocristales tienden a ser euedrales y carecen de rasgos de desequilibrio, excepto en algunas áreas en que se observa un marcado cambio en el contenido de gránulos de magnetita en la matriz criptocristalina y aún en el conjunto de



A



B



C



D

Figura 11. Fotomicrografías de las lavas ácidas asociadas a la brecha Purgatorio y de la andesita Cerro Grande. a) Textura porfídica en la muestra 39. b) Fenocristal de biotita parcialmente reemplazada por opacitas. c) Textura porfídica en una lava colectada en el Cerro Grande. Destacan fenocristales de plagioclasa y piroxeno. d) Fenocristal maclado de plagioclasa. (Campo visual 3.2 x 2.4 mm, nicoles cruzados)

fenocristales (aparece algo de biotita). Se desconoce si estas áreas de forma irregular son fragmentos accidentales de dacita, que fueron englobados y parcialmente digeridos por el magma andesítico, o si representan mezcla de dos magmas de diferente composición.

Andesita Cerro Grande.

Al sureste del poblado Doña Juana (Figura 8: Acg) hay una estructura menor que aparece aislada entre los volcanes Palo Huérfano y La Joya (Figura 6). Sus lavas cubren parcialmente a las brechas Purgatorio por lo que se interpretan como un volcán posterior al resto de la secuencia Cerro Colorado. Su relación de edad con el VPH es desconocida, ya que en ningún lugar se observa un contacto entre la andesita Cerro Grande y rocas de la SPH. Por su proximidad geográfica con los domos de la SCC se les asocia a ellos y se les asigna una edad similar a la del DCC (Tabla 1).

El volcán Cerro Grande presenta una marcada influencia de procesos erosivos y tiene una depresión en forma de herradura, abierta hacia el sur, que se considera un cráter semidestruido. A diferencia de otras rocas en la parte oriental del CVPH, sus productos carecen de alteración (Figura 17c). Las rocas son andesitas de hiperstena y hornblenda, relativamente pobres en fenocristales (~10-15 %), con matriz afanítica-merocristalina. Los fenocristales, hasta de 1 mm de largo, están alineados debido a flujo, son euedrales, carecen de rasgos de desequilibrio como textura de cedazo en las plagioclasas (Figura 17d) y reemplazamiento de la hornblenda color verde. El ortopiroxeno (hiperstena) muestra un notable pleocroismo rosa-verde.

Toba Jalpa

Al SE del CVPH, en las cercanías del Cerro Grande, y en especial en el vaso de la presa de Jalpa (Figura 8: TBJ), aflora un depósito epiclástico de origen volcánico con un espesor mínimo de 200 m. En la base existe una secuencia (~ 150 m) formada por arenas conglomeráticas heterolitológicas (andesita, dacita, pómez) pobremente litificadas. Sobre de ellas descansa un horizonte de 4 m de espesor de areniscas volcanoclasticas finas, en estratos de 1 m de espesor con laminaciones internas. Los siguientes 10 m hacia arriba son de areniscas volcanoclasticas con numerosos rasgos epiclásticos como canales, diastratificación, y estratificación gradada. Cerca de la cima está expuesto un conglomerado heterolitológico formado por clastos subredondeados de andesita con cantidades subordinadas de dacita. Toda la secuencia está coronada por cenizas andesíticas su rasgo distintivo es la alternancia de capas delgadas de color rojo claro y rojo oscuro. La toba Jalpa está cubierta por un derrame de lava andesítica que forma las mesas características de la región meridional del área de estudio. A esta unidad, Ferrari y colaboradores (1991) le dan el nombre de andesita La Ordeña y le asignan una edad probable del Mioceno tardío.

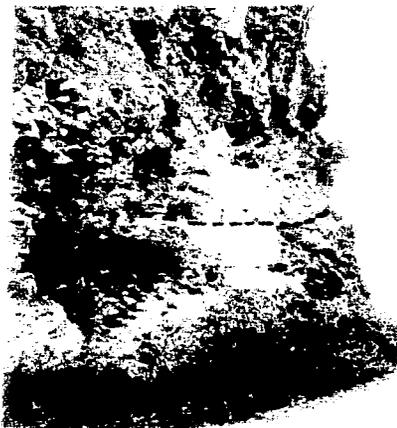
E. Andesita Allende

En la porción suroccidental del área de estudio, al pie del VPH, existen cuestas suavemente inclinadas, coronadas por derrames de lava andesítica (Figura 8; Aa). Estas rocas se encuentran particularmente bien expuestas en el cañón del Río Laja, justo en la boquilla de la Presa Ignacio Allende, en donde se les estimó un espesor mínimo de 100 m. Su base aflora en el camino que sigue el terraplén abandonado del ferrocarril. Ahí se observó que las andesitas descansan sobre un depósito epiclástico, de origen volcánico, burdamente estratificado, de 5 a 7 m de espesor, constituido aproximadamente por un 50 % de clastos angulares a

subangulares de andesita, soportados por una matriz deleznable, con textura arenosa, de la misma composición (Figura 18a). El tamaño promedio de los clastos varía entre 2 y 20 cm, siendo su diámetro promedio aproximadamente 10 cm. Hacia la cima del depósito se presenta una capa color de rosa, de un metro de espesor, de material más fino, laminado, que en algunos horizontes presenta diastratificación. Sobre esta capa hay una brecha monolitológica, casi sin matriz, formada por fragmentos angulares de andesita vesicular de 10 a 30 cm de diámetro, que pasa gradualmente a una zona con numerosas juntas columnares en la base del derrame de lava, que en lugares tiene vesículas elongadas.

En la vecindad de San Miguel Allende estas andesitas se encuentran intercaladas con sedimentos lacustres de la cuenca del Río Laja (Figura 1: Csc(RL)) y con materiales piroclásticos re-trabajados (pómez y ceniza volcánica) de procedencia desconocida.

La andesita Allende es una roca microporfídica, con matriz pilotaxítica de grano muy fino, color gris oscuro, con tonalidades violetas. En los afloramientos presenta una foliación de flujo y fracturamiento intenso que le imparte un aspecto "lajeado". Su característica distintiva es que solo contiene fenocristales, hasta de 1mm de largo, de minerales ferromagnesianos, estando la plagioclasa confinada a la matriz, en donde es muy abundante y se presenta como microlitos orientados en la dirección del flujo (Figura 18b). Los microfenocristales euedrales de piroxenos (hiperstena y augita) constituyen menos del 5 % de la roca, y comunmente forman agregados glomeroporfídicos de menos de 1 mm de diámetro (Figura 18c). La matriz tiene textura pilotaxítica y está formada por microlitos de andesina (determinado por el método estadístico de Michel-Levy), piroxena y gránulos de minerales opacos.



A



B



C

Figura 18. a La base autobrochada de la andesita Allende descansa sobre un depósito clástico pobremente litificado, con abundante matriz arenosa. La fotografía fue tomada en los cortes a lo largo de la carretera que sigue el terraplén antiguo del ferrocarril. b. La andesita tiene textura pilotaxítica. Campo visual 0.9 x 0.6 mm. c. Agregado glomeroporfídico de piroxenos euedrales. Un rasgo notable de la andesita Allende es que no contiene fenocristales de plagioclasa. Ambas fotomicrografías fueron tomadas con nicoles cruzados y el campo visual es 3.2 x 2.4 mm

En la región noroccidental del VPH, entre San Marcos y la Estancia, la andesita Allende subyace en contacto directo a los productos del edificio principal del complejo volcánico. Al occidente de la carretera San Miguel Allende-Comonfort corona cuestas suavemente inclinadas hacia el oriente, y en la región de la Estación de Microondas cercana a Calderón (Figura 5) existe una discordancia angular entre la andesita Allende, basculada suavemente al oriente, y los derrames de lava provenientes del VPH inclinados al oeste. La inclinación de la andesita Allende, respecto a la posición inferida de la traza sepultada de la Falla de San Miguel Allende, y la discordancia se interpretan como evidencias de basculamiento asociado a la falla, anterior al depósito de la secuencia Palo Huérfano.

Se obtuvo una edad isotópica ($K\text{-Ar} = 11.05 \pm 0.4 \text{ Ma}$; Tabla 1) en una muestra de roca total colectada en la Localidad 151 (Figura 4).

4. Estratigrafía de las unidades asociadas a la actividad del VPH

A. Secuencia volcánica Palo Huérfano (SPH).

Se da este nombre al conjunto de unidades de roca que constituyen el Volcán Palo Huérfano. La SPH está formada principalmente por derrames de andesitas de piroxeno en forma de lengüetas con terminaciones lobulares. El espesor promedio de las coladas individuales es entre 20-30 m, solo en casos excepcionales alcanzan 60 m (i.e. andesita Mesa El Rodeo). Al igual que en la secuencia Cerro Colorado, los derrames de lava invariablemente terminan en cantiles casi verticales (Figura 19a), con un depósito de talud en su base que rara vez permite observar los contactos entre las distintas unidades volcánicas en la pila volcánica. En el campo, muchos de estos cuerpos de lava presentan una foliación de flujo notable (Figura 19b), que cerca de los frentes de los derrames de lava

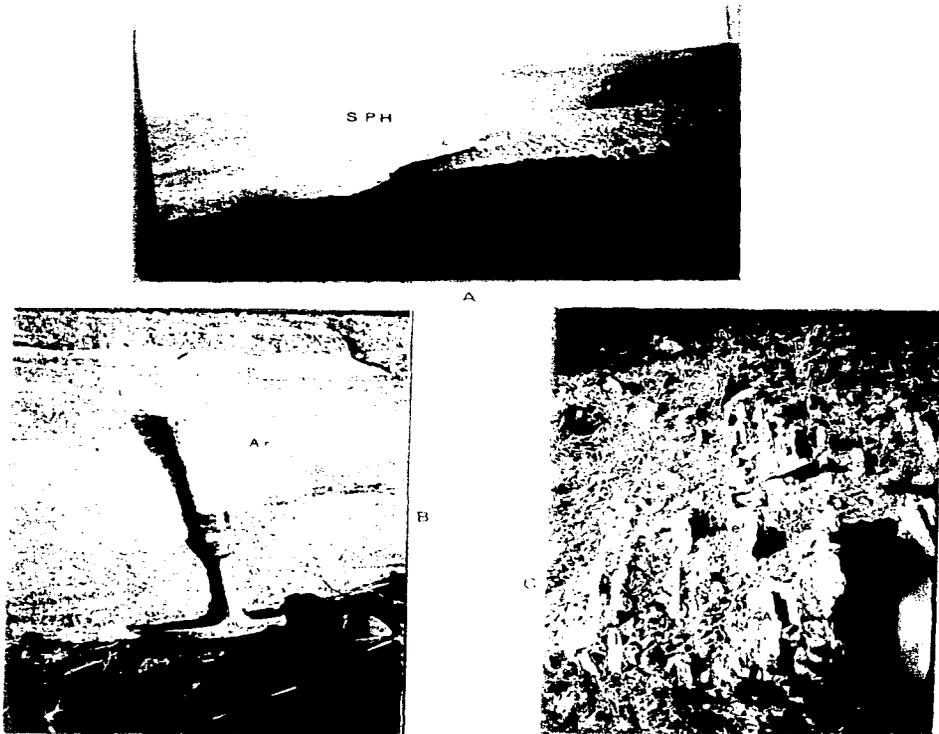


Figura 19 Aspectos de campo de la SPH. a. La secuencia esta formada por una serie de derrames de andesita. Los limites de cada unidad eruptiva son evidenciados por la presencia de acantilados casi verticales. La panorámica fue tomada en La Estancia. b. Foliación de flujo subhorizontal en los derrames de lava que afloran en la Estación 90. c. Fracturamiento subvertical paralelo a la foliación de flujo en el frente de un derrame de lava.

adquiere una actitud subvertical (estructuras de rampa) y que en lugares es evidenciada por diaclasamiento subvertical (Figura 19c). En los sitios en que los contactos están expuestos, se observaron brechas monolitológicas (autobrechas), zonas de calcinación y, a veces, depósitos epiclásticos de origen volcánico y/o flujos de ceniza. Las coladas de lava individuales están separadas lateralmente por cañadas profundas y angostas y en muchos lugares se ven los derrames apilados, habiendo áreas, como en La Estancia (Figura 19a), en los que se llegan a distinguir hasta siete cuerpos sobrepuestos de lava andesítica. En otros lugares, como en la pared septentrional del cráter se observan hasta cuatro cantiles que representan otros tantos derrames de lava.

En algunas localidades en los flancos del volcán, en áreas de tamaño variable cerca de su base, están expuestas rocas piroclásticas que incluyen flujos piroclásticos, lahares y depósitos de avalancha. Alguno de los depósitos se presentan en afloramientos relativamente pequeños y en general no es posible hacer correlaciones entre ellos. En este trabajo solo se describen algunas unidades cartográficas que corresponden a los afloramientos mas extensos de rocas piroclásticas asociados a la evolución del VPH (Figura 8).

Sin excepción, las rocas de la SPH son andesitas de hiperstena con texturas porfídicas (Figura 20b-d). Los contenidos de fenocristales oscilan entre 25 y 40 % y la matriz varía de merocristalina a holocristalina, con arreglos hialopiliticos o pilotaxíticos. La paragénesis primaria es: plagioclasa > hiperstena >> minerales opacos ± augita. En algunas muestras hay pequeñas cantidades de cuarzo, clinopiroxeno o biotita, pero estas fases se presentan invariablemente dentro de agregados policristalinos, de grano relativamente grueso, que se interpretan como xenolitos. La plagioclasa es siempre el mineral más abundante y se presenta



Figura 20. Fotomicrografías que ilustran diversos rasgos petrográficos de las lavas de la SVPH. a) Xenolito de arenisca arcósica con abundante cuarzo. b) Agregado glomeroporfídico compuesto por fenocristales de hiperstena y plagioclasa. Nótese la presencia de un cristal de plagioclasa intensamente zonado en el que el núcleo fue parcialmente fundido. c) Fenocristal subedral de hiperstena con inclusiones de minerales opacos. d) Los derrames de la andesita Gallinas contienen una pequeña cantidad de fenocristales de augita, esto la hace distinta al resto de las rocas de SVPH. Todas las fotos fueron tomadas con nicóles cruzados. Campo visual 3.2 x 2.4 mm.

como fenocristales hasta de 4-5 mm de largo, microfenocristales y microlitos en la matriz. Los cristales de feldespato son euedrales o subedrales, están intensamente zoneados (Figura 20d) y ocasionalmente tienen bordes corroídos por reabsorción. También es común que los fenocristales de plagioclasa tengan numerosas inclusiones de vidrio (textura de cedazo), las cuales se distribuyen de acuerdo al zoneamiento, siendo común observar en muchos cristales sobrecrecimientos o zonas libres de ellas. Los fenocristales de piroxeno son euedrales o subedrales, de 1 a 3mm de largo y contienen inclusiones de minerales opacos (Figura 20c). Algunos de los fenocristales de plagioclasa contienen microfenocristales de hiperstena como inclusiones poikilíticas. El ortopiroxeno también se presenta como microlitos en la matriz. En ocasiones, el feldespato y el ortopiroxeno forman agregados glomeroporfídicos (Figura 20b).

En función de su morfología, características litológicas, fracturamiento y posición estratigráfica las andesitas de piroxeno de la SPH fueron divididas en las siguientes unidades cartográficas: andesita Gallinas, andesita Estancia, andesita Refugio, andesita Mesa El Rodeo.

Además de las autobrechas en la base de los derrames de lava, en varios lugares cercanos a la base del VPH, o en sus flancos, se reconocieron depósitos piroclásticos con características litológicas variables. Dado que en general no fue posible observar continuidad lateral ni hacer correlaciones confiables entre los afloramientos aislados de estas rocas piroclásticas, a cada afloramiento de estas rocas se le dió un nombre distinto, ignorandose la relación de edades y/o correlación entre ellas. A estas unidades se les colocó en la sucesión estratigráfica del VPH de acuerdo a sus relaciones de contacto locales.

Andesita Gallinas

Es una secuencia de derrames andesíticos (Figura 8: Ag) que aflora en la porción sudoriental del VPH y que sobreyace a la brecha Purgatorio. Al occidente del Arroyo Las Minas subyace a la andesita Refugio (Figura 8). Al oriente, su límite natural lo constituyen los arroyos Agua Blanca y Las Coloradas y al occidente el arroyo Las Minas. Cerca de la base de esta unidad los derrames muestran propilitización y argilización. Localmente, en el área del cráter, se observaron diques andesíticos, angostos, verticales, con rumbo N70E y zonas con pirita diseminada o relleno de vetillas angostas. En las partes altas del edificio volcánico los derrames de la andesita Gallinas son de poca extensión, masivos, con un espesor considerable y tienen texturas de grano fino, en ocasiones con abundante vidrio. A diferencia de otras andesitas en la SPH, la andesita Gallinas contiene una pequeña cantidad de fenocristales de clinopiroxeno (Figura 20d).

Brecha Microondas

En la porción centro-oriental del VPH (Figura 8: Bmi), cerca de la base del cerro en el que se ubica la estación de microondas (Figura 4, Localidad 137-138), aflora un depósito piroclástico constituido por clastos de composición andesítica, con un tamaño medio de 3 a 5 cm, englobados en una matriz color rojo, formada por fragmentos líticos del tamaño de arena gruesa. Ocasionalmente, en el depósito se encuentran clastos mayores, hasta de 90 cm de largo. En su conjunto el depósito tiene un espesor estimado en 50 m y presenta una estratificación burda, con capas de 3 a 4 m de espesor. Al igual que en los afloramientos de la Cañada Begoña, en este sitio se encontraron fallas subverticales de orientación E-W, con pequeños desplazamientos de tipo normal.

Andesita Estancia

Esta unidad aflora (Figura 8: Ae) en los flancos septentrional y centro-occidental del VPH. Está formada por una serie de derrames de lava andesítica que al NE del volcán, en la región de Cañajo y de Doña Juana, cubren parcialmente a las rocas de la Secuencia Cerro Colorado. Al occidente del edificio principal, la andesita Estancia sepulta a la andesita Allende y a la ignimbrita riolítica El Obraje y su límite meridional es el borde del cráter del VPH. Al sur del arroyo Peña Colorada subyace a derrames de la andesita Refugio. En general, la andesita Estancia está formada por derrames de lava y brechas de desintegración que carecen de alteración hidrotermal notable.

Toba San Miguel Allende

Inmediatamente al sur de la ciudad de San Miguel Allende, en las localidades 131 y 132 (Figura 4) está expuesto un depósito piroclástico que cubre parcialmente al complejo basal Mesozoico y a pequeños vestigios de la Ignimbrita riolítica El Obraje (Figura 8: TbSMA). En la cañada Lejona sobreyacen a la andesita Estancia. Vista desde la cuenca del Río Laja, la expresión morfológica del depósito es un cantil casi vertical, que en lugares presenta fracturas subverticales que le dan un aspecto burdamente columnar (Figura 21a). El depósito puede ser cartografiado de manera continua desde la presa Las Colonias hasta las inmediaciones de la Presa El Obraje.

En el campo pueden distinguirse claramente tres miembros en la toba San Miguel Allende. El miembro inferior tiene un espesor aproximado de 10 m y está formado por material clástico del tamaño de arena gruesa a fina. Hacia su base es de grano fino y presenta estructuras primarias como canales pequeños y diastratificación (Figura 21b).



A



B

Figura 21. Diversos aspectos de campo en la Toba San Miguel Allende a. Panorámica de los depósitos expuestos al sur de la ciudad de San Miguel Allende. Nótese la presencia de un cantil con fracturas casi verticales. El depósito sobryace discordantemente a las rocas mesozoicas. b. Base del miembro inferior de la toba San Miguel Allende. El depósito presenta laminaciones finas y diastratificación. Descansa sobre depósitos de grava compuestos principalmente por clastos de riolita.

Hacia su cima aumenta el tamaño de grano, observándose clastos angulares de 1 a 3 cm de diámetro soportados por una matriz arenosa de grano grueso. Entre los clastos destacan fragmentos de pómez sin colapsar.

El miembro medio, tiene un espesor de 1.5 m y es un depósito clástico de grano fino, con estructuras sedimentarias como grietas de desecación, ondulitas, laminaciones finas (Figura 22a), diastratificación y paleocanales pequeños que sugieren acumulación en un ambiente acuoso somero o que fueron acumulados por una nube rasante (surge), posiblemente asociada a una explosión freatomagmática. Su contacto con el miembro superior está marcado por un abrupto cambio en la granulometría del depósito (Figura 22b).

El miembro superior es una brecha volcánica con un espesor estimado de 10 m. En su base está constituida por clastos subangulares a subredondeados con un diámetro promedio entre 2 y 5 cm, encontrándose ocasionalmente fragmentos de hasta 10 cm. Hacia su cima aumenta gradualmente el tamaño y angulosidad de los clastos, llegando éstos a ser hasta de 30 cm de diámetro. En general, el miembro tiene un aspecto masivo y contiene poca matriz del tamaño de arena gruesa. En lugares, la brecha es soportada por los clastos (*clast supported*).

En la localidad 132 (Figura 4) fue posible documentar una falla normal con actitud N80E, 70NW, con un desplazamiento estimado de al menos 15 m. Se cree que esta estructura está relacionada al Sistema de Fallas Alcocer-La Estancia.

Otro sitio en donde está bien expuesta la Toba San Miguel Allende es en la cañada Lejona (Figura 4, Localidad 133), cerca del rancho del mismo nombre. Ahí también afloran las tres unidades a las que se estimó un espesor total de 25 m.



A



B

Figura 22. Diversos aspectos de campo en la Toba San Miguel Allende (continuación). a. El miembro medio también es finamente laminado, b. Contacto entre el miembro medio y la base del miembro superior.

Brecha Calderón

A lo largo de los cortes de la carretera que une Celaya con San Miguel Allende, en las cercanías del poblado Calderón, se observan afloramientos de un depósito volcánico que rellena paleocanales labrados en el complejo basal Mesozoico (Figura 8: Bc). Su espesor total estimado es de 50 m. Cerca de la localidad 146 sobreyace a un remanente de la ignimbrita El Obraje. Al oeste del Arroyo Las Minas es parcialmente cubierta por lavas de la andesita Refugio.

El depósito es de composición andesítica y está formado por una serie de horizontes de 5 a 10 m de espesor, lo que le da una apariencia burdamente estratificada (Figura 23b-c). Cada horizonte presenta hacia su base una brecha caótica, soportada por clastos, constituida por fragmentos subangulares de andesita de 10 a 15 cm de diámetro, con fragmentos ocasionales hasta de 1 m. Hacia la cima de cada horizonte disminuye el tamaño promedio de los clastos, mejora la selección y comienzan a aparecer estructuras sedimentarias primarias como laminación, estratificación gradada y pequeños paleocanales con diastratificación interna. Estos depósitos se interpretan como lahares cercanos a su fuente.

Andesita Refugio:

Se da este nombre a una serie de derrames de lava expuestos en la porción sudoccidental del VPH (Figura 8: Ar). Los límites aproximados de su distribución están dados por el Arroyo Las Minas, el poblado de Calderón y el Arroyo La Peña Colorada. Su frontera septentrional es el borde SW del cráter. Morfológicamente es un sistema de formas lobulares, con ápices angostos, separadas por cañadas angostas, profundas y largas. Su distribución define una geometría de abanico en

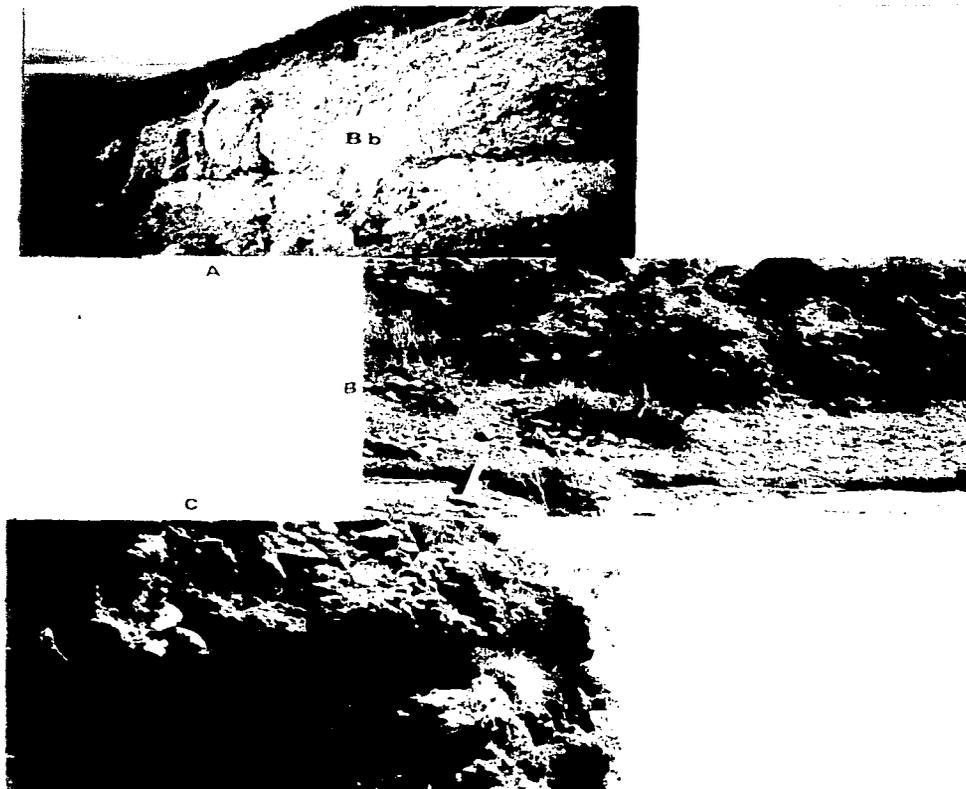


Figura 23. Rocas piroclásticas asociadas a la actividad del VPH. a. Brecha Cañada Begoña, expuesta en la localidad 136 (Figura 4). En la base del afloramiento se observa una ignimbrita sin piroconsolidar; sobre de ella descansan brechas andesíticas con poca matriz. b. Aspecto general de la brecha Calderón. Nótese la estratificación burda, definida por cambios en la granulometría del depósito. c. Contacto entre dos cuerpos de la brecha Calderón. La cima de cada depósito es de grano más fino y presenta rasgos sedimentarios como canales pequeños y diastratificación.

el flanco sudoccidental del volcán. La andesita Refugio sobreyace a las andesitas Gallinas y Estancia, y a la brecha Calderón.

Brecha Cañada Begoña

En la Cañada Begoña (Figura 4, Localidad 136) existen varios afloramientos aislados de un depósito piroclástico (Figura 8: Bb) de grano grueso. Hacia la base, se distingue un horizonte color de rosa, de aproximadamente 1m de espesor, con apariencia conglomerática, constituido por clastos subangulares a subredondeados de pómez con diámetro promedio de alrededor de 5 cm, rodeados por una matriz arenosa. Ocasionalmente se encuentran bloques angulares de pómez sin colapsar hasta de 20 cm. Sobre este depósito descansa una brecha caótica, con poca matriz, constituida por fragmentos angulares de andesita con diámetros que oscilan entre 5 y 90 cm. Vista en conjunto, esta brecha presenta una débil gradación inversa en el tamaño de los clastos. El horizonte inferior se interpreta como un derrame piroclástico pequeño y el superior como la base autobrechada de la andesita Estancia, quien cubre este depósito piroclástico (Figura 23a).

Andesita Mesa El Rodeo.

En diversos puntos del flanco septentrional del volcán se cartografiaron derrames individuales, en virtud de que son fácilmente diferenciables y de que sobreyacen a la andesita Estancia, cubriéndola parcialmente.

En las cercanías de Alcocer (Figura 8) es posible diferenciar a un derrame intracañón con una foliación de flujo muy notable y textura afanítica. En la porción noroccidental del volcán se cartografió un derrame que forma a la Mesa del Rodeo y que puede trazarse desde la cima del volcán hasta la Cañada Begoña (Figura 8: ARo), en donde presenta una autobrecha basal, cubierta por una zona masiva, de

3-4 m de espesor, que es sustituida hacia arriba por un cuerpo de lava con un diaclasamiento subhorizontal notable. Su espesor total estimado es de 60 m. La andesita Mesa del Rodeo está segmentada en tres partes por el sistema de fallas Alcocer-La Estancia.

Al oriente del poblado de San Marcos aflora otra lava andesítica que es un derrame intracañón que aún conserva ogivas (ogives: Francis, 1993) en su superficie, las cuales son conspicuas en las fotografías aéreas.

5. Rasgos estructurales

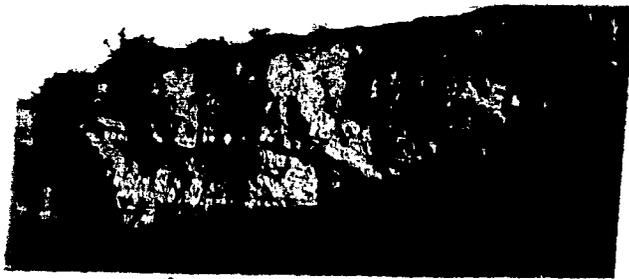
El CVPH se levanta sobre el bloque del bajo de la Falla de San Miguel Allende y en su lado occidental los derrames de lava sepultan completamente a esta estructura (Figuras 5, 6 y 24). El escarpe de la falla excede en algunos lugares los 200 m de altura y su forma irregular sugiere que fué modificado por erosión regresiva (Niето-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994). La ausencia, al norte de San Miguel Allende, de rasgos morfológicos característicos de fallas activas. (e.g. facetas triangulares), así como el hecho de que las lavas del VPH no fueron desplazadas por fallas de orientación N-S, indican que este sector de la falla fue formado en el lapso entre el depósito de la ignimbrita El Obraje (~ 29 Ma) y la formación del edificio principal del CVPH (≤ 11 Ma).

En la vecindad de San Miguel Allende, la andesita Allende se encuentran intercalada con sedimentos lacustres y con materiales piroclásticos re-trabajados cortados por fallas NS, paralelas al escarpe principal de la Falla San Miguel Allende (Figuras 5, 8 y 24). Al occidente del VPH la andesita Allende corona mesetas suavemente inclinadas hacia el oriente y en la región de la Estación de

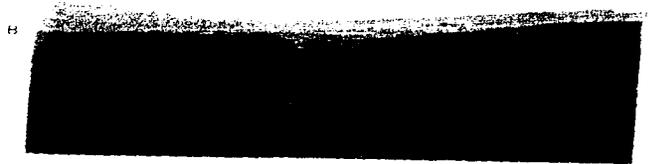
Microondas, cercana a Calderones, existe una discordancia angular entre la andesita Allende, basculada suavemente al oriente (i.e. hacia el centro del volcán) y los derrames de lava provenientes del VPH, inclinados al poniente (Figuras 5 y 24b). Estas relaciones sugieren que la andesita Allende fue fallada y basculada antes de la expulsión de la secuencia Palo Huérfano (Figura 25).

En la parte septentrional del CVPH aflora un sistema de fallas normales con rumbo N80°E y desplazamientos pequeños (< 100m). Estas estructuras fueron observadas en los afloramientos de la Toba San Miguel Allende (Figura 24c), al norte de Calderones, cerca de La Estancia, y en la región de Alcocer-Cañajo, en donde produjeron basculamientos pequeños hacia el sur en los derrames de la Secuencia Cerro Colorado. Claramente, este sistema es más joven que las rocas de la SPH (< 11 Ma) y que la falla San Miguel Allende.

El límite entre el ENT y la Mesa Central es una región con historia prolongada de deformación extensiva que comenzó al menos desde el Oligoceno (Aranda-Gómez *et al.* 1989; Nieto-Samaniego, 1990, Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994; Ferrari *et al.*, 1994) y que posiblemente se desarrolló en varios períodos de actividad. El patrón estructural en las rocas cenozoicas de la Mesa Central cambia gradualmente, de N-S en el Graben de Aguascalientes, a N45E en el Graben de Villa de Reyes, hasta alcanzar una orientación N80E, similar al de las estructuras en el ENT, en las cercanías del CVPH. A partir de este punto, hacia el poniente, las estructuras principales tienen un rumbo preferente N-S, similar al de la Falla de San Miguel Allende. Asimismo, la trama estructural característica de la porción meridional de la Meseta Central, se interrumpe abruptamente a lo largo del frente de la Sierra de Guanajuato y cede su lugar al sistema de fallas Chapala-Tula en la porción norte del ENT (Figura 1). Los marcados cambios en la naturaleza del volcanismo en el sector central del ENT, en comparación con lo que



A



B



C

Figura 24. Algunos rasgos estructurales observados en el área de estudio. a. Sedimentos lacustres ricos en material volcánico, expuestos en una pequeña cantera al SW de San Miguel Allende. En la foto se aprecia una microfalla de orientación N-S, paralela a la traza de la Falla de San Miguel. b. Panorámica en que se aprecian las mesas coronadas por la andesita Allende, inclinándose suavemente hacia el VPH y hacia la traza sepultada de la Falla de San Miguel. c. Toba San Miguel Allende cortada por una falla de orientación N80E. La falla pone en contacto el miembro superior con el miembro medio.

Interpretación de la evolución geológica del CUPH y sus alrededores durante el Cenozoico medio y tardío. El desarrollo del complejo volcánico y sus relaciones con las estructuras regionales son representados de manera diagramática por medio de secciones N-S y E-W.

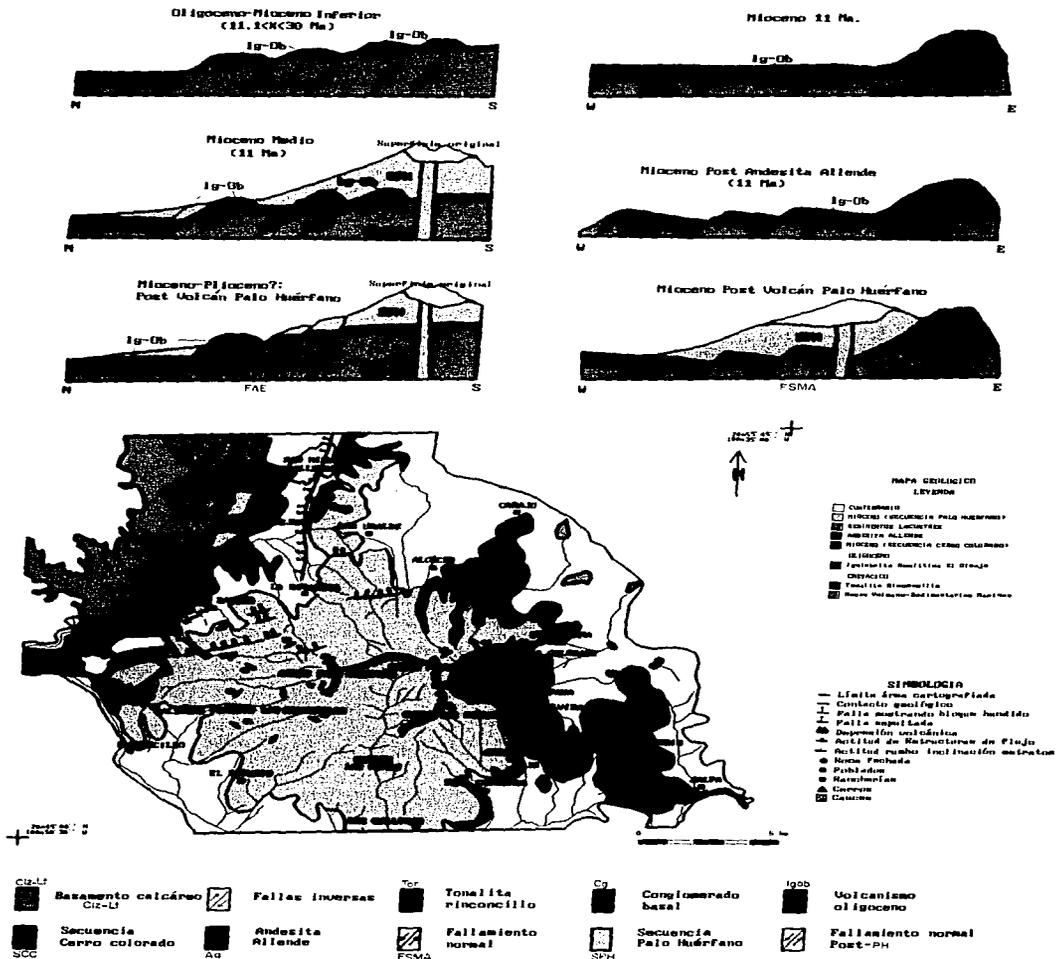


Figura 25. Interpretación de la evolución geológica del CUPH.

se observa en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, coinciden con la ubicación del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende y con anomalías gravimétricas y aeromagnéticas grandes, lo que hace suponer que esta es un límite cortical importante (Soler et al., 1993; Urrutia-Fucugauchi, 1995). Los afloramientos del complejo basal de la Sierra de Guanajuato (Figuras 5 y 8) y de la región de San Miguel Allende son interpretados como la sutura mesozoica entre el Terreno Guerrero con el borde meridional del Cratón Norteamericano (Tardy et al., 1993). Por tanto, el CVSMA parece estar localizado en, o cerca de la intersección entre dos estructuras de importancia cortical.

CAPITULO 4: HISTORIA GEOLOGICA

El registro de la historia geológica en la vecindad inmediata del CVPH comienza en el complejo basal mesozoico, que en el área está formado principalmente por sedimentos calcáreos y pelíticos, en algunos lugares intercalados con lavas almohadilladas submarinas (Martínez-Reyes, J., com. pers. 1996). La edad de este complejo, que fue deformado primero durante el Cretácico medio y después durante el Terciario temprano (i.e. por las orogénias Oregoniana y Laramide Ortíz et al. 1992a,b; Tardy et al., 1993), es Jurásico Tardío-Aptiano (Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes, 1987; Chiodi et al., 1988; Monod et al., 1990; Ortíz et al. 1992a,b; Tardy et al., 1993). Por su proximidad, semejanzas litológicas y de estilo de deformación se ha correlacionado a las rocas mesozoicas de San Miguel Allende (Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994), con las rocas expuestas a lo largo del frente meridional de la Sierra de Guanajuato (Figura 1) y, por ende, con otros afloramientos de rocas del Mesozoico distribuidos en la porción central y occidental de México, a los que en conjunto se les ha llamado el Terreno Guerrero (e.g. Lapierre, et al., 1992; Tardy et al., 1993).

El siguiente evento registrado en las rocas del complejo basal es el emplazamiento de un intrusivo de composición intermedia, al que en este trabajo se dió el nombre informal de tonalita Rinconcillo. Este plutón causó la formación de una estrecha aureola de metamorfismo en los sedimentos marinos. Las observaciones de campo y la petrografía indican que la tonalita carece de una fábrica interna por lo que se cree que fue emplazado después de la deformación compresiva asociada a la Orogenia Oregoniana que plegó y falló al complejo basal. A diferencia de otros plutones post-tectónicos de la Sierra de Guanajuato, como el Granito de Comanja (Paleoceno, Martínez-Reyes, 1992), que contiene una cantidad

apreciable de feldespato potásico, la tonalita Rinconcillo es una roca relativamente pobre en K, lo que la hace mas parecida a los cuerpos intrusivos asociados al arco Teloloapan-Alisitos-Guanajuato (Lapierre, et al., 1992; Tardy et al., 1993). Debe de hacerse notar que en el área de estudio se observó que los sedimentos marinos del complejo basal solo muestran evidencias de deformación penetrativa intensa en las cercanías de las zonas de cabalgadura. Por tanto, con los datos disponibles, no se puede eliminar la posibilidad de que la tonalita Rinconcillo forme parte del conjunto litotectónico del Terreno Guerrero.

La ignimbrita riolítica El Obraje descansa discordantemente sobre las rocas del complejo basal mesozoico. Por su edad isotópica (~29 Ma), composición química (inferida de la composición modal) y continuidad hacia el norte y al poniente con rocas similares expuestas entre Guanajuato, San Luis Potosí y Zacatecas, se les interpreta como productos de la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental (Aranda-Gómez et al., 1983).

En la porción oriental del CVPH existe un conjunto de domos volcánicos endógenos, y rocas piroclásticas asociadas, de composición predominantemente dacítica que forman la SCC. Estos volcanes definen un alineamiento burdo en dirección NNW y están parcialmente sepultados por los productos del VPH y La Joya. Su edad isotópica (~16 Ma) sugiere que son volcanes asociados a un arco magmático transicional que se formó durante el Mioceno y que en la región marcó el fin de la actividad de la Provincia Magmática de la Sierra Madre Occidental y el inicio de las primeras fases de la FNT. Este cambio posiblemente fue asociado al desarrollo progresivo de la Trinchera de Acapulco, siguiendo aproximadamente lo que fue el límite transformante entre la Placa de Norte América y el Bloque de Chortis (Ferrari et al., 1994). Vestigios de rocas dacíticas similares han sido

documentados recientemente abajo de los productos del Volcán La Joya (Valdéz-Moreno y Aguirre-Díaz, 1996).

El siguiente evento importante fue la erupción de la andesita Allende (~ 11 Ma), la que presenta un contraste marcado con la litología de las otras rocas volcánicas cenozoicas de la región, incluidas las de la SPH y de la SCC, ya que carece de fenocristales de feldespatos. La localización y naturaleza del volcán por el que fue expulsada la andesita Allende son desconocidas, pero por su edad y baja viscosidad que le permitió formar mesas extensas, se infiere que la andesita Allende fue formada por derrames fisurales, en una forma semejante a otras andesitas miocénicas del extremo septentrional de la FNT (Ferrari, et al., 1994). El hecho de que en la cuenca del Río Laja hay intercalaciones de la andesita Allende con sedimentos lacustres indica que la cuenca fluvio-lacustre ya existía durante el Mioceno. La presencia de fallas normales de orientación NS a NNW, paralelas a la traza de la Falla de San Miguel Allende, cortando a los sedimentos lacustres e intercalaciones de la andesita Allende, indican que parte de la actividad del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende sucedió después de 11 Ma. Las relaciones de contacto entre la andesita Allende y la SPH, y su posición respecto a la traza sepultada de la Falla de San Miguel de Allende, señalan que el último pulso de actividad importante a lo largo de la estructura sucedió antes de la acumulación de la SPH (Figura 25).

El VPH se formó en el bloque del piso de la Falla San Miguel de Allende, muy cerca del escarpe principal y de las fisuras NNW que controlaron el emplazamiento del conjunto de domos asociados al Cerro Colorado. La actividad del volcán fue de tipo central. La morfología del edificio y el dominio volumétrico de lavas sobre piroclastos en la SPH indican que el volcán fue mas similar a un

cono de lava que a un cono compuesto. Actualmente, uno de los rasgos morfológicos mas sobresalientes del VPH es el cráter que lo corona. Por el tamaño (~ 4 km), forma abierta hacia el suroeste y la presencia de la brecha Calderón en esa porción del edificio volcánico, es de suponerse que el origen del cráter está relacionado al colapso del edificio en esa dirección. Sin embargo, se hace notar el hecho de que la andesita Refugio sobreyace directamente a la brecha Calderón y en el cráter no existen vestigios de la formación de un segundo cono de lava posterior al supuesto colapso. Por otro lado, en la actualidad resulta difícil determinar la extensión, y por ende, el volúmen de la brecha Calderón ya que está sepultada bajo el Volcán San Pedro. Más al sur, en El Bajío, que es una depresión tectónica, la secuencia fue desplazada hacia abajo y cubierta por rellenos aluviales. El amplio cráter del Volcán La Joya ha sido atribuido a erosión diferencial causada por la presencia de una zona muy intensamente alterada en el área cercana al conducto central de la estructura (Valdéz-Moreno y Aguirre-Díaz, 1996). En el cráter del VPH también se observa alteración intensa que pudo haber contribuido a la ampliación por erosión del cráter. Sin embargo, para el VPH este proceso no explica la apertura del cráter al SW, ni la presencia de la brecha Calderón.

En la porción norte del CVPH aflora el sistema de fallas normales Alcocer-La Estancia. Estas estructuras de orientación ENE, con bloques hundidos al NNW, claramente desplazan a las rocas de las SCC y SPH, e indican que después de la formación del VPH cambió la orientación de los esfuerzos tectónicos en el área. Antes de 11 Ma los esfuerzos produjeron estructuras de orientación NNW y el volcanismo fue controlado por fisuras tensionales con orientaciones similares. Esto sugiere que hasta el Mioceno medio la región de San Miguel Allende formaba parte de la Mesa Central, y por ende, a la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras

(Henry y Aranda-Gómez, 1992). Después de la formación del VPH, se desarrollaron estructuras con una orientación semejante a la trama estructural de la FNT.

Discusión

En el complejo basal de la Sierra de Guanajuato se ha documentado la existencia de un conjunto de cabalgaduras de orientación NW con dirección de transporte hacia el NE (Monod, et al., 1990). Estas fallas inversas fueron formadas antes del Albiano como consecuencia del cierre de una cuenca marginal y la acreción del arco Guanajuato-Teloloapan-Alisitos al borde meridional de la placa Norteamericana. Este evento tectónico impartió a las rocas de complejo basal mesozoico fábricas estructurales (principalmente NW-SE, y en menor proporción NE-SW) muy marcadas, que al parecer influyeron en la orientación y localización de estructuras posteriores. En la región central de Guanajuato esta sutura mesozoica coincide burdamente con la frontera actual entre la Mesa Central y la FNT (Aranda-Gómez et al. 1989). Asimismo, la sutura concuerda con el límite septentrional de distribución de las rocas de la Secuencia Basal de la FNT y con la localización de las estructuras del CVSMA (Figura 2).

A partir del Eoceno, en la región situada al norte de la Falla del Bajío, se desarrolló simultáneamente volcanismo calciocalino y fallamiento predominantemente normal que generó dos sistemas de fallas conjugadas con direcciones NW-SE y NE-SW (Aranda-Gómez y McDowell, 1996). En el Distrito Minero de Guanajuato se ha documentado que la orientación de las fábricas tectónicas mesozoicas coincide burdamente con la trama estructural cenozoica (Aranda-Gómez et al., 1989). En las inmediaciones del CVPH se observa que la secuencia mesozoica está débilmente deformada a lo largo del cauce del Río Laja, observándose plegamiento

intenso solo en franjas asociadas a fallas inversas. Mas cerca del volcán, en el libramiente a Querétaro, la deformación mesozoica es muy intensa, y cerca de la intersección de esta zona de cabalgadura con la Falla de San Miguel Allende se formó el VPH.

Repetidamente se ha argumentado que en la porción central de Guanajuato existen ejemplos de reactivación de fallas cenozoicas (Nieto-Samaniego, 1990; Aranda-Gómez y McDowell, 1996; Nieto-Samaniego et al., 1996). En este contexto, es notable que al norte de San Miguel Allende la ignimbrita El Obraje se presenta como un cuerpo subhorizontal continuo, de espesor considerable (≥ 100 m), sobreyaciendo a rocas del complejo basal (Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez, 1994), mientras que en las inmediaciones del CVPH, solo se observan algunos vestigios de esta roca, gravas derivadas de su erosión, o que las andesitas miocénicas descansan directamente sobre el complejo basal Mesozoico. Esta relación sugiere que el sistema de fallas Alcocer-La Estancia pudo tener un período de actividad anterior a la erupción del VPH (Figura 25) y que el bloque en que descansa parte el volcán fue elevado y denudado en el lapso entre el depósito de la ignimbrita El Obraje y la erupción de la andesita Allende, habiendose expuesto así el complejo basal y eliminado casi por completo la ignimbrita oligocénica. Una interpretación alternativa es que al tiempo del depósito de la ignimbrita riolítica El Obraje, la región en la que se ubica la base del VPH pudo haber sido un alto topográfico que impidió la propagación del derrame piroclástico hacia al sur del área que ahora ocupa San Miguel Allende.

A pesar de que en este trabajo se fecharon muestras de las andesitas Allende y Estancia con la idea de obtener las edades del volcán y de la Falla de San Miguel Allende, las edades máxima del VPH y mínima de la Falla San Miguel

Allende aún son pobremente conocidas. Esto se debe a que el valor promedio de la edad de la andesita Estancia (12.1 Ma) es mayor que la de la andesita Allende (11.1 Ma). Este resultado contradice a las relaciones temporales establecidas en el campo. Sin embargo, si se toman en cuenta las incertidumbres (1 sigma) asociadas a los fechamientos (11.1 ± 0.4 y 12.1 ± 0.6) se observa que ambas edades traslapan en 11.5 Ma por lo que, en sentido estricto, las dos edades isotópicas no son diferenciables. La calidad de los datos analíticos (i.e. los contenidos de K y Ar radiogénico) en las muestras Jag2 y Jag3 (Figura 5 y Tabla 1) son interpretados como que la edad de la andesita Allende, determinada en roca total, es mas confiable que la edad del concentrado de plagioclasas de la andesita Estancia.

CAPITULO 5: SUMARIO Y CONCLUSIONES

El Campo Volcánico de San Miguel Allende esta formado por cuatro volcanes mayores: Palo Huérfano, La Joya, San Pedro, y El Zamorano (Figura 1) y por varias estructuras menores. Las características geomorfológicas de los edificios del CVSMA sugieren que estos son edad semejante a la del Volcán El Zamorano (~10 Ma) Carrasco-Nunez (1989), y considerablemente mas antiguos que los volcanes ubicados en la región del Bajío (≤ 3 Ma) Ban et al (1992). El análisis del entorno geológico regional sugiere que el CVSMA se encuentra en la intersección de dos grandes sistemas de alineamientos que representan discontinuidades geológicas mayores (Figuras 1 y 2).

El Complejo Volcánico Palo Huérfano esta formado por un volcán mayor (VPH), parcialmente erosionado, el domo del Cerro Colorado y por varias estructuras mas pequeñas como los domos de los cerros Elvira y El Pilón. El domo del Cerro Colorado ocupa un circo somero en el flanco oriental del CVPH (Figura 6) y el hecho de que varios derrames emitidos desde la cima del VPH fueron desviados por el domo señala que la formación de éste antecedió al desarrollo del VPH (Figura 8).

Las rocas del CVPH fueron agrupadas en 2 unidades litoestratigráficas informales (Figura 5) que llamamos las secuencias Cerro Colorado y Palo Huérfano. Cada una de las secuencias fue a su vez dividida en varias unidades (Figura 8). En el domo Cerro Colorado y en las brechas y derrames de lava asociados a este predominan dacitas con el conjunto de fenocristales primarios: plagioclasa + biotita + hornblenda + cuarzo + minerales opacos. Las rocas que forman el VPH, principalmente derrames de lava con autobrechas en sus bases y

algunos depósitos piroclásticos, son andesitas con fenocristales primarios de plagioclasa + ortopiroxeno + minerales opacos ± augita. Comúnmente las rocas del VPH contienen algunos cristales de biotita y/o hornblenda, pero estas fases invariablemente están parcial a totalmente reemplazadas por opacita, por lo que se les interpreta como material accidental, posiblemente derivadas de las dacitas de la secuencia del Cerro Colorado.

Al occidente del VPH, descansando directamente sobre rocas del complejo basal Mesozoico o sobre ignimbritas del Oligoceno medio, aflora la andesita Allende la cual, a diferencia de las rocas del complejo volcánico, sólo contiene fenocristales de minerales ferromagnesianos y la plagioclasa está confinada a la matriz. Con los datos que disponemos no es posible establecer si la andesita Allende fue extravasada por el VPH o por otro conducto volcánico, pero las relaciones estructurales con la Falla San Miguel Allende (Figuras 8 y 25) y con el las rocas que constituyen el edificio principal del VPH parecen sugerir que son mas antiguas que este.

El CVPH, junto con los otros volcanes del CVSMA y El Zamorano, es uno de los conos compuestos mas antiguos (Tabla 3) del extremo septentrional del ENT, siendo de un interés especial la edad isotópica (K-Ar ~16 Ma) obtenida para el domo del Cerro Colorado, ya que esta es significativamente mas antigua que las edades obtenidas para otros volcanes del CVSMA y similares a las edades de volcanes que han sido interpretados por Ferrari y colaboradores (1994) como parte de un arco magmático transicional entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Neovolcánica Mexicana. El CVSMA se encuentra en la intersección de dos grupos de alineamientos regionales que han sido interpretados como sistemas de fallas cenozoicas. En el VPH y sus alrededores fueron cartografiadas fallas normales con

orientaciones N-S y N80E (Figuras 5 y 8). El primer grupo de estructuras, representado por la Falla de San Miguel Allende, pertenece al sistema Taxco-San Miguel Allende (Demant, 1978, 1982) y el segundo grupo es paralelo al sistema Chapala-Tula (Johnson, 1987; Johnson y Harrison, 1990). Con base en relaciones de campo se estableció que las rocas del VPH son posteriores a la Falla San Miguel Allende y que las fallas N80E son mas juvenes que el volcán.

Las tres edades isotópicas (K-Ar) de rocas colectadas en el VPH oscilan entre ~16 y ~11 Ma (Tabla 1). La edad más antigua corresponde a las dacitas del domo Cerro Colorado y es consistente con las relaciones de contacto entre las rocas de las secuencias Palo Huérfano y Cerro Colorado. La edad más joven fue obtenida en la andesita Allende, que se cree que antecedió a la formación del VPH. Una andesita colectada cerca de la cima del VPH da una edad isotópica anómala de ~12.1 Ma. Considerando las incertidumbres asociadas a los análisis isotópicos (Tabla 1), las edades de las muestras no son diferenciables. Esta discrepancia puede explicarse por: 1) el bajo contenido de K en las plagioclasas de la andesita de la secuencia Palo Huérfano lo que condujo a la obtención de una edad isotópica muy pobre y/o 2) por una tasa de crecimiento muy acelerado en la formación del volcán. Considerando los datos analíticos (Tabla 3) se cree que la primer explicación es la más plausible.

Las edades isotópicas de la ignimbrita El Obraje (~ 29 Ma), la andesita Allende (~11 Ma) y las relaciones de campo permiten establecer ciertos límites a la edad de los sistemas de fallas en la región. La Falla San Miguel Allende, y por ende, el sector noroccidental del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel Allende, tiene una edad comprendida entre el depósito de la ignimbrita y la formación del VPH. El basculamiento hacia el oriente observado en las mesas coronadas por la

andesita Allende (Figura 24b) sugieren que cuando menos parte de la actividad de la Falla San Miguel Allende fue posterior a 11 Ma (Figura 25). El sistema de fallas Alcocer-La Estancia es claramente posterior a la Falla San Miguel Allende y a los derrames de lava de la secuencia Palo Huérfano (≤ 11 Ma).

En las cercanías de San Miguel Allende se observan sedimentos lacustres intercalados con material volcánico re TRABAJADO y en lugares coronados por la andesita Allende. En algunos de los cortes de las carreteras aledañas a San Miguel es posible observar que estos sedimentos lacustres fueron afectados por fallas de los dos sistemas (Figura 24a). Por tanto se cree que en la región existió un paleolago miocénico y que el origen de este está directamente ligado a los fenómenos tectónicos y magmáticos de la región, siendo posible que la cuenca fluvio-lacustre del Río Laja haya sido creada por el levantamiento regional de la Sierra de Guanajuato-Codornices aunado a la actividad a lo largo de la Falla de San Miguel Allende y a la extravasación de la andesita Allende.

TRABAJOS CITADOS

- Aguirre-Díaz, G.J., 1993, The Amealco Caldera, Queretaro, Mexico: Geology, geochronology, geochemistry, and comparison with other silicic centers of the Mexican Volcanic Belt: Ph.D. thesis, Austin, Texas, University of Texas, 401p.
- Allan, J.F., 1981, The Colima Graben, SW Mexico: EOS, vol. 62, p. 1034.
- Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico; late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, vol. 97, p. 473-485.
- Aranda-Gómez, J.M. y Aranda-Gómez, J.J., 1986, Análisis del agrietamiento en la Ciudad de Aguascalientes, Informe Anual, 1985, Reporte inédito enviado al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, 103p. [inédito].
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de las sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Mesa Central: Univ. Nal. Aut. México, Inst. Geología, Revista, vol. 8, núm. 1.
- Aranda-Gómez y McDowell, F.W., 1996, Syn-depositional tilting in Eocene red beds and Oligocene volcanics: the record of early phases of extension in the southern Basin and Range Province, Guanajuato, México: Geology (enviado)
- Aranda-Gómez, J.J., Nieto-Samaniego, A.F., 1987, Consideraciones acerca de la evolución tectónica del Cenozoico de las Sierra de Guanajuato y porción meridional de la Mesa Central [Resumen]: in Univ. Nal. Aut. México, Programas, Resúmenes y Guía de Excursión, Simposio Sobre La Geología de la región de las Sierras de Guanajuato, 28-30 de Abril, 1987, p. 10-12.
- Aranda-Gómez, J.J., Labarthe-Hernández, G. y Tristán, M., 1983, El vulcanismo cenozoico en San Luis Potosí y su relación con la Provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, XV Convención Nacional, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara, Jal., p. 261-285.
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H. y Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán- Guanajuato volcanic field, Mexico: Geofísica Internacional, vol.31, núm. 4, p.467-474.

- Bloomfield, K. y Valastro, 1974, Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico: Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85, p. 901-906.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., and Vincent, P., 1981, Les grandes etapes d'évolution d'un volcan andésitique composite: ejemplo du Nevado de Toluca (Mexique): Bull. Volcanol., 44, p. 177-186.
- Carrasco-Núñez, G., 1985, Estudio geológico del Volcán Popocatepetl, Tesis Ing. Geólogo, Facultad Ingeniería, Univ. Nal. Aut. México, 138 p.
- Carrasco-Núñez, G., 1988, Geología y petrología de los campos volcánicos de los Azufres (Mich.), Amealco y El Zamorano (Qro.): Tesis de Maestría, Facultad Ingeniería, Univ. Nal. Aut. México, 148 p. [inédita]
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M. y Verma, S.P., 1989, Geología del Volcán Zamorano, Estado de Querétaro: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, vol.8, no.2, p.194-201.
- Carrasco-Núñez, G., and Ban, M., 1994, Geologic Map and structure sections of the Citlaltepelt Volcano Summit area Mexico. Instituto de Geología UNAM, Cartas Geológicas y Mineras No. 9.
- Carranza-Castañeda, O., 1989, Biostratigrafía de los sedimentos continentales del Terciario tardío del área de San Miguel Allende, Guanajuato, México: Univ. Nal. Aut. México, Facultad de Ciencias, tesis doctoral [inédita], 173p.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A. e Yta, M., 1988, Une discordance ante albiennne datée per une faune d'ammonites et de brachiopodes de type téthysien au Mexique central: Geobios, núm. 21, fasc. 2, p. 125-135.
- Dávila-Alcocer, A.V. y Martínez-Reyes, J., 1987, Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato, In Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Programa, resúmenes y guía excursión, 28-30 abril 1987 p. 19-20
- Delgado-Granados, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Hasenaka, T. y Ban, M., 1995, Southwestward volcanic migration in the western Trans-Mexican Volcanic Belt during the last 2 Ma: Geofísica Internacional, vol. 34, núm. 3, p. 341-352.

- Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano, sus problemas de interpretación: Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Revista, vol. 2, p. 172-187.
- Demant, A, 1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico UNAM, Inst. Geología, Revista, vol. 3, num. 1, p. 39-57.
- Demant, A., 1982, Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Volcánico Transmexicano.: Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Revista, vol. 5, no.2, p. 217-222.
- Edwards, J. D., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: U.S. Geological Survey, Professional Paper 264-H, p. 153-183.
- Ferrari, L., Garduno, V.H., Pasquare, G., Tibaldi, A., 1994, Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present, Geofísica Internacional. Vol. 33, Num. 1., pp. 91-105.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984, Pyroclastic rocks, Berlin, Springer-Verlag, 472p.
- Francis, P., 1993, Volcanoes: a planetary perspective, Oxford, Clarendon Press, 443 p.
- García-Dobarganes, J.E. y Aguirre-Maese, A.L., 1990, Análisis geomorfológico estructural de la región de La Luz-Santa Rosa, Sierra de Guanajuato: Tesis Ing. Geólogo Minero, Univ. Guanajuato, Fac. Minas, Metalurgia y Geología, 204 p. [inédita].
- Gastil, R.G., and Jensky, W., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, Stanford Univ., Pub. Geol. Sci., 13, p. 171-180.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.E.S, 1985, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico, their age, volume and distribution and magma discharge rate: Journal Volcanology and Geothermal Research, 25, p. 105-124
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.E.S, 1987, The cinder cones of Michoacan-Guanajuato, Central Mexico: Petrology and chemistry: Journal of Petrology, vol. 28, part.2, pp. 241-269.
- Henry, C.D. y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: mid- to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, vol. 20, p. 701-704.

- INEGI, 1977, Carta topográfica Querétaro, clave F-14-10, (escala 1: 250 000)**
- INEGI, 1972a, Carta topográfica San Miguel Allende, clave: F-14-C-54 (escala 1: 50 000)**
- 1972b, Carta topográfica Corral de Piedras, clave: F-14-C-55 (escala 1: 50 000)**
- 1972c, Carta topográfica: Celaya, clave: F-14-C-64 (escala 1:50 000)**
- , 1972d, Carta topográfica Querétaro, clave: F-14-C-65, (escala 1:50 000)**
- Johnson, C.A., 1987, A study of neotectonics in Central Mexico from Landsat thematic mapper imagery: PhD thesis [inérita], University of Miami, Coral Gables, Florida, 112 p.**
- Johnson, C.A. y Harrison, C.G.A. 1990, Neotectonics in central Mexico: Phys. Earth Planet. Int., v. 64, p. 187-210**
- Labarthe-Hernández, G., Tristán, M. y Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Folleto técnico Instituto de Geología y Metalurgia, vol.85, 208p.**
- Lapierre, H., Ortiz, E., Abouchami W., Monod O., Coulon C, and Zimmermann J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: the Late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: Earth and Planetary Science Letters, v.108, p.61-77.**
- Lugo-Hubp, J., 1981, La disección del relieve en la porción centro-oriental del Sistema Volcánico Transversal, Univ. Nal. Aut. México, Inst. Geografía, Boletín, núm.11, p. 7-19.**
- Lugo-Hubp, J., Ortiz, J.M.A., Palacios, J.L. y Bocco, G., 1985, Las zonas mas activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala): Geofísica Internacional, vol. 24, p. 83-93.**
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1980, The Colima Volcanic Complex: I. Post-caldera andesites from Volcan Colima: Contributions Mineralogy and Petrology, 71, p. 343-372.**
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1982a, The Colima Volcanic Complex: II. Late-Quaternary cinder Cones: Contributions Mineralogy and Petrology, 76, p. 127-147.**

- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1982b, The Colima Volcanic Complex: III. Ash- and scoria-fall deposits from the upper slopes of Volcan Colima: *Contributions Mineralogy and Petrology*, 80, p. 262-275.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., 1985, Contemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, vol. 24, p.203-216.
- Luhr, J.F. y Carmichael, I.S.E., 1990, Geology of Volcán Colima: Univ. Nac. Aut. México, Inst. Geología, Boletín núm. 107, 101p.
- Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., and Carmichael, I.S.E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico: eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13, p. 54-57.
- Luhr, J.F., Pier, J.G., Aranda-Gómez, J.J. y Podosek, F.A., 1995, Crystal contamination in early Basin and Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118, p.321-339.
- Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center, Sierra La Primavera, Jal. México: *Contributions Mineralogy Petrology*, 77, p. 129-149.
- Mahood, G.A., 1981, Chemical evolution of Pleistocene rhyolitic center, Sierra La Primavera, Jal., Mexico: *Contributions Mineralogy and Petrology*, 71, p. 129-149.
- Martín del Pozzo, A.L., 1980, Vulcanología de la Sierra Chichinautzin, Univ. Nal. Aut. México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría [inédita].
- Martín del Pozzo, A. L., 1983, Monogenetic volcanism in the Sierra Chichinautzin, México: *Bulletin. Volcanol.*, 45, p. 9-24.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Carta y síntesis geológica de la Sierra de Guanajuato: Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, núm. 8, Mapa esc. 1: 100 000, con Texto Explicativo al Reverso.
- Martínez-Reyes, J. y Nieto-Samaniego, A.F., 1987, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Simposio Sobre la Geología regional de México, Programas y Resúmenes, México, D.F., 7-9 dic. 1987, p. 34-36.

- Martínez-Reyes, J. y Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Univ. Nal. Aut. México, Inst. Geología, Revista, vol. 9, núm. 1, p.33-50.**
- Mitre-Salazar, L. M., Davila-Alcocer, V. M., Martínez-Reyes, J., 1989, Relaciones estructurales de la megafalla "Aguascalientes -Leon" con las fosas tectónicas de Calvillo y Tabasco, estados de Aguascalientes y Zacatecas. UNAM, Inst. Geología Tercer simposio sobre Geología regional de Mexico, Memoria p.86-87.**
- Monod O., Lapiere, H., Chiodi M., Martínez J., Calvet P., Ortiz E. and Zimmermann J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intraocéanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v.310, p.45-51.**
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt: structure and tectonics: Geofísica Internacional, vol. 12, p. 55-74.**
- Mooser, F. y Ramírez, M.T., 1987, Faja Volcánica Transmexicana: morfoestructura, tectónica y vulcanotectónica: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XLVIII, núm. 2.**
- Nelson, S.A., 1984, Geology and petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico: Geological Society America Bulletin, Part II, 91, 2290-24317.**
- Nelson, S.A., 1986a, Geología del Volcán Ceboruco, Nayarit, México, con una estimación de sus riesgos de erupciones futuras: Univ. Nal. Aut. México., Instituto Geología, Revista, vol. 6, no. 2, p. 243-258.**
- Nelson, S.A., y Carmichael, I.S.E., 1984, Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sangangüey volcano, Nayarit, México: Contributions Mineralogy Petrology, 85, p. 321-335.**
- Nelson, S.A. y Hegre, J., 1990, Volcan Las Navajas, Pliocene-Pleistocene trachyte/ peralkaline rhyolite, Volcano in the Northwest Mexican Volcanic Belt. Bull. Vulcanol. , 52: 186-204.**
- Nelson, S.A. y Livieres, R.L., 1986, Contemporaneous calc-alkaline and alkaline volcanism at Sangangüey Volcano, Nayarit, México: Geological Society America Bulletin, 97, p. 798-808.**
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985, Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato, Gto., Universidad Guanajuato, Fac. de Minas, Metalurgia y Geología, Tesis Ing. Geólogo, 67p. [inédita]**

- Nieto-Samaniego, A. F., 1989, Comparación estratigráfica entre las rocas mesozoicas de la región de San Miguel Allende-Neutla y la Sierra de Guanajuato, Edo. de Guanajuato: Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Tercer simposio sobre la geología regional de México, 29-30 mayo, 1989, México, D.F., Memoria y Resúmenes p. 57-58**
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990 (1992), Fallamiento y estratigrafía cenozoica en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Revista, vol. 9, no. 9, p. 146-155.**
- Nieto-Samaniego, A.F. y Alaniz-Alvarez, S.A., 1994, La Falla de San Miguel Allende: características y evidencias de su actividad cenozoica: Tercera Reunión Nacional de Geomorfología, Resúmenes, Guadalajara, Mayo 18-20, p.139-142.**
- Nieto-Samaniego, A.F., Aranda-Gómez, J.J., Machorro Segastume, R., 1992, Fases y estilos cenozoicos de fallamiento en el límite septentrional de El Bajío: Sociedad Geológica Mexicana, XI Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes, Veracruz, Ver., p. 132.**
- Nieto-Samaniego, A.F., García-Dobarganes, J.E. y Aguirre-Maese, A.L., 1992, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato: Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Revista, vol. 10, núm. 1, p. 1-5.**
- Nieto-Samaniego, A.F., Martínez-Reyes, J., 1987, Geología del Graben La Saucedá, Sierra de Guanajuato: in Univ. Nal. Aut. México, Instituto Geología, Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Programa, Resúmenes y Guía Excursión, p. 12-14.**
- Nieto-Samaniego, A.F., Macías-Romo, C. y Alaniz-Alvarez, S.A., 1996, Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de la parte meridional de la Mesa Central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas (en prensa).**
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A. y Labarthe-Hernández, G., 1996, La deformación cenozoica en la parte sur de la Mesa Central, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas (en arbitraje)**
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, R.L., and Harakal, I.E., 1987, K-Ar and geological data bearing on the age and evolution of Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, vol. 26, núm, 1, p. 109-158.**

- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno, D., Alaníz-Alvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, 5a. ed.: Univ. Nac. Aut. México, Inst. Geología, y Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, mapa con texto explicativo, esc. 1:2,000,000, 74p.
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi M., Lapierre H., Monod O. y Calvet, Ph., 1992a, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato. Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Univ. Nac. Aut. México, Inst. Geología, Revista vol.9, núm.2, p.125-145.
- Ortiz-Hernández, L. E., Lapierre, H., Monod, O., Arnaud-Vanneau, A., Caron, M., Yañez, C. y Sánchez, A., 1992b, Présence d'un volcanisme calco-alcalin aptien-albien en bordure occidentale de la plate-forme carbonatée de Valles-San Luis Potosí (Mexique central). Implications géodinamiques: Comptes Rendues de l'Academie des Sciences de Paris, p.1-10
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M. y Turchetti, F. 1987b, Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, vol. 26, p. 177-194.
- Pasquare, G., Ferrari, L., Garduno, V.H., Tibaldi, A. and Vezzoli, L., 1991, Geologic map of the central sector of the Mexico Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacan, Mexico. Geological Society of America, Map and chart series MCH072, pp1-20.
- Pasquarè, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., y Zanchi, A., 1986, Structural behavior of a continental volcanic arc: the Mexican Volcanic Belt: In: Wezel, F.C. ed., The origin of arcs, Developments in Geotectonics, Elsevier, p. 509-527
- Pasquarè, G., Garduño, V.H., Tibaldi, A. y Ferrari, L., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, vol. 146, p. 353-364.
- Pasquarè, G., Vessoli, L., y Zanchi, A., 1987a, Morphological and structural model of the Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, vol. 26, p. 159-176.
- Quintero-Legorreta, O., y Suter, M., 1989, Fallas tectónicas activas en la Ciudad de Morelia Michoacán: Univ. Nal. Aut. México. Inst. Geología,

Tercer Simposio Sobre Geología Regional de México, Memoria, 29-30 mayo 1989, p 89.

- Quintero-Legorreta, O., 1990, Les Frontieres á Terre du Bloc de Jalisco: Analyse de Terrain et Fracturation.; Rapport du D.E.A. de Geodynamique mesures et Modelation Academie de Paris Universite Pierre et Marie Curie, Departament de Geotecnie Sep. 1990, Paris France. 34 p.
- Robin, C., 1982A, México in R.S. Thorpe, (ED), Orogenic andesites and related rocks, John Wiley, p.137-143.
- Robin, C. 1984, Le Volcan Popocatépetl (Mexique) Structure Evolution Petrologique et Risques, Bull. Volcanol. 47, p 1-23.
- Robin, C., and J.M. Cantagrel, 1982, Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et Evolution d'un Grand Volcan Andesitique Complexe. Bull. Vulcanol. 45, p. 299-315.
- Sánchez-Rubio, G., 1984, Cenozoic Vulcanism in the Toluca-Amealco Region Central México. M. Sc. Thesis, Univ. London Imperial College of Science and Technology, 275p. [iné dita]
- Sánchez-Rubio, G., 1986, Evidence for crustal contamination on basaltic magma in the center part of the Mexican Volcanic Belt: Abstracts, Annual Meeting Geological Society of Canada, vol. 11, p. 123.
- Shurbert, D.H., and S.E. Cebull., 1984, Tectonics Interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Tectonophysics, 101, p 159-165.
- Soler-Arechalde, A.M.y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, The Queretaro-Taxco fracture system: a major NW-SE fault and crustal discontinuity in Central Mexico: EOS, vol. 74, núm. 3, p. 577
- Steele, W.K., 1985, Paleomagnetic Constrains on the Volcanic History of Iztlacihuatl. Geofísica Internacional, vol.24, p.159-167.
- Streckeisen, A.L., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth Sci. Rev., v. 12, p. 1-34.
- Suter, M., Quintero, O., Mota, R., 1988, Esfuerzos y deformaciones contemporáneas en la parte central de la Faja Volcánica Trans-Mexicana II: Cinemática y dinámica de las fallas activas: Memoria Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Colima, Col., p.138

- Suter, M., Quintero, O. y Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo Fault: *J. Geophys. Res.*, v. 97, p. 11983-11993.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freyrier, C., Coulon, C., Gill, J.-B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez R., J., Talavera M., O., Ortiz H., E., Stein, G. Boudier, J.-L., Yta, M., 1993, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Eastern Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p.49-73
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1995, Tectonics and volcanism in central Mexico - influence of crustal structure and pre-Neogene tectonics in the plate subduction-magmatic arc system: *Geological Society of America, Abstract with Programs*, vol. 27, núm. 6, p. A-189.
- Valdéz-Moreno, G. y Aguirre-Díaz, G., 1996, Volcán La Joya: un ejemplo de magmatismo inicial del Cinturón Volcánico Mexicano: *Actas INAGEQ*, v. 2, p.51-56.
- Venegas, S., S.J.J. Herrera and R. Maciel F. 1985, Algunas Características de la Faja Volcánica Mexicana y sus Recursos Geotérmicos. *Geofísica Internacional*: vol. 24, p. 47-81.
- Verma, S.P., 1985, Mexican Volcanic Belt (Preface). *Geofísica Internacional*, vol. 24, p. 7-14.
- Verma S.P. 1987, Mexican Volcanic Belt: Present State of Knowledge and Unsolved Problems. *Geofísica Internacional*, vol. 26, p 209-340.
- Williams, H. y McBirney, A.R., 1979, *Volcanology*: Freeman, San Francisco, 397p.