

18



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

GEOLOGIA Y GEOQUIMICA DEL VOLCAN CERRO GRANDE (EDO. DE TLAX.)

289791

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOLOGO
PRESENTA:
JORGE ALBERTO RIVERA LAZCANO

DIRECTOR DE TESIS: DR. GERARDO CARRASCO NUÑEZ



MEXICO, D. F.

FEBRERO 2001



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-005

SR. JORGE ALBERTO RIVERA LAZCANO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Gerardo Carrasco Núñez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo :

GEOLOGIA Y GEOQUIMICA DEL VOLCAN CERRO GRANDE (EDO. DE TLAX.)

- I INTRODUCCION
 - II MARCO GEOLOGICO REGIONAL
 - III ESTRATIGRAFIA DEL VOLCAN CERRO GRANDE
 - IV GEOQUIMICA
 - V CONCLUSIONES
- REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 28 de enero de 1998
EL DIRECTOR

ING. JOSÉ MANUEL COVARRUBIAS SOLÍS

JMCS*RLR*gtg



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE INGENIERIA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA

ASUNTO: Solicitud de Jurado para Examen
Profesional.

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO
Director de la Facultad de Ingeniería
de la U.N.A.M.
Presente

El señor **JORGE ALBERTO RIVERA LAZCANO** registrado con número de cuenta 9055750-7 de la carrera de Ingeniero Geólogo , habiendo satisfecho los requisitos académicos necesarios para realizar sus trámites de examen profesional, le ruego atentamente autorizarle el siguiente jurado:

PRESIDENTE:	ING. EMILIANO CAMPOS MADRIGAL
VOCAL	DR. GERARDO CARRASCO NUÑEZ
SECRETARIO:	ING. ALFREDO VICTORIA MORALES
1ER. SPTE.:	ING. ENRIQUE GONZALEZ TORRES
2DO. SPTE.:	DR. GUSTAVO TOLSON JONES

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
 Cd. Universitaria, a 30 de mayo del 2000
EL JEFE DE LA DIVISION


M. en C. ROLANDO DE LA LLATA

ENTERADO


JORGE ALBERTO RIVERA LAZCANO

A Dios

Al pueblo de México por la esperanza
depositada en sus hijos

A mis padres
Sergio Rivera Y Reyna Lazcano

A mis hermanos
Sergio, Lorena, Leticia, Francisco, Susana
y Laura

A Luz Belem
Por llegar en el momento indicado a mi
vida

A la Facultad de Ingeniería

Al Instituto de Geología

A la CFE

Al Dr. Gerardo Carrasco Núñez

A Arturo Tuena

A mis profesores

A mis Amigos

Juan, Rodolfo, Javier, Martín, Arnulfo,
German, Miguel, Andrés, Primi, Marco,
Lobo, Amador, Gumaro, Víctor, Arturo,
Carreto, Andraca, Ing.Meza
Esther, Lilia, Edith y Lulu.

En general a todas a aquellas personas
que tuve la fortuna de conocer, y que en
gran medida contribuyeron con su
convivencia y amistad para la
terminación de este ciclo.

Un particular agradecimiento a mi
distinguido jurado, Dr. Gerardo Carrasco
Núñez, Ing. Emiliano Campos Madrigal,
Ing. Alfredo Victoria Morales, Ing. Enrique
González Torres, Dr. Justavo Tolson
Jones, por el apoyo y tiempo que me
brindaron para el término de esta tesis, no
sin antes mencionar el respaldo de los
químicos Rufino Lozano y Paty Girón para
la realización de los análisis químicos en
el laboratorio LUGIS.

GEOLOGIA Y GEOQUIMICA DEL VOLCAN CERRO GRANDE (EDO. DE TLAX.)

INDICE GENERAL

RESUMEN.

CAPITULO I.- INTRODUCCION.	1
CAPITULO II.- GENERALIDADES.	3
II.1. Localización.	3
II.2. Antecedentes.	4
II.3. Objetivos.	5
II.4. Metodología.	6
CAPITULO III.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL.	8
III.1. Provincia de la Sierra Madre Oriental	8
III.2. Estratigrafía sedimentaria regional.	9
III.3. Provincia de la Faja Volcánica Transmexicana.	14
III.4. El Volcán Cerro Grande en el contexto geológico regional	21

CAPITULO IV.- ESTRATIGRAFIA DEL VOLCAN CERRO GRANDE	22
IV.1. Secuencias sedimentarias mesozoicas	22
IV.2. Intrusivos terciarios	23
IV.3. Estratigrafía volcánica cenozoica.	24
IV.3.1 Vulcanismo Pre-Cerro Grande.	25
IV.3.2 Vulcanismo Cerro Grande.	27
IV.3.3 Vulcanismo Periférico.	36
IV.3.4 Vulcanismo Post-Cerro Grande.	40
CAPITULO V.- GEOQUIMICA DEL VOLCAN CERRO GRANDE.	43
V.1. Características geoquímicas de las unidades de roca (lava) que conforman la estructura externa del Volcán Cerro Grande..	43
V.2. Evolución petrológica.	46
CAPITULO VI.- CONCLUSIONES.	49
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	52

INDICE GENERAL DE FIGURAS

Fig. # Contenido.

- II.1. Localización fisiográfica del Volcán Cerro Grande.
- III.1. Estratigrafía del Mesozoico en la Cuenca Libres Oriental.
- III.2. La Faja Volcánica Transmexicana.
- III.3. Síntesis estratigráfica de los complejos volcánicos de la Cuenca Oriental-Sierra Cofre Pico.
- III.4. Rasgos estructurales y principales lineamientos de la región de estudio.
- IV.1. Mapa geológico del Volcán Cerro Grande y Áreas Circundantes.
- IV.2. Columna estratigráfica de la región de estudio.
- IV.3. Mapa geológico de emisiones lávicas del Volcán Cerro Grande (Pue-Tlax).
- IV.4. Volúmenes de magma extruido, de las unidades correspondientes del Volcán Cerro Grande y Áreas Circundantes.
- IV.5. Columna estratigráfica de lavas emitidas por el Volcán Cerro Grande.
- IV.6. Diagrama que ilustra los frentes de bloques de lava que han sufrido "Autobrechamiento".
- V.1. Resumen esquemático de la generación y diversificación del magma.
- V.2. Diagramas alcalis-sílice.
- V.3. Diagramas de variación tipo Harker para las rocas de las formaciones Andesitas y Brechas Cruz de León y Andesita Cerro Grande.
- V.4. Diagrama K_2O - Sílice.
- V.5. Diagrama ($Na_2O+K_2O-SiO_2$) mostrando el carácter subalcalino de las lavas del Volcán Cerro Grande.
- V.6. Diagrama AFM. ($A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO^I$ y $M=MgO$) mostrando el carácter calcialcalino (subalcalino) de las lavas del Volcán Cerro Grande.
- V.7. Modelo vulcanológico simplificado del Volcán Cerro Grande.
- V.8. Diagramas Harker (óxidos-sílice).
- V.9. Diagrama AFM.

INDICE GENERAL DE TABLAS

Tabla. # Contenido.

- IV.1. Fechamientos radiométricos de rocas seleccionadas determinadas por el método K-Ar.**
- IV.2. Características representativas de las formaciones propuestas.**
- IV.3. Características representativas de las unidades lávicas propuestas de la formación Andesitas y Brechas Cruz de León.**
- IV.4. Tabla petrográfica del Volcán Cerro Grande (Pue-Tlax).**

- V.1. Análisis de elementos mayores de las rocas estudiadas.**

RESUMEN.

La zona de estudio se ubica en la porción Centro Oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano, en colindancia con la Sierra Madre Oriental, entre las coordenadas geográficas (19°28'-19°37' Lat. N y 97°52'-97°43' long. W), en la cual esta última está constituida por potentes espesores de secuencias sedimentarias de edad mesozoica que forman el basamento local.

El vulcanismo de la región está representado por dos fases principales ocurridos en el Mioceno Tardío y el Pleistoceno. El vulcanismo miocénico (11-9 Ma) dominante en la región es de naturaleza calccalcalina y predominantemente andesítico; se manifiesta a través de varios centros volcánicos de entre los cuales destaca el Volcán Cerro Grande, cuya evolución muestra al menos tres periodos eruptivos distintos, dos de tipo constructivo consistentes en emisión de lavas y uno de tipo destructivo emisión de piroclastos, sin embargo, es posible que también hay existido un periodo de construcción dómica hacia la periferia de volcán que provocara el colapsamiento múltiple de los flancos de su edificio que dieron lugar a la formación de una estructura cuasicircular de 4.5 km de diámetro. En forma aproximadamente contemporánea, se construyeron en los alrededores varios volcanes andesíticos, aunque algunos eventos magmáticos se manifestaron de manera fisural, principalmente en la zona Oriental al Volcán Cerro Grande. Un ambiente lacustre con depositaciones intermitentes de diversos materiales piroclásticos prevaleció en tiempos anteriores a este vulcanismo. La fase final de construcción del Volcán Cerro Grande consistió en la emisión sucesiva de lavas en la cual se reconocieron cuatro unidades litológicas de lavas andesíticas, de manera radial a partir del cráter central.

La segunda fase ocurrida durante el Pleistoceno (0.5 Ma) se manifiesta un vulcanismo predominantemente basáltico asociado a pequeños conos escoriáceos y lávicos, así como diversas estructuras fisurales; y en menor proporción algunas manifestaciones andesíticas y dacíticas aisladas. Las únicas manifestaciones netamente riolíticas del área corresponden a flujos piroclásticos correlacionables con la Ignimbrita Xaltipan, que se asocian al vulcanismo derivado de la caldera de los Humeros, que se encuentra fuera del área de estudio.

CAPITULO I. INTRODUCCION

La República Mexicana es un país de volcanes, sin embargo el interés en su estudio de forma sistemática y científica es relativamente reciente a partir de las dos últimas grandes erupciones registradas en México, la del Parícutín de 1943 y en especial la del volcán Chichónal en 1982, a partir de la cual los científicos mexicanos y extranjeros han tomado un mayor interés en tratar de comprender los fenómenos que intervienen en la construcción de un volcán. Los conocimientos generados antes de esta época eran sumamente descriptivos, basados en las observaciones directas de las erupciones o en la descripción morfológica y mineralógica de sus productos; y es en la erupción del Chichón cuando se toma un sentido netamente científico sobre el la actividad volcánica.

La vulcanología en México ha pasado de ser una disciplina aislada, limitada a describir los aspectos externos de las erupciones, a ser una ciencia fuertemente involucrada con la petrología, la sedimentología y la geofísica. Es necesario explicar de la mejor manera posible, los complejos procesos geológicos que existen en el interior de la tierra, con la generación de materiales fundidos (magmas), los cuales en ocasiones ascienden hasta la superficie de la corteza y su salida, frecuentemente violenta, representa un verdadero peligro de las vidas humanas.

De manera paralela se debe señalar que el vulcanismo, no solo trae consecuencias desastrosas, si no también grandes beneficios a la humanidad, como la fertilidad de sus suelos, que son gran atractivo para que las personas tiendan a asentarse en los alrededores de los volcanes. Se sabe además, que muchos de los depósitos minerales metálicos están asociados al vulcanismo propiamente dicho, y a la actividad magmática en el interior de la tierra. Además, la industria de la construcción resulta beneficiada por los enormes depósitos utilizados como bancos de material, y también puede emplearse como fuente de energía eléctrica a través de la geotermia, lo cual además de ser barata no contamina el medio ambiente, lo cual es de gran relevancia en la actualidad.

La importancia de conocer la evolución del vulcanismo en México, nos lleva a investigar no solo a los volcanes considerados como activos, también a aquellos que tuvieron una intensa actividad en tiempos pasados, y que hoy se les puede considerar como inactivos. Esto último es de relevancia, pues una vez más se cumple con la premisa de que el pasado es la llave del futuro. El investigar como fue la evolución de volcanes, el conocer las características vulcanológicas de una erupción de este tipo, sienta las bases para entender que tipo de procesos eruptivos intervienen, que clase de productos volcánicos están asociados y que fenomenología volcánica está involucrada; esto puede dar la pauta para una mejor comprensión e investigación sobre volcanes en el presente.

Toda evaluación vulcanológica debe estar sustentada en una base sólida de conocimiento científico, siendo fundamental: el mapeo geológico debidamente integrado, una caracterización petrológica y geoquímica de los productos eruptivos y el fechamiento de muestras estratigráficamente bien controladas. Los resultados de todos estos estudios básicos, representan el camino para descifrar el comportamiento eruptivo de un volcán, y además proporcionan la cartográfica que servirá para estudios de diversa índole.

Este trabajo forma parte de un estudio encaminado a la reconstrucción de la historia eruptiva del Volcán Cerro Grande, al cual se le ubica en el Mioceno Superior (Carrasco-Núñez et. al., 1995), y además, de considerarse de gran importancia debido a la escasez de volcanes relativamente antiguos, sobre todo en el Sector Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. En particular esta tesis está concentrada al establecimiento de la secuencia de eventos ocurridos en la etapa final de evolución del volcán, la cual se caracteriza por la erupción de una sucesión de lavas emitidas de manera radial. La estratigrafía y la caracterización petrográfica y geoquímica, son las bases que apoyan el presente estudio.

CAPITULO II. GENERALIDADES.

II.1. Localización.

El Volcán Cerro Grande está localizado en la región montañosa comúnmente denominada como Sierra de Tlaxco, que se ubica en los límites de los estados de Puebla y Tlaxcala, hacia la porción Centro-Oriental de la República Mexicana. En términos de las provincias geológicas propuestas por Ortega-Gutiérrez et al. (1992), se encuentra localizado en la intersección de la porción Oriental de la denominada Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO) (Fig.II.1), en lo que se ha denominado como el sector oriental de pliegues y fallas.

El rasgo geomorfológico más apreciable es una estructura, cuasicircular truncada e intensamente erosionada de 4.5 km de diámetro y aproximadamente 650 m de profundidad, con una altura máxima de 3600 m.s.n.m. El Volcán Cerro Grande se encuentra en la intersección de dos notables alineamientos estructurales principales, con dos orientaciones principales NE-SW y NW-SE, que forman entre sí un ángulo recto. Es evidente también la presencia de una sierra volcánica alargada, que sigue la dirección preferencial del lineamiento NW-SE, y que trunca a la estructura volcánica de Cerro Grande en su flanco Oriental. Otro aspecto distinguible en las imágenes de satélite utilizadas es la distribución radial, a partir del centro de la estructura de una serie de derrames lávicos con una disección relativamente profunda.

El área de estudio forma un cuadrángulo limitado por las coordenadas 19° 29' a 19° 40' de Latitud Norte y 97° 58' a 97° 46' de longitud Oeste. Ocupando una superficie de alrededor de 2000 km² (Fig.II.1). Entre las poblaciones de Mexcaltepec, Pue. y Tlaxco, Tlax. El área de estudio está delimitada por la zona montañosa de la Sierra Madre Oriental al Norte, la Cuenca de Libres-Oriental al Oriente, donde destaca el campo geotérmico de Los Humeros, Pue; hacia el Sur, el Altiplano de Puebla con el Volcán la Malinche y hacia el Poniente la continuación de la Sierra de Tlaxco.

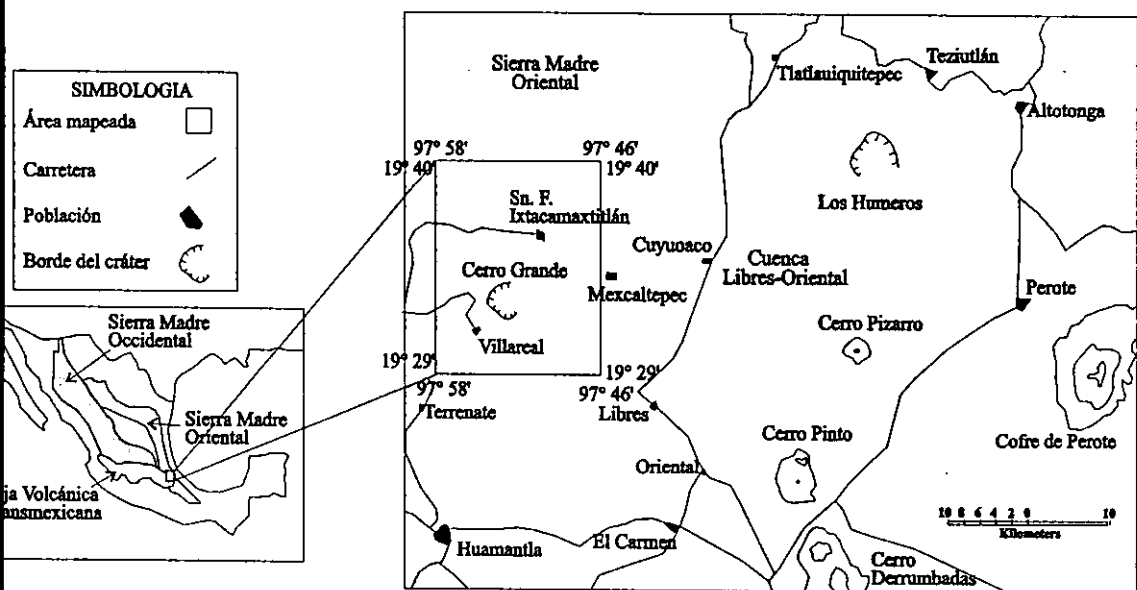


FIG. II.1. Localización Geográfica del Volcán Cerro Grande

II.2. Antecedentes.

Los trabajos geológicos existentes en el área de estudio son en su mayoría de índole regional. La cartografía regional incluye las cartas geológicas escala 1: 250, 000 elaboradas por el INEGI, las cartas geológicas estatales de los estados de Puebla y Tlaxcala, editadas por el Instituto de Geología. Así mismo existen algunos otros trabajos que cubren parcialmente la zona de trabajo o sus alrededores, destacando los que comprenden la zona de Tlaxco y Calpulalpan, la zona de Los Humeros y sus alrededores Yáñez y García, 1982; López, 1995); la zona de Tlaxcala-Puebla (Referencia fundación alemana); la región de la provincia de la Sierra Madre Oriental y el Macizo de Teziutlán (Viniegra-Osorio, 1965; López, 1995).

De todos los trabajos citados el de López, (1995), es el único que presenta una descripción general de la estratigrafía volcánica, pero relacionado con unidades aflorantes en el área de Teziutlán. Sin embargo, dicho trabajo presenta de numerosos errores tanto cartográficos como estratigráficos, tal y como fue demostrado en el trabajo de Carrasco-Núñez et al., (1995), en el cual el autor de esta tesis participó como colaborador; es entonces este último trabajo el más completo que describe la estratigrafía volcánica de la región en donde se localiza el Volcán Cerro Grande aunque sin detallar la estratigrafía efusiva del volcán, ya que ese es el propósito de este trabajo, de tal manera que complementa la estratigrafía del Volcán Cerro Grande y su entorno geológico.

II.3. Objetivos.

El objetivo general de este trabajo consiste en determinar la historia eruptiva del Volcán Cerro Grande, particularmente en lo referente a la reconstrucción de la actividad efusiva que permitió la edificación del edificio volcánico.

Determinar la evolución volcánica mostrada por el Volcán Cerro Grande, basada en la comparación de las variaciones composicionales tanto petrográficas como geoquímicas que presentan los productos lávicos de la última fase eruptiva. Para ello se establece una columna estratigráfica de las lavas emitidas, considerando tanto la cronología absoluta de las lavas, como las correlaciones basadas en criterios estratigráficos y composicionales.

Así mismo, se llevaron a cabo los siguientes objetivos específicos:

- a) Determinar la distribución y el volumen de los depósitos volcánicos identificados.
- b) Caracterizar física y químicamente a las diferentes unidades de los depósitos lávicos.
- c) Establecer la cronología relativa de eventos efusivos y situarla en el contexto de evolución general del Volcán Cerro Grande.
- d) Proponer un modelo de construcción de la estructura del Volcán Cerro Grande con base en su geología y geoquímica.

II.4. Metodología.

El presente estudio sobre la geología y geoquímica del Volcán Cerro Grande comprendió las siguientes etapas:

1) Etapa de recopilación y análisis de la información.

Se compiló toda información cartográfica existente del área, misma que fue utilizada de manera complementaria a la fotointerpretación preliminar de la zona, la cual estuvo basada en el análisis fotogeológico que se llevó a cabo utilizando fotografías aéreas escala 1:50,000, así como la interpretación de imágenes de satélite escala 1:250, 000. Con esa información se elaboró un mapa geológico preliminar, para el cual se propuso una columna estratigráfica de los flujos de lava que integran la estructura principal del edificio volcánico.

2) Etapa de trabajo de campo.

En una primera fase de reconocimiento, se hizo un recorrido por la zona y se realizaron los primeros muestreos del lugar. Esta fase sirvió para conocer los problemas a resolver, sean estos geológicos o logísticos, y de acceso. En una segunda fase, se efectuó un trabajo más extensivo en cuanto a verificación y muestreos se refiere. Finalmente, se llevó a cabo una visita corta, para hacer la verificación y muestreos finales.

Los objetivos y actividades a desarrollar en cada sitio visitado dependieron, tanto de la existencia de un buen afloramiento, como de la naturaleza del mismo, tratando siempre de lograr una buena caracterización del punto verificado.

3) Etapa de procesamiento e interpretación de datos.

La parte inicial de esta etapa consistió en la organización y preparación de las muestras más representativas de las unidades de roca propuestas, que fueron posteriormente destinadas a los estudios analíticos correspondientes:

3a) Petrografía.

Se prepararon un total de treinta muestras para láminas delgadas utilizando los métodos convencionales. Las secciones delgadas fueron examinadas mediante el empleo de un microscopio polarizante binocular con cámara fotográfica integrada. Se identificaron los constituyentes minerales tanto primarios como secundarios, se determinaron las relaciones texturales, así como sus porcentajes por medio de un conteo de puntos semiautomático.

3b) Análisis Químicos.

Se procesaron y analizaron en el LUGIS (Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica) del Instituto de Geología de la UNAM veintidos muestras de roca (lavas) para determinar la proporción de elementos mayores que los caracteriza. Los elementos determinados fueron: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , PXH (pérdida por humedad) y PXC (pérdida por calcinación). Estos análisis fueron complementados, con análisis químicos previamente reportados para otras unidades estratigráficas (Carrasco-Núñez et al., 1997).

3c) Integración de Resultados.

Toda la información obtenida fue ordenada y analizada para finalmente proceder a generar las interpretaciones acerca de la construcción de eventos volcánicos y plasmarlos en la redacción de la presente tesis.

CAPITULO III. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

III.1. Provincia de la Sierra Madre Oriental

La Provincia de la Sierra Madre Oriental (SMO) confluye con la parte Oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), con una dirección general NNW-SSE. La SMO comprende una potente secuencia sedimentaria de edad Mesozoica, que fue afectada por un plegamiento y fallamiento de grandes dimensiones, como consecuencia de la Orogenia Laramide. Se encuentra interrumpida en su parte central por una cadena montañosa volcánica, cuyos extremos forman los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba a 70 km de la costa.

Cabe mencionar que, aunque en esta tesis no es el objetivo la descripción de las unidades sedimentarias, esta se describirán brevemente como marco de referencia. Las descripciones detalladas de las unidades sedimentarias que afloran en el área de estudio ha sido publicadas con anterioridad por Yáñez y García (1982), Viniegra-Osorio (1965), López-Ramos (1979), y López (1995).

Según Yáñez (1982), en términos generales se puede decir que estas rocas forman el basamento sedimentario que constituye a las rocas más antiguas que afloran en esta área de México (Centro-Oriental). Están conformadas, en su mayor parte, por rocas calcáreas de edad Cretácica, y una menor proporción, de rocas terrigenas de edad Jurásica (Figura III.1).

ERA	SISTEMA	PERIODO	EDAD (Ma)	CUENCA DE LIBRES ORIENTAL	
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	82	FORMACIÓN MÉNDEZ	
				FORMACIÓN SAN FELIPE	
				FORMACIÓN AGUA NUEVA	
		INFERIOR	110	FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR	FORMACIÓN ORIZABA
				FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR	
	JURÁSICO	SUPERIOR	135	FORMACIÓN PIMIENTA	
				FORMACIÓN TAMÁN	
				FORMACIÓN SANTIAGO	
				FORMACIÓN CAHUASAS	
		INF. MED.	166	FORMACIÓN HUAYACOCOTLA	
INF.	181	FORMACIÓN HUAYACOCOTLA			

Figura III.1. Estratigrafía del Mesozoico en la Cuenca Libres-Oriental

(modificada de Yáñez y García, 1982)

III.2. Estratigrafía Sedimentaria Regional

A continuación se describen de manera breve las características principales de las unidades sedimentarias mesozoicas que afloran en las cercanías del área de estudio.

Jurásico

Formación Huayacocotla.

Imlay 1948 (en López Ramos, 1979) designó con ese nombre a una sección de 300 m de espesor, compuesto por rocas arcillosas oscuras del Jurásico Inferior, que afloran en el Norte de Veracruz, Norte de Puebla y Este de Hidalgo. Esta formación contiene capas de arenisca, con conglomerados y potentes espesores de calizas con un espesor variable. Subyace discordantemente a la formación Cahuwasas y descansa también discordantemente sobre la formación Huizachal y, está cubierta en partes por rocas ígneas Terciarias efusivas y piroclásticas. La formación Huayacocotla representa la transición de depósitos continentales a marinos.

Formación Cahuwasas

La Formación Cahuwasas (Yañez y García 1982,) constituye una secuencia de hasta 100 m de espesor de areniscas, conglomerados y limolitas de color rojo. Está constituida por estratos potentes de arenisca , separados en algunas ocasiones por lechos delgados de lutitas rojas. Esta formación sobreyace discordantemente a sedimentos marinos del Jurásico Inferior y sobreyace discordantemente a la formación Huayacocotla. Aunque no existen evidencias paleontológicas, se le asignó una edad del Jurásico medio. En la formación Cahuwasas existieron fluctuaciones del nivel del mar, debido a la inestabilidad en el cambio que trajeron como consecuencia la depositación principalmente de areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados.

Formación Santiago

Cantú-Chapa (1969, en López-Ramos,1979) propuso ese nombre a una secuencia sedimentaria constituida por limolitas café grisáceo y gris que gradúan hacia la parte superior a lutitas calcáreas gris oscuro y negro. Esta formación Santiago sobreyace concordantemente a la Formación Tamán. Su edad asignada con base en amonitas, es Jurásico Superior. Durante el Jurásico Superior predominó un ambiente subacuoso iniciándose la depositación de lutitas y calizas, los cuales dieron origen a esta formación.

Formación Tamán

Esta formación fue propuesta por Heim (1926), y López Ramos (1979) para describir a una secuencia de calizas bien estratificadas de color negro, de grano fino, microcristalinas, intercaladas con lutitas negras. La Formación Tamán está representada por dos facies, una arcillosa y otra calcárea; la facies arcillosa tiene espesores variables como en las áreas de Cuetzalan y Zacapoaxtla y, la facies calcáreas, forman una faja continua que aparece al oriente del Río Apulco, esto es al Norte del área de estudio (Yáñez y García, 1982). La Formación Tamán subyace concordantemente a la Formación Pimienta y sobreyace concordantemente a la Formación Santiago. Por la relación estratigráfica se le asigna una edad correspondiente al Kimmeridgiano Temprano-Oxfordiano.

Formación Pimienta

El nombre de la Formación Pimienta fue propuesto por Heim ,1926.,(en López-Ramos 1979), para una secuencia de calizas con pedernal y lutita de color negro. Se ha reportado que esta formación aflora en las cercanías de Cuyoac, cerca del área de estudio, formando el núcleo de una estructura anticlinal (Yáñez y García,1982). Los sedimentos de la Formación Pimienta yacen indistintamente sobre las dos facies de la Formación Tamán y están cubiertos

por la Formación Tamaulipas Inferior. La posición cronoestratigráfica de la formación correspondiente es Titoniana.

Cretácico

Formación Tamaulipas Inferior

Esta formación fue propuesta por Belt (1925, en López-Ramos, 1979), para describir una secuencia de calizas de grano fino, de colores gris claro, gris pardusco y amarillo crema, con nódulos de pedernal y líneas estilolíticas paralelos a los planos de estratificación y microfósiles. La Formación aflora en la zona Nororiental del área de estudio, cubre gran extensión y están bien expuesta en las barrancas y cañadas labradas por el Río Apulco (Yáñez y García, 1982). La formación Tamaulipas Inferior sobreyace a las calizas y lutitas de la Formación Pimienta, y a su vez están cubiertas de manera concordante por los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior. Por su contenido fosilífero es de edad Berriasiano-Valanginiano.

Formación Tamaulipas Superior

Las rocas de la Formación Tamaulipas Superior Sellards (1931, en López Ramos, 1979) están representadas por calizas ligeramente arcillosas de color pardo claro, gris oscuro y gris. En las cercanías del área de estudio afloran al Sur de Cuyoaco y en las márgenes del Río Apulco. La formación está constituida por calizas criptocristalinas en capas de espesor medio a grueso de color crema claro y gris oscuro con lentes y nódulos de pedernal gris, así como líneas estilolíticas bien desarrolladas, paralelos a los planos de estratificación. Esta formación es correlacionable con las formaciones de tipo arrecifal de la plataforma San Luis-Valles y hacia el área de estudio, cambia de facie arrecifal hasta llegar a la Formación Orizaba; por la microfauna que contiene, se le asigna una edad Albiano-Cenomaniano.

Formación Orizaba

Definida en la región de Orizaba por Viniegra-Osorio, (1965) esta formación está constituida por un grupo potente de calizas de estratificación delgada y gruesa, siendo más frecuentes los estratos gruesos en la parte inferior los que están comúnmente dolomitizados. Hacia la parte media y superior de la formación, la estratificación es más delgada con abundantes microfósiles, principalmente Paquiodontos. Afloran al Sureste de Perote, formando parte de la Sierra de Tenextepec y al pie Suroriental de la Derrumbadas, en las cercanías del área de estudio. De acuerdo a su microfauna la Formación Orizaba se le asigna una edad Albiano-Cenomaniano, (Viniegra-Osorio,1965).

Formación Agua Nueva

Este nombre fue asignado por Stephenson (1921, en López Ramos, 1979), a una sección de calizas con pedernal, intercaladas con lutitas negras carbonosas. Se ha reportado que esta formación aflora en la parte norte del área de estudio en los cerros San Martín y Tenextepec y en el cañón del Río Apulco. Esta formación se encuentra concordante tanto con la Formación Tamaulipas Superior que la subyace, como con la formación San Felipe que la cubre, por la fauna que presenta, se establece que es de edad Cenomiano-Turoniano.

Formación San Felipe

Fue descrita por Jeffreys (1910, en López-Ramos, 1979), como un cuerpo de calizas de grano fino a medio con intercalaciones de lutita gris olivo y bentonitas verde esmeralda. Aflora frente a la laguna Alchichilca, al sureste del área de estudio. La formación está constituida por calizas arcillosas verdes y gris verdosa que, por intemperismo, adquieren una coloración parda clara y crema. Presenta textura fina de mudstone a wakestone, con una coloración verdosa debida a la presencia de bentonita. Los sedimentos de la Formación San

Felipe, cubren en forma concordante a las rocas de la formación Agua Nueva y están a su vez cubierto, por lavas andesíticas de la Formación Grupo Cuyuaco y a flujos de la Ignimbrita Xaltipan, en los límites del área de estudio (Ver capítulo de estratigrafía).

Formación Méndez

Con ese nombre Jeffrey (1910, en López-Ramos, 1979) describió a una secuencia de margas poco estratificadas, de color gris verdusco que cambia a amarillo, con intercalaciones pequeñas de arenisca. La Formación Méndez puede tener espesores que varían aproximadamente de 250 hasta 500 m. Esta formación descansa sobre la Formación San Felipe se la asigna una edad del Turoniano. Aflora en el cañón del Río Apulco.

III.3. Provincia de la Faja Volcánica Transmexicana

La Provincia geológica denominada como (FVTM) Faja Volcánica Transmexicana es probablemente la región de nuestro país que mayor estudios ha merecido en lo concerniente a investigaciones geológicas y geofísicas. No obstante el relativamente alto volumen de publicaciones acerca de su composición estructural, petrología, geoquímica, geofísica y medio ambiental, es aún difícil asegurar que se encuentra adecuadamente comprendida y descrita. Cada año aparecen nuevos trabajos científicos que aportan nuevos datos e información que permite tener una mejor comprensión global acerca de su origen. Es entonces, sin duda, el estudio de la (FVTM) es uno de los retos más apasionantes para las ciencias de la tierra en nuestro país.

La (FVTM) Faja Volcánica Transmexicana, se define como una provincia geológica constituida por una gran diversidad de estructuras volcánicas, que se extienden desde las costas del Pacífico, en los estados de Nayarit y Jalisco, hasta las costas del Golfo de México, en el estado de Veracruz. La FVTM tiene una orientación preferencial E-W y una longitud aproximada de 1000 km y un ancho irregular que varía entre los 20 y 200 km. Las rocas derivadas de su actividad se restringen a los paralelos 19° y 21° de latitud Norte. (Fig. III.2). La provincia forma un ángulo cercano a los 20° con respecto a la trinchera mesoamericana, la cual ha dado lugar a definir de mejor manera a esta provincia como FVTM, pues tiene claramente una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas de México, con orientaciones generales preferentemente NW-SE.

La característica más importante de esta provincia es que se encuentra geológicamente activa, siendo la región en donde se han documentado la existencia de más erupciones volcánicas ocurridas en tiempos históricos, además de estar sujeta a intensos movimientos tectónicos y afallamiento activo.

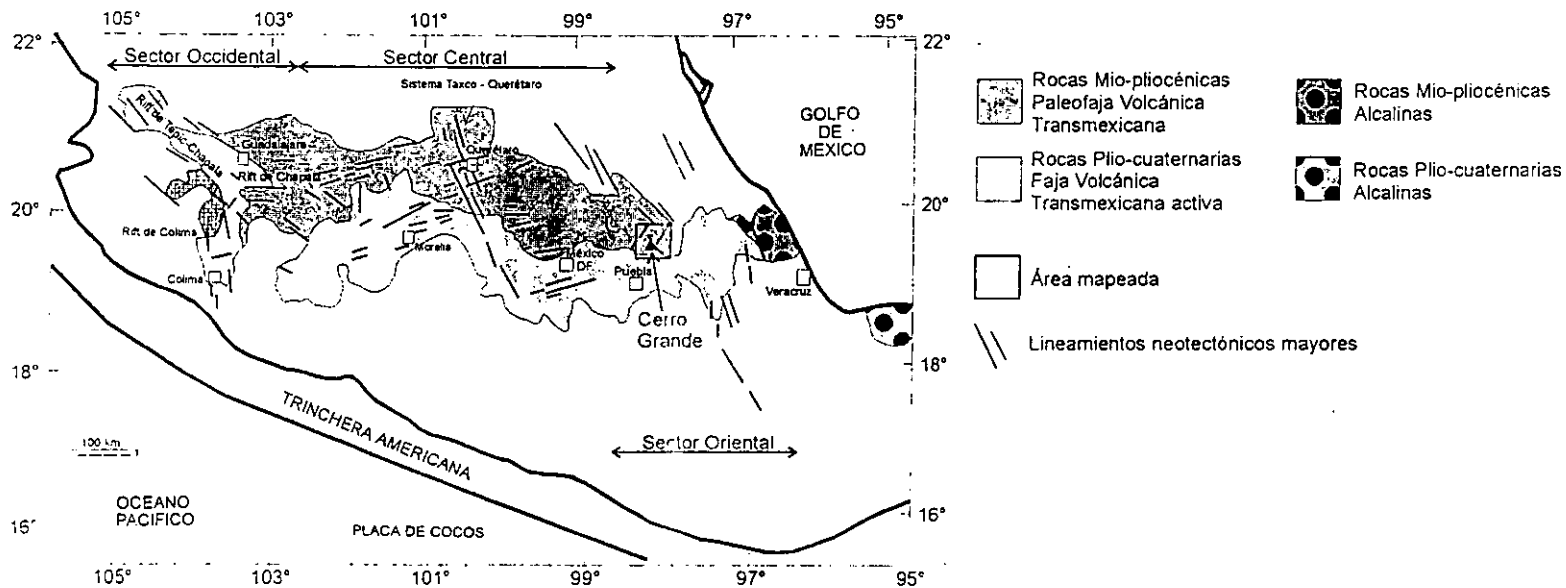


Fig. III.2. La Faja Volcánica Transmexicana
(Modificado de Aguirre-Díaz., 1997)

El origen de la FVTM ha sido uno de los temas más estudiados en los últimos años; habiéndose formulado diversos modelos e hipótesis a cerca de su origen. El primer investigador que propuso una explicación científica para la alineación de los grandes Volcanes de la FVTM, fue el Barón Von Humbolt (en, 1808), quien propuso que era el producto de una zona de debilidad cortical que atravesaba el continente. Esta hipótesis, con algunas variantes, fue manejada también por diversos autores en épocas más recientes (Gastil y Jenksy, 1973; De Cserna, 1958 ; Mooser y Maldonado, 1961; Mooser, 1972).

Por otro lado, Mooser (1972) infiere que la FVTM es una zona de debilidad reabierta desde el Terciario, derivando lavas apartir de la zona de subducción (Placa de Cocos) a lo largo de la trinchera Meso-Americana. Mientras Luhr et al., (1985) propone una estructura activa de Rif-Ting ó apertura, al Oeste de la FVTM. Robin (1979, en Verma 1987) sugieren estructuras de tensión (Graben) en la actual planicie costera del Golfo de México. En la actualidad está prácticamente aceptado que la FVTM es el producto de la subducción de la placa de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana (Mooser, 1972; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978, 1981; Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1993). La falta de paralelismo del arco magmático con respecto a la trinchera se debe, aparentemente, a la variación en la geometría del proceso de subducción (Urrutia y Böhnel, 1987; Nixon, 1982).

Desde el punto de vista químico, el magmatismo dominante de la FVTM se considera como de tipo calci-alcalino (Verma, 1987; Negendank et al., 1985; Cantagrel y Robin, 1979), abarcando todo el espectro petrológico desde basaltos hasta riolitas, siendo particularmente abundantes las rocas intermedias de tipo andesítico y dacítico. Sin embargo es común encontrar rocas pertenecientes a la suite alcalina, en especial en los límites Oriental y Occidente de la provincia (Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987; Negendank et al., 1985; Cantagrel y Robin, 1979; Luhr et al., 1985). La relación entre estas dos modalidades petrogenéticas tan dispares es aún motivo de investigación. Es probable, sin embargo, que ambas estén relacionadas estrechamente con el proceso de subducción a lo largo de la margen pacífica (Negendank et al., 1985).

En términos estructurales, la FVTM no puede ser vista en toda su extensión como una entidad uniforme. Estudios detallados de los mecanismos y estilos de deformación han permitido dividir a la FVTM en distintos sectores (Demant, 1978; Pascuaré et al., 1986, 1988). Las diferencias en las características estructurales de cada sector han sido atribuidas, en gran medida, a la naturaleza de las rocas que conforman el basamento de la provincia. Aparentemente, entorno a la FVTM subyacen zonas limítrofes entre terrenos tecto-estratigráficos antiguos que han sufrido reactivaciones episódicas (Gastil y Jensky, 1973; Ortega-Gutierrez et al., 94; Johnson y Harrison, 1989). Por otra parte, Nixon (1982) destaca la posibilidad de encontrar cierta relación entre la segmentación de la placa de Cocos debajo de la Norteamericana, y la alineación de conos y estructuras mayores; sin embargo, reconoce que la diversidad estructural de la provincia puede deberse a la complejidad del basamento.

Algunos investigadores han propuesto que el espesor de la corteza por debajo de la FVTM se incrementa desde el Océano Pacífico hacia el interior del continente, alcanzando un espesor máximo de 47 km debajo del sector Centro-Oriental de la provincia (Urrutia-Fucugauchi, 1996). Sin embargo, se sabe muy poco acerca de la naturaleza del basamento que subyace a la FVTM. Mahood y Halliday (1989) sugieren la inexistencia de corteza continental antigua debajo de la porción Occidental de la FVTM, evidenciando que el basamento puede estar constituido por los complejos volcánicos, Mesozoicos de arcos de isla, pertenecientes al Terreno Guerrero y al Complejo Tierra Caliente. Por otra parte, son sumamente escasas las evidencias de xenolitos en rocas volcánicas de la FVTM que pudieran dar la pauta acerca de la naturaleza del basamento.

La deformación tectónica de la FVTM está dominada por fallamientos extensionales, transtensionales y transcurrentes, muchos de estos últimos de componente extensional (Jonson y Harrison, 1989). La FVTM es comúnmente dividida en tres sectores principales con base en la dirección de los fracturamientos corticales mayores (Pascuaré et al; 1986). El Sector Occidental está comprendido entre las costas del Océano Pacífico y el lago de Chapala; el Sector Central se ubica entre el lago de Chapala y el lineamiento estructural Taxco-San Miguel de Allende (TSM); y el Sector Oriental se localiza entre el lineamiento

TSM y el Golfo de México o hasta la sierra volcánica formada por el Cofre de Perote y Pico de Orizaba. Es evidente que los patrones de la deformación son mucho más evidentes y están mejor organizadas en los sectores Occidental y Central de la FVTM. Hacia el sector Oriental en cambio, las estructuras se encuentran relativamente disimuladas por la erosión y el vulcanismo reciente Figura (III.2). A continuación se describen las principales características de cada uno de los tres sectores que conforman la FVTM.

En el Sector Occidental, el elemento estructural más importante es la junta triple de Guadalajara, descrito por Luhr et al, (1985) mismo que está formado por los grabens de Tepic, Chápala y Colima. En esta zona se ha propuesto que el bloque Jalisco está siendo separado de la placa Norteamericana por medio de una manera similar a la que provocó el desprendimiento de Baja California del continente. No obstante, estudios más recientes han evidenciado que el movimiento entre el Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental ha sido mucho más complejo, incluyendo movimientos laterales izquierdos entre 14.5 y 11.5 Ma y laterales derechos (Ferrari, 1994 b) acompañados de vulcanismo alcalino en una zona de transtensión.

El Sector Central está caracterizado por dos direcciones principales de fallamiento: un sistema de grábenes con orientación general ENE-WSE, conocido como el sistema Chapala-Cuitzeo-Acambay, con actividad histórica (Suter et al., 1991) y un sistema NNW-SSE, denominado como el sistema Taxco-San Miguel de Allende (o zona de fractura de Querétaro) que atraviesa la parte central de México Demant (1978; Johnson y Harrison, 1989). Este último sistema de fallas ha sido considerado como la continuación en el centro de México de una importante fase extensional que se ha asociado a la formación de la provincia " Basin and Range" que afectó el norte de México (Pascuaré et al., 1988). sin embargo, consideran que este fallamiento debe considerarse como un efecto de la tectónica ligada a la subducción; es decir, un proceso claramente distinto al que dió origen al Basin and Range.

En el Sector Oriental, las rocas volcánicas se encuentran comúnmente descansando sobre rocas sedimentarias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental, que han sido plegadas y afalladas por efectos de la orogenia Laramide. Los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental siguen un patrón preferencial con dirección NW-SE. Únicamente se han considerado algunas estructuras aisladas de orientación general N-S, paralelo a la orientación de las sierras volcánicas mayores, y así como un sistema ortogonal NW-SE y NE-SW que afectaron a rocas particularmente de edad Miocénica (Carrasco-Núñez et al., 1997).

Hacia la porción Norte, y en el límite Oriental del sector, una serie de lineamientos con dirección preferencial NNW-SSE se encuentran afectando a rocas volcánicas de edad Miocénica. Este sistema de fallamiento aparentemente extensional, sólo afecta a las rocas volcánicas más antiguas del Sector Oriental y evidentemente al basamento sedimentario (Pasquaré et al., 1986; Negendank et al., 1985). Una de las principales características del Sector Oriental es la alineación de los grandes estratovolcanes en una dirección Norte-Sur, tal es el caso de la Sierra Nevada Cofre-Pico de Orizaba (Negendank et al., 1985).

Cantagrel y Robin (1979) propusieron una tectónica distensiva tipo graben con dirección N-S para explicar el alineamiento de los grandes estratovolcanes. Más tarde Hoskuldsson y Robin (1993) sugirieron la existencia de una gran falla transforme sinistral debajo del sistema Cofre-Pico como una zona de debilidad cortical. Sin embargo, no existen evidencias claras que señalen fallamientos distensivos o transformes en una dirección N-S en el sector Oriental (Negendank et al., 1985). Otros autores han sugerido que el alineamiento de los grandes estratovolcanes está influenciado por la intersección de los dos fallamientos principales que se registran en el área: NW-SE y NE-SW (Siebe et al., 1993 y Negendank; 1985).

Algunos de los autores coinciden en que la actividad de la FVTM, se inició en el Mioceno y ha continuado hasta el Reciente (Ferrari et al., 1994 a). En esta actividad se han reconocido dos ciclos principales: uno Miocénico y otro Pliocuaternario. Sin embargo, en lo que respecta a la edad del inicio del vulcanismo de la FVTM, existen opiniones muy diversas,

por ejemplo, Demant (1981) restringe la edad del vulcanismo de la FVTM como exclusivamente Pliocuaternaria y limita su extensión Oriental hasta la Sierra Volcánica del Cofre de Perote-Pico de Orizaba. Reconoce que las rocas Oligo-Miocénicas que afloran en la región constituyen el basamento volcánico de la FVTM, consierándolas como una extensión meridional de la provincia volcánica de la Sierra Madre Oriental (SMO).

Varios trabajos han reconocido la existencia de rocas Mio-pliocénicas a lo largo de toda la provincia como rocas pertenecientes el mismo ciclo volcánico, que da lugar a la FVTM (Mooser, 1972; Negendank et al., 1985; Nixon et al., 1987). Sin embargo, existen ciertas diferencias en las relaciones espaciales de estas rocas antiguas con el vulcanismo Pliocuaternario. Mientras que en la porción Occidental de la FVTM las rocas Mio-pliocénicas subyacen al vulcanismo Cuaternario, en los sectores Central y Oriental de la faja, las rocas Mio-pliocénicas se localizan hacia la porción Norte. Esto podría evidenciar que mientras el magmatismo del Occidente se ha mantenido, en general, a grandes rasgos estable desde el Mioceno Tardío, en los Sectores Central y Oriental ha experimentado una migración del Norte al Sur (Nixon et al. 1987).

Pocos han sido los estudios específicos acerca de los centros volcánicos que iniciaron la FVTM, y es clara la necesidad de establecer investigaciones volcánicas de las secuencias volcánicas antiguas. Entre algunas de las estructuras volcánicas descritas en la literatura que arrojan edades del Mioceno tardío son : el volcán Zamorano con rocas de 10 Ma. (Carrasco-Núñez et al; 1997) y el volcán la Joya con una edad probable de 11 Ma. (Aguirre-Díaz, 1997), todos ellos localizados en el estado de Querétaro.

Hacia la porción Oriental de la FVTM, los estudios sobre las rocas volcánicas antiguas son aún más escasos (fig.III.3). Algunas referencias acerca de rocas Miocénicas se limitan a su descripción en informes técnicos de la CFE (Yañez y García, 1982) y a un estudio regional del campo geotérmico de los Humeros (López 1995), que comprende también al Volcán Cerro Grande, destacandose como una estructura volcánica que dominara el paisaje

EPOCA	M.a.	Yáñez y García, (1982) CUENCA ORIENTAL	CUENCA ORIENTAL	SIERRA COFRE DE PEROTE CITLALTEPETL
HOLOCENO	0.01			
PLEISTOCENO	0.054-0.01	LAMAS NY LIMON	COMPLEJO ATZONTLA 8 C/1. SERRAN COMPLEJO ALDOLFO MAY DE TRECULAR CONOS Y MAÑES BL. BICO CERRO MALINS MAÑES Y CONOS C. DORRUMBADAS CONOS E C. DORRUMBADAS	
	0.02	CERRO DORRUMBADAS	CONOS W. C. DORRUMBADAS CONO E. C. PICO C. DORRUMBADAS CERRO PINTO	
	1.6	17 (1.6) LAMA E PEROTE		
PLIOCENO	5.3			
MIOCENO	23.7			
OLIGOCENO		31.0-4.3.7 SIENTA E CERRO PINTO		

Fig. III.3. Síntesis estratigráfica de los complejos volcánicos de la Cuenca Oriental-Sierra Cofre-Pico. (Modificada de Negendank et al., 1995)

Tabla estratigráfica simplificada de (Negendank, 1985) Cuenca oriental-Sierra Cofre-pico

Centro-Oriente de México en el Mioceno Superior y en particular, de la evolución temprana de esta provincia de la FVTM.

El motivo por el cual el arco magmático cambia de orientación de NW-SE a prácticamente E-W puede deberse a un reordenamiento tectónico de las placas oceánicas pacíficas en tiempos miocénicos, a la geometría de la subducción, y al desarrollo paulatino de la trinchera mesoamericana por el desplazamiento del bloque de Chortis hacia su actual posición en Centro América (Ferrari et al., 1999). El emplazamiento de rocas volcánicas calcalcalinas de composición intermedia a básica, con orientación general E-W, en el Mioceno Superior marcarían la transición del arco volcánico ignimbrítico que conformó la Sierra Madre Occidental al arco volcánico Mio-cuaternario de la FVTM, aparentemente, el vulcanismo en esta fase temprana estuvo ampliamente influenciado por un fallamiento extensional (Ferrari et al 1994 ; Cebull y Shurbet 1987). Aunque los magmas asociados a esta etapa fisural son poco diferenciados , es evidente que también existieron centros volcánicos que generaron rocas más evolucionadas como es el caso de los volcanes Zamorano, la Joya y, por supuesto, el Cerro Grande.

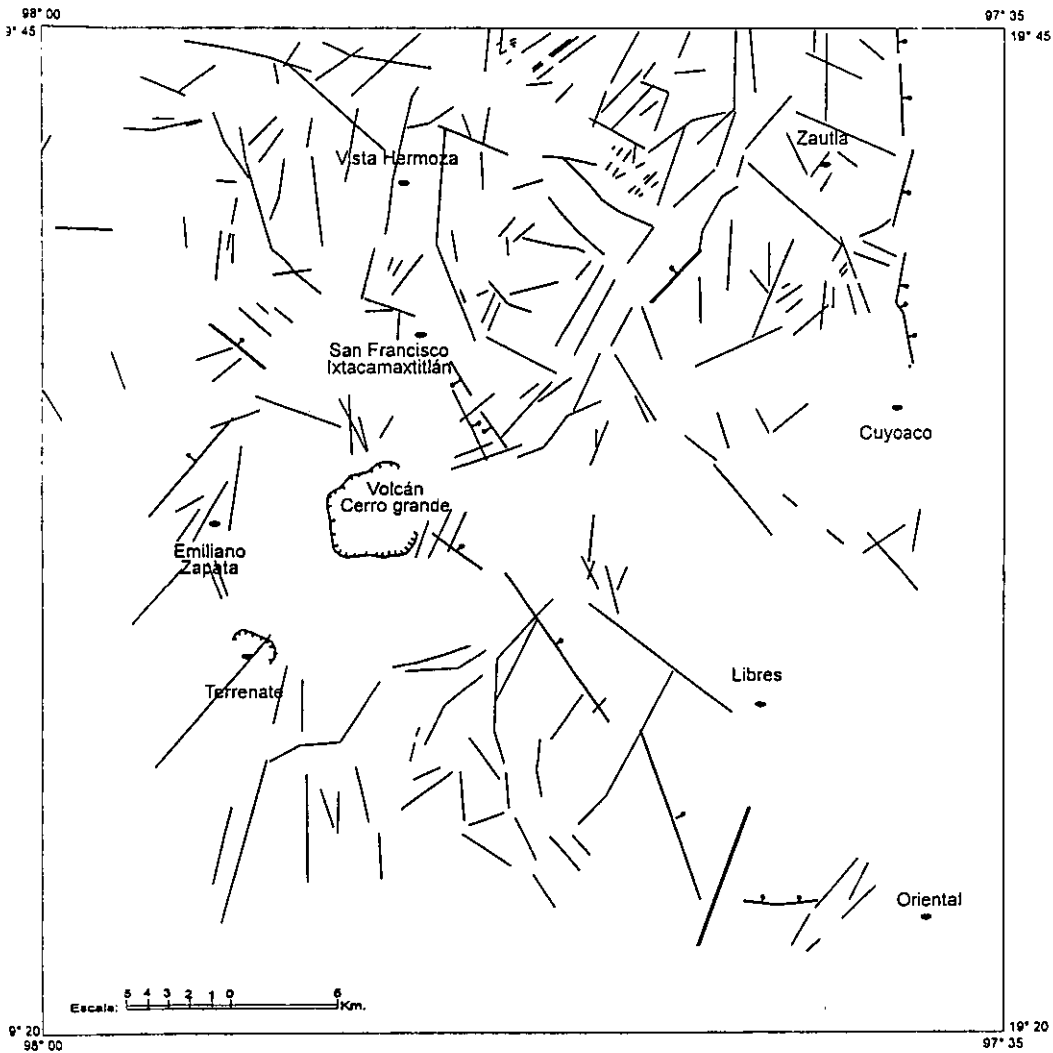
Al parecer, puede confirmarse que el emplazamiento de rocas volcánicas ocurrió de manera sincrónica a lo largo de toda la provincia desde el Mioceno tardío, y es probable que, desde entonces, el frente activo haya migrado paulatinamente a lo largo del paralelo 19° N, dónde se ubican actualmente los grandes estratovolcanes activos. Atendiendo a la compilación de datos de fechamientos hechos por Ferrari et al., (1994a) que el inicio del vulcanismo Miocénico en la porción Centro Nororiental es más apropiado situarlo entre los 11.5 Ma.

III.4. El Volcán Cerro Grande en el contexto geológico regional.

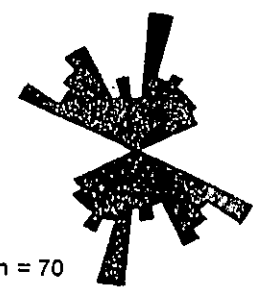
Es importante destacar el hecho de que al localizarse el área de estudio en la intersección de dos provincias geológicas; la faja de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental y la FVTM, la zona presente características heredadas de ambas provincias. Esto significa que algunas de las estructuras antiguas que afectaron de manera intensa a las rocas sedimentarias de la Sierra Madre Oriental, por efecto de la Orogenia Laramide, debieron ser utilizadas tanto para facilitar el emplazamiento de magmas a la superficie, como para afectar de manera posterior a rocas a través del reactivamiento de estructuras antiguas. Los pliegues y cabalgaduras de la SMO siguen un patrón preferencial con dirección NW-SE, y son disectadas por fallas laterales de orientación N40°E a N70°E, mismas que pudieron servir como desbordes de la SMO (Garduño et al., 1985), lo cual es un modelo que aún no ha sido demostrado en forma apropiada.

Un análisis estructural del área revela dos patrones de fracturamiento principales que siguen las orientaciones NNE-SSW y NW-SE (Carrasco-Núñez et al., 1995); ambos sistemas se intersectan coincidentemente en donde se ubica el centro del cráter del volcán Cerro Grande (Fig.III.4) sugiriendo que la formación del cono volcánico que fue alimentado por un sistema magmático que se concentró en una zona restringida, estuvo seguramente controlado por la tectónica regional.

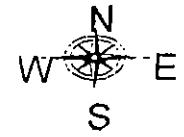
La presencia de fallas laterales (N40°E-N70°E), que cortan a la faja de pliegues y cabalgaduras, junto con las fallas N-S, que caracterizan a la porción Oriental de la FVTM, se consideran como antiguos elementos tectónicos mesozoicos, que fueron reactivados de acuerdo a la trayectoria de fuerzas actuantes posteriores, sirviendo para el emplazamiento y posterior deformación de las unidades volcánicas de la región tal y como lo propone Carrasco-Núñez en 1995.).



n = 80
Roseta de fracturas obtenidas a partir de imágenes de satélite



n = 70
Roseta de fracturas obtenidas a partir de fotografías aéreas



SIMBOLOGIA

- Fractura
- Falla Normal
- Cráter Volcánico
- Poblado

Fig. III.4. Rasgos estructurales y principales lineamientos de la región de estudio. Modificado de Carrasco-Núñez et al., (1995)

CAPITULO IV. ESTRATIGRAFIA DEL VOLCAN CERRO GRANDE.

La estratigrafía del área de estudio está basado esencialmente en el mapa geológico del sector meridional del Volcán Cerro Grande, elaborado por Carrasco-Núñez et al. (1995).

La descripción de las unidades volcánicas que afloran en el área que circundan al Volcán Cerro Grande, se presentan a continuación como suplemento de este trabajo de tesis. Cabe mencionar que el objetivo principal de esta tesis se concentran en la descripción de los productos volcánicos lávicos que contribuyeron a la edificación del Volcán Cerro Grande. La distinción de las diferentes unidades de roca lávica, proporciona elementos importantes para conocer mejor la estructura del volcán, y está basada en criterios morfológicos, estratigráficos, petrográficos y geoquímicos. La nomenclatura de las formaciones de roca fue conservada para evitar confusión en sus descripciones de tal manera que aunque la Formación Andesitas y Brechas Cruz de León propuesta por Carrasco-Núñez et al. (1997), fue dividida en varias unidades en este trabajo su nombre fue conservado.

MESOZOICO

IV.1. Secuencias Sedimentarias Mesozoicas

Esta unidad fue informalmente denominada como Secuencias Sedimentarias Mesozoicas por Carrasco-Núñez et al., (1997) y forma el basamento del área de estudio. La secuencia litológica está conformada en su mayor parte por rocas calcáreas de edad Cretácica, y una menor proporción de rocas terrígenas de edad Jurásica. Según Yáñez y García (1982) las rocas más antiguas que afloran en esta región están conformados por conglomerados y areniscas Jurásicas de origen continental que cambian de manera transicional a calizas y lutitas de ambientes marinos. Sobreyaciendo a esta secuencia Jurásica es posible observar potentes espesores de rocas carbonatadas de edad Cretácica. En esté

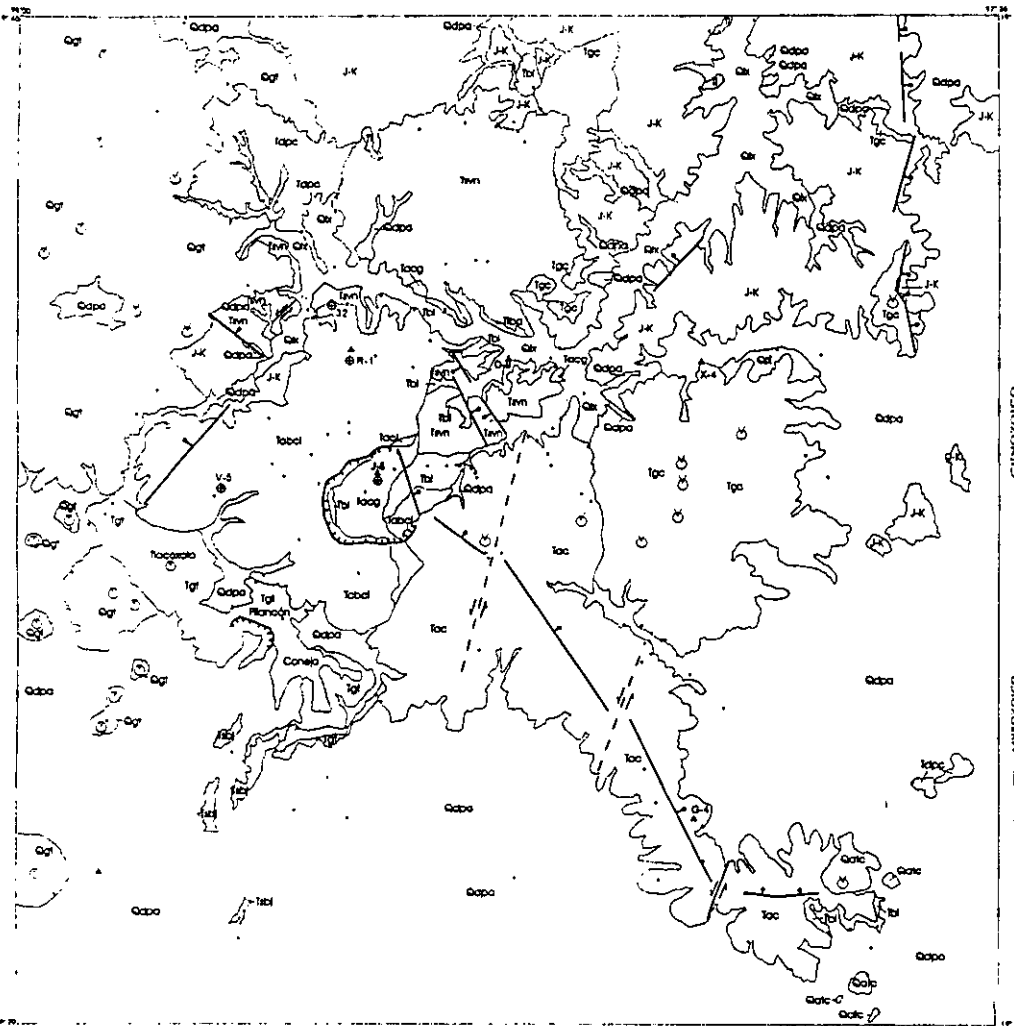
estudio las rocas pertenecientes a esta unidad afloran principalmente hacia la porción Noreste formando los flancos del Río Apulco, y hacia el Noroeste del cráter del Volcán Cerro Grande formando una pequeña ventana (Figura IV.1). Hacia la zona Noreste es común encontrar afloramientos de calizas gris clara a blanca, de estratificación media, con abundantes nódulos de pedernal y bandas de pedernal negro y gris, subyaciendo a las rocas volcánicas Miocénicas.

TERCIARIO

IV.2. Intrusivos Terciarios

Con este nombre se designó a una serie de cuerpos magmáticos intrusivos que afloran hacia la parte Norte y Noreste del Volcán Cerro Grande, Fig.(IV.1). Estas rocas se encuentran afectando únicamente a rocas sedimentarias mesozoicas intensamente deformados, pero no en rocas más recientes. La composición de estas rocas es bastante variable, lo que podría evidenciar distintos periodos de intrusión magmática. Hacia el Norte del área de estudio, Carrasco-Núñez et al. (1997) reportan dos cuerpos intrusivos de composición tonalítica con hornblenda y biotita, y dioritas con hornblenda, así como un cuerpo intrusivo de composición diabásica, con augita e hiperstena.

Yáñez (1982), reporta la presencia de rocas graníticas en zonas aledañas al Volcán Cerro Grande con edades que oscilan entre los 14.5 y 31 Ma, las cuales podrían ser contemporáneas con las rocas antes descritas.



LEYENDA
COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA REGION DE ESTUDIO
VOLCANISMO POST-CERRO GRANDE

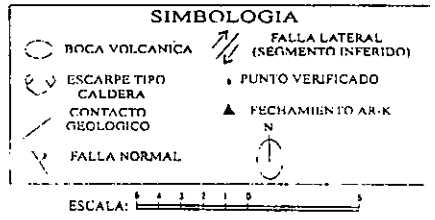
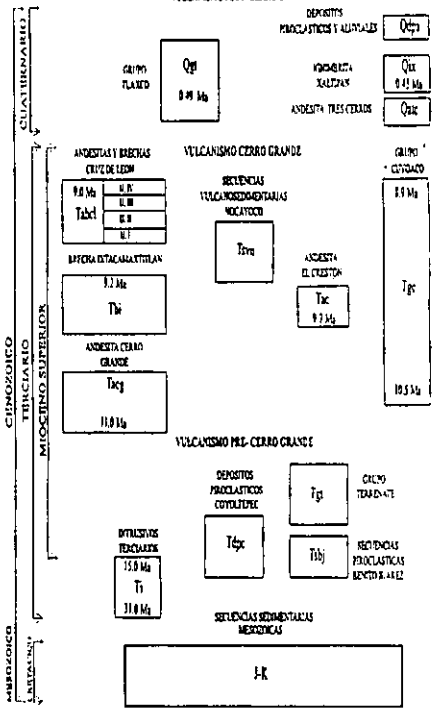


FIG. IV. 1 Mapa geológico del Volcán Cerro Grande y Areas Circundantes
Modificado de (Carrasco-Núñez et al. 1997)

IV.2. Estratigrafía Volcánica Cenozoica

Las rocas volcánicas que afloran en la región de estudio fueron emplazadas a partir de distintos centros volcánicos en dos periodos de tiempo el primero durante el Mioceno Superior y el segundo en el Pleistoceno, existiendo un largo hiatus de tranquilidad volcánica durante el Plioceno.

La mayoría de las rocas volcánicas que afloran en el área de estudio fueron emplazadas durante un intenso periodo volcánico del Mioceno Superior. Un volumen importante de rocas Miocénicas fueron emplazadas a partir de fisuras de la corteza que, según parece, tuvieron un control estructural bien definido con orientación preferencial NNW-SSE. Por otra parte, la estructura volcánica más destacada, es el Volcán Cerro Grande, el cual tuvo al menos tres periodos eruptivos distintos que aparentemente se emplazaron a partir de un sistema central (Carrasco Nuñez et al., 1997) sin embargo, es posible que también haya existido un importante periodo de construcción dómica, hacia la periferia del volcán principal, que actualmente se encuentra sumamente erosionado o destruido. Además es importante destacar la presencia de secuencias litológicas de origen lacustre y fluvial interestratificados con las secuencias volcánicas miocénicas, la presencia de estas rocas sedimentarias evidencian la estrecha relación entre los procesos volcánicos y la sedimentación en cuencas continentales y, de alguna, forma dan la pauta para reconstruir la paleogeografía de esta porción del país.

A partir del Pleistoceno, el vulcanismo se localizó únicamente en zonas periféricas al Volcán Cerro Grande, las rocas emplazadas durante este periodo tiene un carácter monogenético, formando estructuras dómicas de composición dacítica y conos cineríticos basálticos. También durante el Pleistoceno la actividad explosiva de la caldera de los Humeros, localizado a escasos 40 km al NE del Volcán Cerro Grande, tuvo una importante influencia en la geología del área, rellenando con sus productos las depresiones topográficas que se encontraban con un aspecto muy similar al de la actualidad.

MIOCENO

Para ayudar a la comprensión estratigráfica, las rocas emplazadas durante este periodo geológico han sido divididos en términos de la evolución del Volcán Cerro Grande como: Vulcanismo Pre-Cerro Grande, Vulcanismo Cerro Grande y Vulcanismo Post-Cerro Grande, como lo propone Carrasco-Núñez et al. (1997) (Fig. IV.2).

IV.3.1. Vulcanismo Pre Cerro Grande

Debe mencionarse que el mapa geológico detallado del Volcán Cerro grande (Fig.IV.3) el vulcanismo Pre Cerro Grande es agrupado en una sola unidad para fines prácticos y es denominado como V-Pre-CG.

Secuencias Piroclásticas Benito Juárez

Están constituido por una potente secuencia estratificada, parcialmente silicificada, de depósitos piroclásticos y lacustres que afloran en la porción Sur del área de estudio. La secuencia presenta estratos arenosos y conglomeráticos con fragmentos de pómez blanca, con cristales de plagioclasa y ferromagnesianos, y líticos de naturaleza volcánica. La edad absoluta se desconoce, pero las relaciones estratigráficas sugieren que se encuentran subyaciendo a las lavas más antiguas del Grupo Terrenate (Mioceno Superior), que a su vez se encuentra subyaciendo a rocas de la formación Andesita el Crestón que tiene una edad de 9.7 Ma (Carrasco-Núñez et al.,1997).

LEYENDA

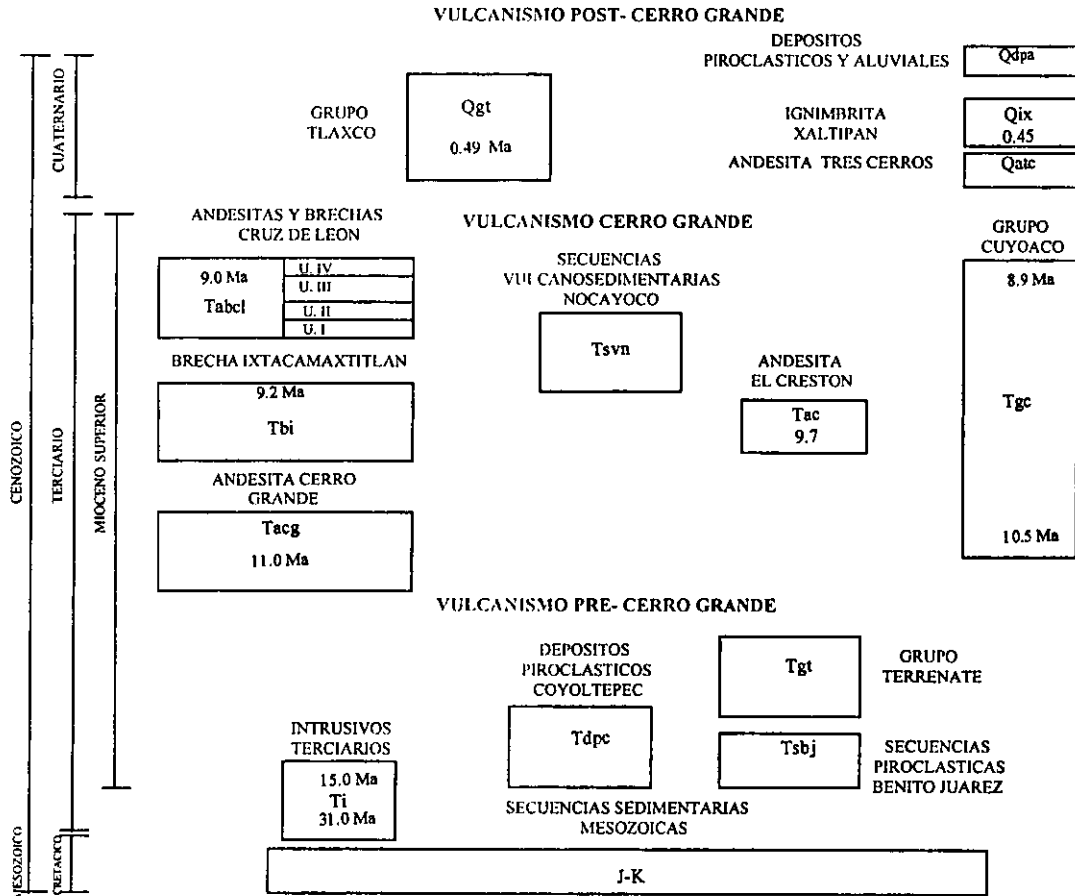


FIG. IV.2. COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA REGION DE ESTUDIO
(Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1997)

Grupo Terrenate

La unidad está compuesta por tres centros eruptivos localizados en la parte Suroeste de la región: Cerro Conejo, Pilancón y Tlaxcoxolo, (Fig.IV.1). El grupo está dividido en dos miembros: el inferior y superior. El inferior está conformado por una secuencia alternante de lavas andesítico-basáltico y brechas lávicas asociadas; el miembro superior está compuesto por derrames lávicos andesíticos masivos. A pesar de esa división, en este trabajo se presentan como una sola formación. Además, se presentan etapas de vulcanismo explosivo de distribución restringida (Volcán Tlaxcoxolo) y etapas de colapso del edificio volcánico (Volcán Pilancón).

Los volcanes mencionados y los productos derivados de su actividad, ocupan una superficie aproximada de 42 km² con espesores son muy variables, Carrasco-Núñez et al. (1997) estiman que esta formación tiene un volumen mínimo de 12.6 Km³.

La edad absoluta de estas rocas es desconocida, sin embargo las lavas del Grupo Terrenate subyacen directamente a las lavas de la unidad denominada Andesita el Crestón fechado en 9.7 Ma.

Depósitos Piroclásticos Coyoltepec

Con este nombre se denomina a una secuencia piroclástica, cuya fuente es desconocida, que aflora hacia las zonas Noroeste del Volcán Cerro Grande. La unidad está constituida por dos miembros: el inferior lo constituye una secuencia de "surges" y flujos piroclásticos estratificados de composición dacítica; el superior consiste de tobas líticas soldadas de aspecto brechoide que contienen fragmentos de pómez, líticos andesíticos, calizas y lutitas.

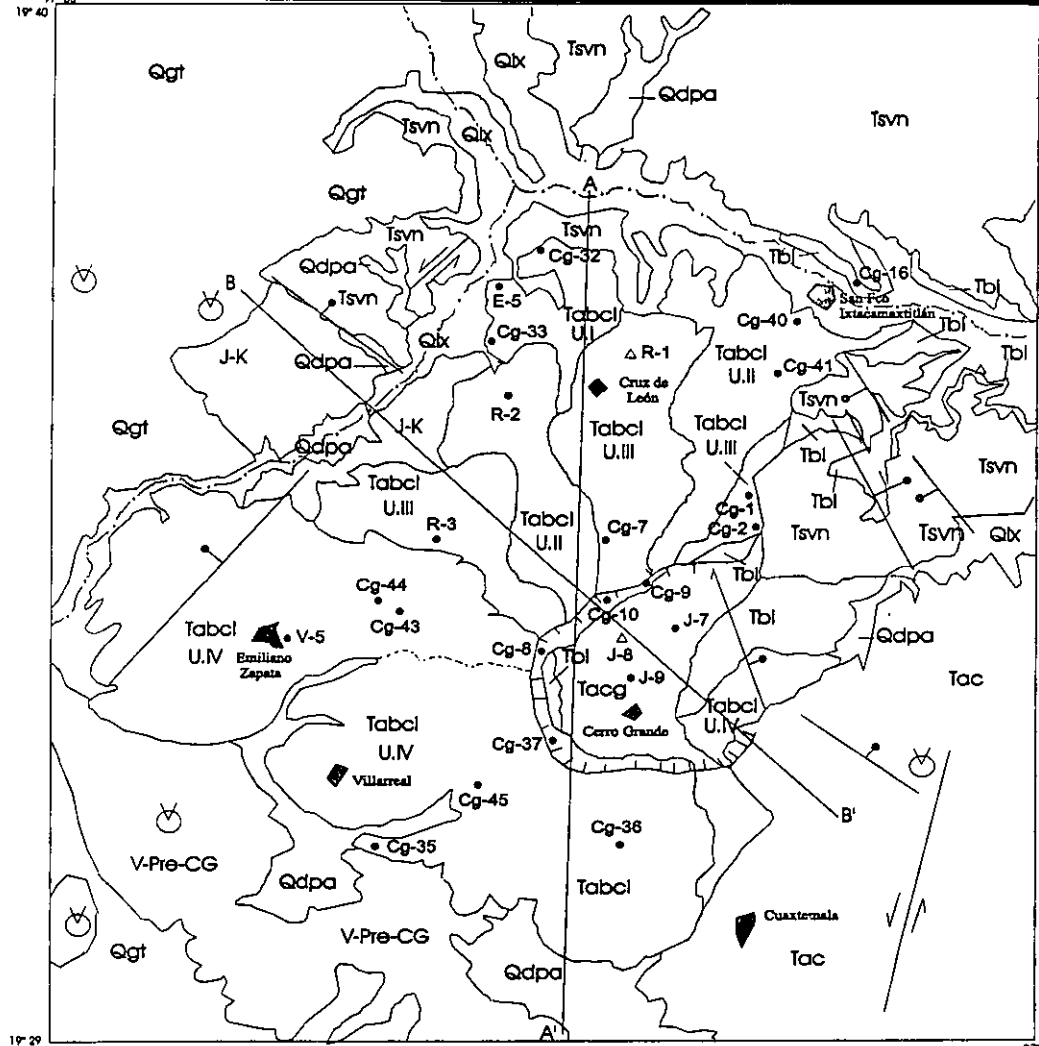
Las rocas pertenecientes a esta unidad ocupan una superficie aproximada de 17 km². El espesor mínimo de ambos miembros alcanza cerca de 80 m por consiguiente, el volumen estimado es cercano a 1.4 km³.

Se desconoce la edad absoluta de estas rocas, pero se cree que son las más antiguas, puesto que se encuentran subyaciendo directamente a sedimentos y depósitos volcánicos Nocayoco, que a su vez subyacen a las lavas de la Andesita Cruz de León (9.0 Ma). Aunque la fuente de aporte es desconocida, sin embargo, las características del depósito y su composición hacen suponer que su origen es debido a erupciones explosivas asociadas a la destrucción de domos dacíticos.

IV.3.2. Vulcanismo Cerro Grande

Es importante resaltar en este trabajo que la construcción del Volcán Cerro Grande estuvo dominada primordialmente por etapas de construcción representadas por las emisiones diversas de naturaleza efusiva, que alteraron con etapas de destrucción del cono volcánico y períodos de actividad dómica periférica; lo que en conjunto dieron lugar a la construcción de un estratovolcán de dimensiones moderadas. El aspecto morfológico que presenta en la actualidad el volcán Cerro Grande es el resultado de diversos procesos geológicos en donde el vulcanismo, la erosión y la tectónica han sido los más importantes. Como se ha mencionado anteriormente, la estructura principal puede ser clasificada de una manera simple como un gran cráter de 4.5 km. de diámetro. La mayor parte de las rocas asociadas a su construcción muestran una composición que varían de las andesitas a las dacitas. Fig. (IV.3).

Es importante mencionar, que en los trabajos previos a este no se habían proporcionado una descripción detallada de las diferentes emisiones lávicas del Cerro Grande en específico, sobre todo en la unidad denominada como Andesitas Cruz de León, la cual conservara su nombre para fines estratigráficos, pero dentro de esta misma unidad se describirán cada una de las emisiones efusivas lávicas que dieron forma a esta estructura volcánica.



LEYENDA

VULCANISMO POST-CERRO GRANDE		CÁMBRICO
Depósitos Proclásticos y Aluviales		
Qgt Grupo Tlaxca 0.49 Ma**	Qlx Ignimbrita Xaltipan 0.45 Ma**	
VULCANISMO CERRO GRANDE		MESOZOICO SUPERIOR
Tsvn Secuencias Volcanosedimentarias Nacayaco	Tbcl U.IV Andesitas y Brechas Cruz de León	
9.2 Ma** Tbcl Brechas Macamaxitlán	Tbcl U.III 9.0 Ma** Tbcl U.II Tbcl U.I	
11.0 Ma** Tac Andesita Cerro Grande	Tac Andesita El Creación 9.7 Ma**	
VULCANISMO PRE-CERRO GRANDE		
V-Pre-CG		MESOZOICO INFERIOR
J-K Secuencias Sedimentarias Mesozoicas		

SIMBOLOGIA

● RIO	● PUNTO VERIFICADO Y MUESTREADO
⊗ EVENTO VOLCANICO	• FECHAMIENTO A-K
○ CALDERA	△ SECCION
— CONTACTO GEOLOGICO	◁ POBLADO
- - - CONTACTO GEOLOGICO (SEGMENTO INFERIDO)	
∨ FALLA NORMAL	
/// FALLA LATERAL (SEGMENTO INFERIDO)	

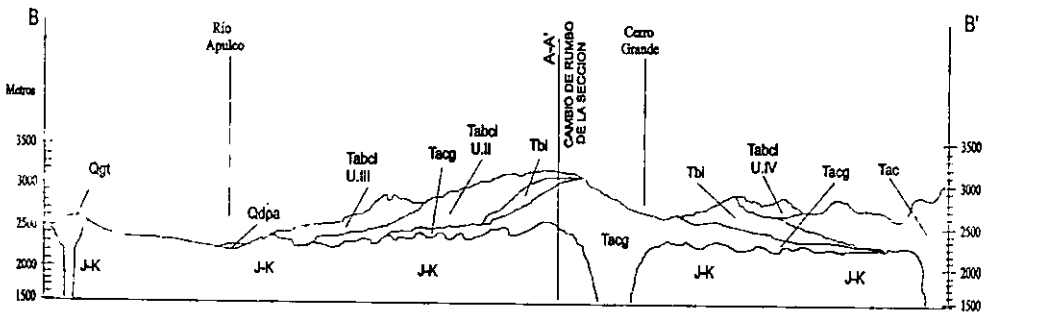
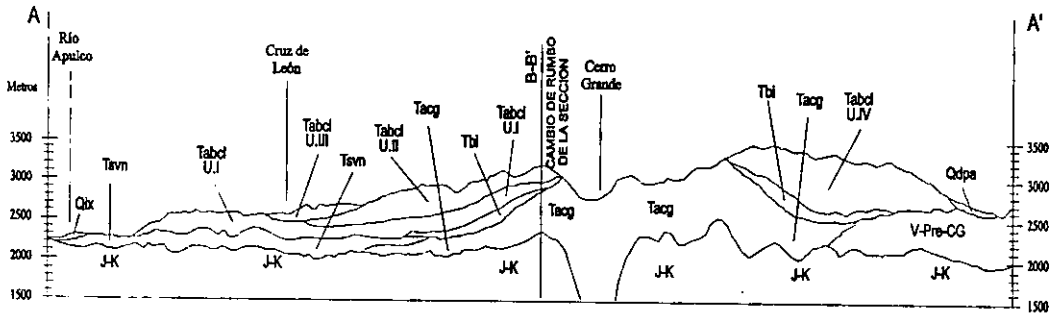
Escala 0 1 2 3 4 5 Kilometros

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO Facultad de Ingeniería División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra	
MAPA GEOLOGICO DE EMISIONES LAVICAS DEL VOLCAN CERRO GRANDE (PUEBLA-TLAXCALA)	
Tesis Profesional: Jorge Alberto Rivera Lazoano	Fecha: Febrero de 1999
Director de Tesis: Dr. Gerardo Carrasco Núñez	FIG. IV.3.

19° 29' 97" 68

19° 29' 97" 46

Continuación



Secciones A, A' y B, B' del Mapa Geológico de Emisiones Lávicas del Volcán Cerro Grande (Puebla-Tlaxcala)

Andesita Cerro Grande

Carrasco-Núñez et al. (1997) designaron con este nombre a una potente secuencia de derrames lávicos de composición variable que forman la base de la secuencia estratigráfica, que integra al Volcán Cerro Grande. Las rocas asociadas a esta etapa constructiva afloran hacia la parte Central y Noreste de la estructura, formando un apilamiento de lavas de un espesor que alcanza los 400m aproximadamente (Carrasco-Núñez et al. 1995). Las lavas asociadas a esta actividad presentan una variación composicional que va de andesitas a dacitas, con respecto a su posición estratigráfica.

La base de la secuencia está formada por derrames de lava andesítico-basáltico semilajeada, de un color gris oscuro al fresco, amarillo rojizo al intemperismo, con una textura afanítica, microlítica y ofítica, con pequeños cristales de oligoclasa-andesina y clinopiroxeno. Las rocas de la parte media de la secuencia son flujos de lava andesítica, con una estructura persistentemente lajeada, con fracturamiento subvertical, de un color gris oscuro que intemperiza a pardo naranja, con textura porfídica con cristales de oligoclasa-andesina, augita y magnetita.

Las rocas dacíticas de textura porfídica que afloran hacia la cima de esta secuencia están conformadas por derrames lávicos masivos o en bloques, de color gris que intemperiza a pardo anaranjado y contienen cristales pequeños de oligoclasa-andesina, magnetita y algunos fenocristales de hornblenda y augita. Las rocas de esta secuencia se encuentran intensamente fracturadas, presentando direcciones muy variadas. Este fracturamiento favorece una intensa alteración que, en ocasiones produce la desintegración completa de la roca transformándola en un depósito arcilloso; no obstante, la alteración más intensa se encuentra localizada en zonas asociadas con mayor fracturamiento, y también es común encontrar porciones en donde las rocas se presentan sanas.

Las rocas que conforman esta unidad se restringen a lo que podría denominarse como la zona interna del estratovolcán que, por efectos tectónicos y erosivos se encuentran en la

actualidad aflorando en la superficie (Fig. IV.3). Por este motivo no es posible observar la extensión completa que ocuparon los derrames lávicos asociados debido a que se encuentran cubiertos por derrames lávicos más jóvenes. Se ha considerado con base en mediciones en campo y cartográficas (Carrasco-Núñez et al., 1995), podrían alcanzar un espesor global de 400 m y un volumen de roca en 58 km³ (Fig. IV.4).

Como ya se ha mencionado anteriormente, el contacto inferior de esta unidad se encuentra descansando sobre calizas deformadas de las Secuencias Sedimentarias Mesozoicas. No es posible observar el contacto directo, con algunas de las unidades volcánicas más antiguas. Por otra parte, las rocas asociadas a este periodo se encuentran subyaciendo a la secuencia litológica denominada como Brechas Ixtacamatlán. Una roca representativa de esta secuencia colectada en la base de la zona interna fue fechada mediante el método K-Ar en roca total, con una edad de 11.0 +/- 0.8 Ma, (Carrasco-Núñez et al., 1995) corroborando su posición estratigráfica (Tabla IV.1).

Brechas Ixtacamaxtitlán

Se designó con este nombre a una potente secuencia de rocas piroclásticas y vulcanoclásticas que afloran hacia todos los flancos del volcán, formando grandes paquetes estratificados aunque, en ocasiones, forman pequeños afloramientos aislados. Localmente, la secuencia presenta una estratigrafía bastante compleja que incluye capas de brecha ricas en líticos, depósitos de flujos de ceniza, depósitos de flujos de bloques y ceniza, "surges", caídas piroclásticas, lahares y potentes depósitos fluviales, producto de una intensa actividad erosiva. Esta secuencia litológica ha sido interpretada por Carrasco-Núñez et al. (1997) como el resultado de intensas erupciones hidromagmáticas y dómicas explosivas, efectuando una extensa devastación en la estructura volcánica. En la tabla IV.2 se sintetizan las características generales de cada una de las formaciones de roca con fines comparativos.

Las principales características de estas secuencias de rocas es la riqueza de líticos, diversos soportadas por su matriz de carácter masivos de tipo brechoide, y asociación con depósitos base "surge" y depósitos de caída ricos en pómez. Se observa una persistente baja vesicularidad y una fuerte desvitrificación del material juvenil tipo brecha y como en los depósitos de "surge" la baja vesicularidad del material juvenil de los depósitos piroclásticos es comúnmente asociado (Sheridan and Wohletz, 1983; Lorenz 1986) a erupciones hidromagmáticas, como resultado de interacciones explosivas entre el magma y el agua, ya sea está de manera superficial o subterránea.

Se ha reportado que esta unidad alcanzó una superficie aproximada de 80 km², y con un espesor variable de 30-80 m, se obtuvo un volumen aproximado de 4.5 Km³. Estos depósitos ascienden a 30 km, de distancia desde su fuente. (Fig.IV.1); y se encuentran sobreyaciendo directamente a los flujos de lavas denominados como Andesita Cerro Grande, fechados en 11.0 Ma. y subyacen directamente a las rocas denominadas como Andesita el Crestón con una edad de 9.7 Ma. y a las lavas de la Andesita Cruz de León con una edad de 9.0 Ma. Sin embargo, es importante mencionar que datos más recientes han mostrado que una secuencia de rocas vulcanoclásticas, que afloran justo en el flanco Noreste del Volcán Cerro Grande, que se habían considerado como parte de esta unidad por su similar aspecto brechoide, en más detalle presentan un carácter más monolitológico (Dacitas de biotita y Hornblenda) que fueron fechados en 9.2 Ma. (Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 1997). Dichos autores separan este evento y lo asocian a la destrucción explosiva de un domo volcánico que se habría formado en las cercanías de lo que es hoy el cráter principal. A pesar de ello, para los fines de este trabajo, se ha considerado conveniente conservar tales rocas como parte de la misma unidad volcánica denominada como Brechas Ixtacamaxtitlán, ya que las rocas que agrupan están asociadas al mismo proceso de destrucción episódica del Volcán Cerro Grande, ocurrida en diferentes tiempos, pero siempre anterior a la construcción final del volcán que está representado por las diferentes unidades que integran a las Andesitas y Brechas Cruz de León.

Fig. IV.4. Volúmenes de magma extruido (km³), (Carrasco-Núñez et al., 1997)

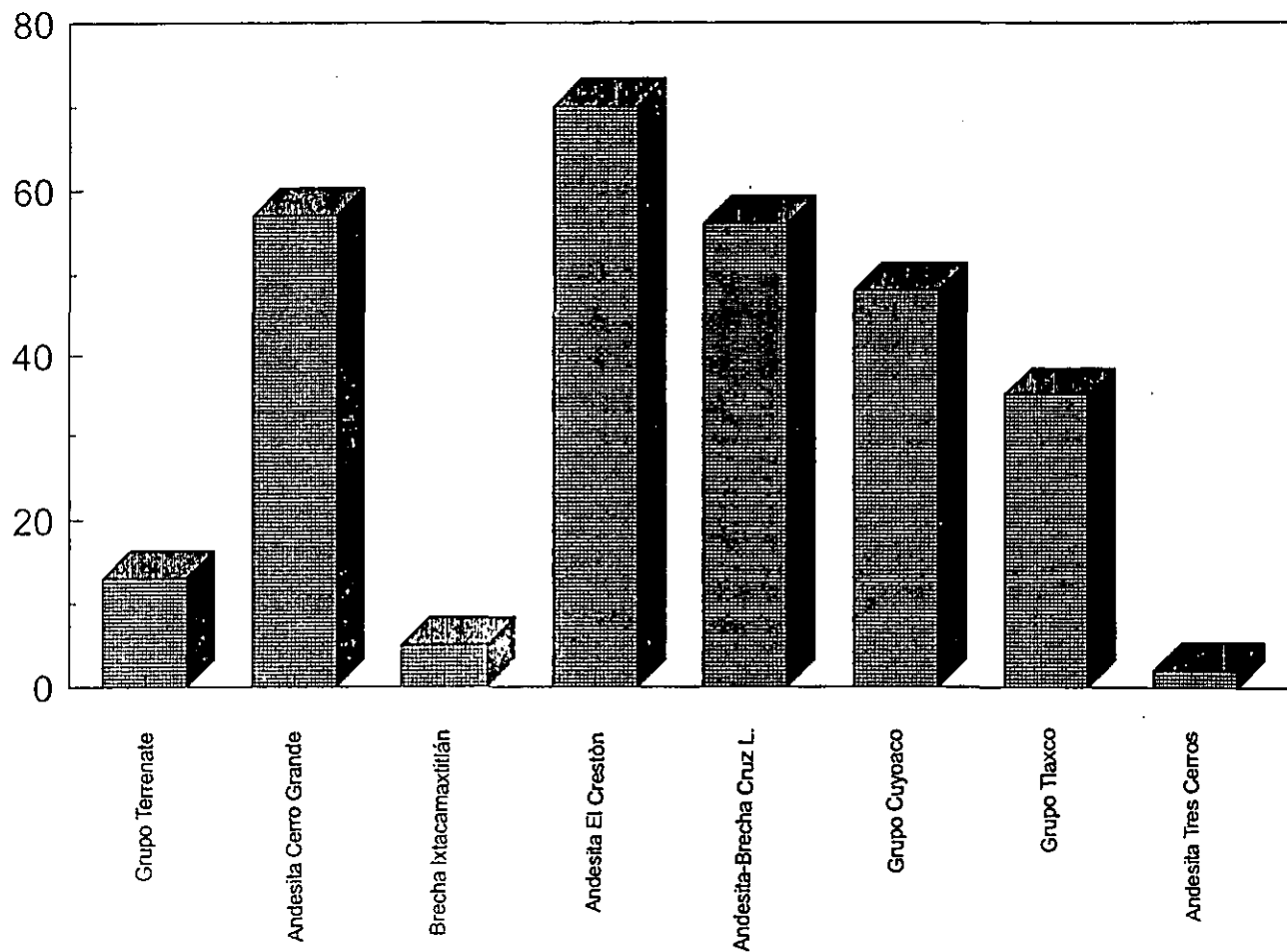


Tabla IV.1. Fechamientos Radiométricos de rocas seleccionadas determinadas por el método K-Ar (Carrasco-Núñez et al., 1995).

Muestra	Material	^{40}Ar	% ^{41}Ar	% K	Edad	Unidad de Roca
	Analizado	($\text{sc}/\text{gm} \times 10^5$)			Isotópica	
					(M.a)	
95-J2a	Roca Total	0.0074	13.2	4.16	0.45 $^{+/-}$ 0.09	Ignimbrita Xaltipan
		0.0072	12.7	4.14		
95-U2a	Roca Total	0.0014	19.3	0.81	0.49 $^{+/-}$ 0.07	Grupo Tlaxco
		0.0017	18.3	0.81		
95-X4d	Roca Total	0.048	69.6	1.39	8.9 $^{+/-}$ 0.4	Andesita Cuyuaco
		0.048	68.1	1.40		
95-R1	Roca Total	0.041	88.4	1.17	9.0 $^{+/-}$ 0.4	Andesita y Brecha
		0.041	87.7	1.17		
95-G4a	Roca Total	0.048	72.7	1.26	9.7 $^{+/-}$ 0.5	Andesita El Crestón
		0.048	69.6	1.26		
95-J8	Roca total	0.064	82.5	1.48	11.0 $^{+/-}$ 0.6	Andesita
		0.064	84.4	1.48		

**Tabla IV.2 Características representativas de las formaciones propuestas
(Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1995).**

Unidad	Litología dominante	Componentes o mineralogía representativa	Contenido de SiO ₂ (%wt)	Volumen (Km ³)	Edad (Ma.)
Depósitos piroclásticos y aluviales	Flujos de ceniza, surge y caída	c, p	p -63.6	-	-
Ignimbrita Xaltipan	Ignimbrita riolítica	ob p	ob-77 p-68-71 rt-68-74	3.5	0.45
Andesita Tres Cerros	Andesita básica	au y/o ol	56-59	1	-
Grupo Tlaxco	Basaltos Andesitas Dacita	ol 2 px hbl-bio	50 58-60 67	35	0.49
Grupo Cuyoaco	Andesita	2 px	59-61	48	8.9-10.5
Andesita y Brecha Cruz de León	Andesita- Brecha Dacita	2 px y/o hbl	58-63	57	9.0
Andesita El Crestón	Andesita	hbl-au	62-63	70	9.7
Brecha Ixtacamaxtitlan	Brecha	Líticos	p-63	5	-
Andesita Cerro Grande	Andesita básica	hbl px	59 57	58	11.0
Grupo Terrenate	Andesita Andesita/ basáltica	au 2 px	61 55	13	-
Intrusivos Terciarios	Tonalita Diorita Diabasa	hbl-bio hbl-au au	DI-58	-	14.5 31.0

Clave: ob- obsidiana, P- pómez, rt- roca total
au- augita, ol - olivino, px- piroxenos., hbl-
horblenda, bio- biotita, c- ceniza. DI-Diabasa

Secuencias Vulcanosedimentarias Nocayoco

Esta formación está constituida por una secuencia de depósitos piroclásticos, lacustres y fluviales interstratificados. La secuencia litológica adquiere una morfología característica formando mesetas planas, que en ocasiones se observan basculadas por efecto de la tectónica regional

La base de esta secuencia está conformada principalmente por depósitos sedimentarios estratigráficos de origen fluvial y lacustre, cuyo espesor puede alcanzar los 300 m, predominan claramente los horizontes conglomeráticos; algunos horizontes lacustres están intercalados con los depósitos fluviales formando secuencias estratificadas delgadas de arena, arcilla y limos, de un color blanco característico.

Hacia la parte superior de la secuencia se observa un predominio de depósitos de origen piroclástico; formados por una interstratificación de depósitos tipo base "surge" y caídas, con menor proporción de flujos piroclásticos de origen desconocido.

Esta secuencia abarca una superficie aproximada de 200 km², con espesores de hasta los 500 m, que le dan un volumen de al menos 40 km³. Al Norte del poblado de San Francisco Ixtacamaxtitlán, esta unidad se encuentra sobreyaciendo, directamente a la unidad superior de las Brechas Ixtacamaxtitlán. Además, en el flanco Norte del Volcán Cerro Grande, se encuentra cubierta por las lavas andesíticas de la unidad III de la formación denominada como Andesitas Cruz de León (9.0 Ma.). Tomando en cuenta el rango de edades entre las unidades litológicas, superior e inferior, se asume que este periodo vulcanosedimentario pudo haber actuado por un periodo cercano, a lo 200 mil años (Carrasco-Núñez et al. 1997), en donde ocurrieron diversos procesos geológicos. Es claro que la parte basal de la secuencia sea el producto de una intensa erosión de las rocas antiguas que se encontraban expuestas, en un espacio de tiempo de aparente tranquilidad volcánica. Los procesos fluvio lacustres fueron promovidos por el emplazamiento de volúmenes considerables de rocas vulcanoclásticas que conforman la Brecha Ixtacamaxtitlán, cerrando el drenaje en ese periodo de tiempo.

Andesitas y Brechas Cruz de León

Se designó con este nombre a una potente secuencia de derrames lávicos de composición que varía de andesitas a dacitas que, en algunos casos, alternante con brecha heterolitológicas (Carrasco-Núñez et al. (1997). Los derrames lávicos, fueron emplazados de manera radial en torno a la estructura central del Volcán Cerro Grande (Fig. IV.3) y en esta etapa fue seguramente la fase terminal de construcción y actividad de la estructura volcánica que originó la forma externa actual del Volcán Cerro Grande (Fig. IV.5). Esta formación ha sido dividida en 4 unidades de roca como se puede observar en la Tabla IV.3 con fines comparativos según los criterios anteriormente mencionados, las cuales se describen a continuación:

UNIDAD I.

La base de esta secuencia está conformada por derrames efusivos lávicos de andesitas y dacitas en bloques con cierto lajeamiento, con texturas porfídicas y afáníticas respectivamente, de un color gris oscuro al fresco a blanco rojizo al intemperismo. Presentan dos texturas diferentes: una porfídica con matriz microlítica, y la otra afánítica, microlítica subofítica, ambas con cristales de oligoclasa-andesina, augita y hornblenda, con contenido de pseudomorfo de iddingsita en anfíboles, así como evidencia de cataclásis que favorece el reemplazamiento parcial de plagioclasas y ferromagnesianos por cloritas y minerales arcillosos; a su vez la cristobalita se encuentra rellenando microfracturas, y además se encuentra evidencia de desvitrificación. Puntos de verificación y muestreo (Cg-33, Cg-32, E-5). Tabla IV.4.

Las rocas que conforman esta unidad se distribuyen hacia el Norte entorno a la sección radial del Volcán Cerro Grande, en donde forma escarpes pronunciados frente al poblado de San Francisco Ixtacamaxitlán. En la actualidad no es posible observar todo el derrame completo ya que está cubierto parcialmente por derrames lávicos más jóvenes correspondientes a las unidades II y III, pero suponiendo de que estos derrames tengan una

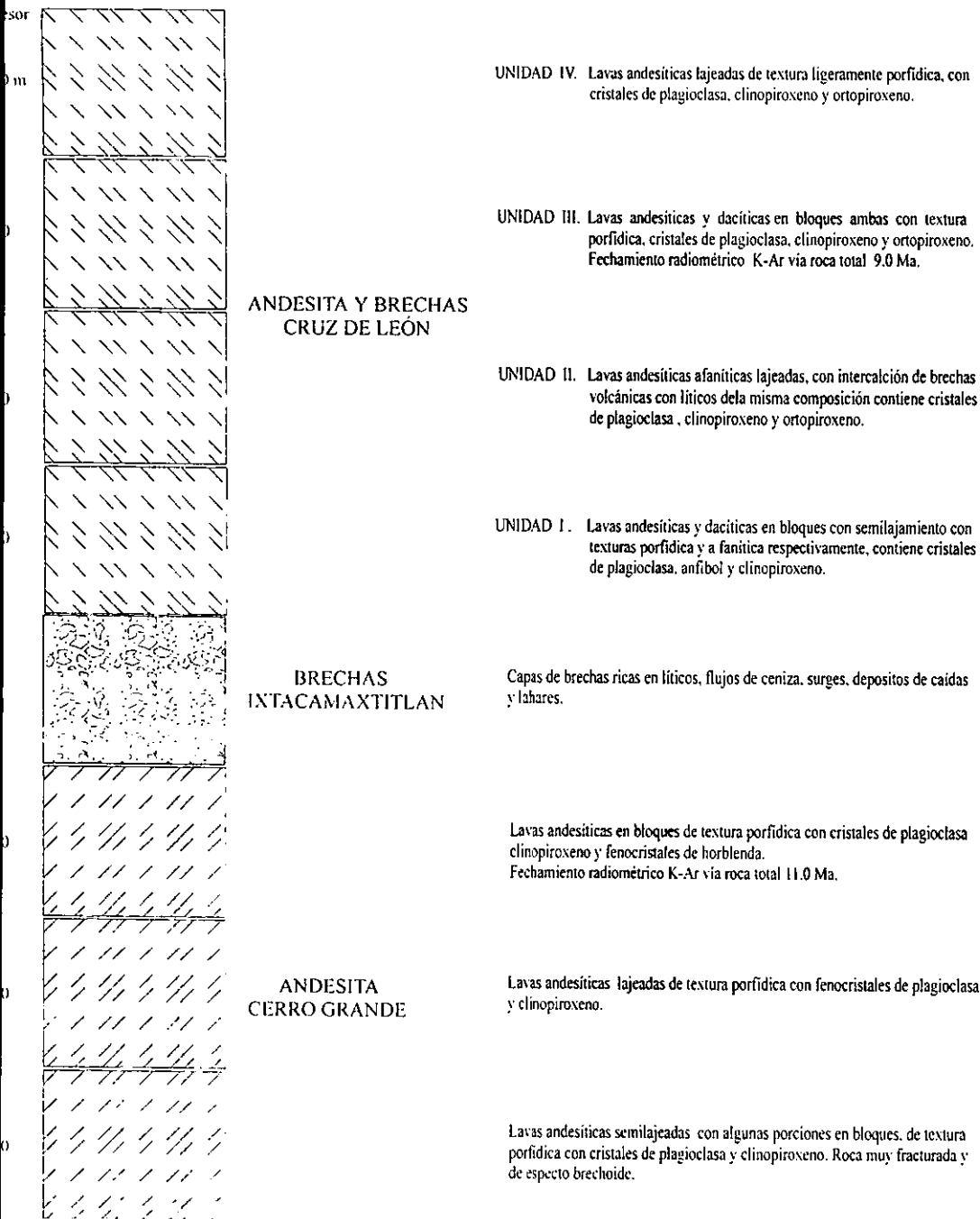


FIG. IV.5. COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LAVAS Y PRODUCTOS PIROCLÁSTICOS EMITIDOS POR EL VOLCÁN CERRO GRANDE.

Tabla IV.3 Características representativas de las unidades lávicas propuestas de la Formación Andesitas y Brechas Cruz de León.

Formación	Unidad lávica	Litología dominante	componentes o mineralogía representativa	Textura	Contenido de SiO ₂ (% w/w)	Volumen (km ³)	Edad (Ma.)
	Unidad IV	Andesita	2 px	Mcr-Porf.	58-59	26	
Andesita Brecha Cruz de León	Unidad III	Andesita	2 px	Porf.	58-63	18	9.0
		Dacita	2 px	Porf.			
	Unidad II	Andesita	2 px	Afa.	58-59	15	
	Unidad I	Andesita	1 px y/o hbl	Afa.	58-61	8	
		Dacita	1 px y/o hbl	Porf.			

Mcr-Porf: Micro-porfídica, Porf: Porfídica, Afa: Afanítica.

Px: piroxeno, Hbl: Horblenda.

extensión ligeramente menor y posiblemente muy parecida a los derrames posteriores (como la unidad II) que alcanzan un área aproximada de 40 km², y considerando un espesor global de 200 m, el volumen de roca extruído puede ser estimado en aproximadamente 8 km³. En la Tabla IV.3 se sintetizan las características generales de cada una de las 4 unidades de roca (lavas) con fines comparativos.

Esta unidad se encuentra sobreyaciendo, de manera discordante, a las Secuencias Vulcanosedimentarias Nocayoco, que se manifiestan en el flanco Norte del Volcán Cerro Grande. La presencia de estas secuencias vulcanosedimentarias representan un periodo de aparente tranquilidad volcánica, en el inicio de su formación finalizando con erupciones a cráter abierto que posiblemente se depositaron material piroclástico en una cuenca lacustre. Las emisiones posteriores de flujos lávicos representan una evidencia de la reactivación y reedificación de su estructura volcánica, en un período relativamente corto de tiempo, puesto que uno de los flujos lávicos más jóvenes fue fechado en 9.0 Ma.

UNIDAD II .

Esta unidad esta conformada por secuencias de lavas andesíticas lajeadas, con fracturamiento subvertical, con algunas intercalaciones de horizontes de brecha volcánica como resultado de un proceso de autobrechamiento. Las andesitas son de un color gris oscuro al fresco a pardo rojizo al intemperismo, esta unidad contiene una textura afanítica-microlítica, seriada y subofítica. Mineralógicamente contiene pequeños cristales de oligoclasa-andesina, augita, hiperstena, enstatita y magnetita, de cristales subhedrales en la mayoría de ellos. Algunas plagioclasas muestran indicios de cataclasis. Puntos de verificación y muestreo (E-2, R2, Cg-40, Cg-41). Tabla (IV.4).

En algunas partes de los flujos de lava se encuentran frentes de brechamiento con líticos de la misma composición de la lava, con fragmentos angulosos de tamaño variable, cementado con arcilla rojiza oxidada. Figura (IV.6). Las rocas que conforman esta unidad se

TABLA IV.4 PETROGRAFIA DEL VOLCAN CERRO GRANDE (PUE -TLAX).

MUESTRA	FENOCRISTALES						MATRIZ					TOTAL Sio ₂ %	TEXTURA	CLASIFICACION	UNIDAD	EDAD M.a
	Olg And	Lab Biw	Cpx	Opx	Anf	Mg	Pl	Vid	Qz	FeMg						
J 7	xxx		x		xx	xx	xxx	xx	t	xxx			Mcr.Sb Of	Andesita de Hbl y Au	Tacg	
J8	xxx		xx			xx	xxx		t	xx	53.36		Mcr.Of	Andesita básica de Au	Tacg	11.0
J9	xxx		xx			xx	xxx	t	x	xxx			Mcr.Sb Of	Andesita de Au	Tacg	
Cg-16	x	xxx	x		xx	xx	xxx	xx	x	xx	64.60		Porf.	Dacita de Hb e Au	Tbi	9.2
E5	xxxx		xx		x	x	xxx	xx		x	62.26		Porf.	Dacita de Au y Hbl	Tabcl.U.I	
Cg-33	xxxx		xx		x	x	xxx	xx		x	57.81		Mcr. Ser	Andesita de Au y Hbl	Tabcl.U.I	
Cg-32	xxxx		xx		x	x	xxxx		t	x	61.64		Porf.	Andesita de Au y Hbl	Tabcl.U.I	
R2	xxx		xx	x		xx	xxx	x	t	xx	58.62		Mcr.Sb Of	Andesita de Au y Hy	Tabcl.U.II	
Cg-41	xxxx		xx	x		x	xxx			x			Mcr. Sb Of	Andesita de Au y Hy	Tabcl.U.II	
Cg-40	xxxx		xx	x		x	xxx			x	60.87		Mcr. Sb Of	Andesita de Au y Hy	Tabcl.U.II	
E2	xxxx		xx			x	xxxx			x	59.09		Mcr. Ser	Andesita de Au	Tabcl.U.II	

PORCENTAJE
 l = - 1 %
 x = 1 - 5 %
 xx = 5 - 20 %
 xxx = 20 - 35 %
 xxxx = 35 - 50 %

MINERALOGÍA
 Olg Oligoclasa
 And Andesina
 Lab Labradorita
 Biw Bytownita
 Cpx Clinopiroxeno
 Opx Ortopiroxeno
 Anf Anfíbol
 Mg Magnesianos

Pl Plagioclasa
 Vid Vidrio
 Qz Cuarzo
 FeMg Ferro magnesianos

TEXTURA
 Mcr Microlítica
 Sb Of Subófitico
 Of Ofítica
 Porf Porfídica
 Ser Serlada

UNIDADES
 Tacg
 Tbi
 Tabcl. U. I
 Tabcl. U. II
 Tabcl. U. III
 Tabcl. U. IV

CLASIFICACIÓN
 Andesita Cerro Grande
 Brecha Ixtacamaxitlán
 Andesitas y Brechas Cruz de León
 " " " "
 " " " "
 " " " "

TABLA IV.4 PETROGRAFIA DEL VOLCAN CERRO GRANDE (PUE -TLAX).

MUESTRA	FENOCRISTALES					MATRIZ					TOTAL	TEXTURA	CLASIFICACION	UNIDAD	EDAD
	Olg And	La Biw	Cpx	Opx	Anf	Mg	Pl	Vid	Qz	FeMg	SiO ₂ %				
R1	xxx		xx	x		xx	xxxx			xx	58.89	Porf. Ser	Andasita de Au e Hy	Tabcl.U.III	9.0
R3	xxx		xx	x		xxx	xxx		t	x	57.74	porf. Ser	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-1	xxx		xx	x		xx	xxx	x	t	xx	59.76	Micro.Porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-2a	xxxx		xx	x		xx	xxx	x		xx	58.15	Porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-2b	xxx	x	xx	x		xx	xxx	x		xx	60.69	Porf. Su Of	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-c2			xx	x		xx	xxx	x		xx	59.20	Porf.	Andasita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-10	xxx		xx	x		xx	xxx			x	58.75	Porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-7	xxx	xxx	xx	x		xx	xxx	xx	t	x	63.89	Porf.	Dacita de Au e Hy	Tabcl.U.III	
Cg-9	xxx		x	x		xx	xxx	x	t	x	58.58	Porf.	Andesita de Au y Hy	Tabcl.U.III	
Cg-8a	xxx		xx	x		x	xxx		t	x	58.61	Mcr.porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
Cg-8c	xxx		xx	x		x	xxx		t	x	59.09	Mcr.porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
Cg-36	xx		x	t		x	xxxx	xx	t	xxx	59.36	Mcro.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
Cg-37	xxx		xx	x		xx	xxxx	x	t	xx	59.73	Mcr. Sb.Of	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
Cg-43	xxx		xx	x		xx	xxx	x		xx		Mcr.Sr.Of	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
V5	xxx		xx	x		xxx	xxx			xx	59.22	Mcr.Ser Of	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
Cg-44	xxxx		xx	x		xx	xxxx			xx	59.11	Mcr.porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	
Cg-45	xxxx		xx	x		xx	xxxx			xx		Mcr. Porf.	Andesita de Au e Hy	Tabcl.U.IV	

PORCENTAJE
 t = - 1 %
 x = 1 - 5 %
 xx = 5 - 20 %
 xxx = 20 - 35 %
 xxxx = 35 - 50 %

MINERALOGÍA
 Olg Oligoclasa
 And Andesina
 Lab Labradorita
 Biw Bytownita
 Cpx Clinopiroxeno
 Opx Ortopiroxeno
 Anf Anf
 Mg Magnesianos

Pl Plagioclasa
 Vid Vidrio
 Qz Cuarzo
 FeMg Ferro magnesianos

TEXTURA
 Mcr Microfítica
 Sb Of Subóftico
 Of Ofítica
 Porf Porfídica
 Ser Serfada

UNIDADES
 Tacg
 Tbi
 Tabcl U.I
 Tabcl U.II
 Tabcl U.III
 Tabcl. U.IV

CLASIFICACIÓN
 Andesita Cerro Grande
 Brecha Ixtacamaxtitlán
 Andesitas y Brechas Cruz de León
 " " " "
 " " " "
 " " " "



Fig. IV.6. Diagrama que ilustra los "frentes" de bloques de lava que presentan un flujo que ha sufrido "autobrechamiento" (Macdonald, 1972).

distribuyen en forma radial en torno a la estructura, del Volcán Cerro Grande y afloran al norte de la estructura, al Occidente del poblado Cruz de León y en las inmediaciones de San Francisco Ixtacamaxtitlán donde se observa un apilamiento de lavas, con espesores de 8 a 10 m. En la actualidad no es posible observar toda el área de esta efusión, pues se encuentra parcialmente cubierto por un derrames lávicos más jóvenes pertenecientes a la unidad III y posiblemente también en partes a la unidad IV (Figura IV.3). Sin embargo, el área que pudo haber abarcado según el mapa es de aproximadamente 50 km² y con un espesor promedio de 300 m, se obtiene un volumen de roca de alrededor de 15 km³ (Tabla IV.3).

Esta unidad se encuentra sobreyaciendo directamente a la Unidad I. (Fig. IV.3) . Aunque no se tiene edad radiométrica debido a su posición estratigráfica esta unidad tiene una antigüedad mayor a los 9.0 Ma., ya que subyace directamente a la Unidad III, que fue fechada con esa edad.

UNIDAD III.

Esta secuencia esta conformada por paquetes de derrames lávicos en bloques, de andesitas y dacitas porfídicas, presentando en su parte basal zonas de brechamiento (autobrechamiento). Las lavas presentan un color gris oscuro al fresco, pardo rojizo al intemperismo, con una textura porfídica, con una matriz microlítica con arreglos subofíticos generalmente. Mineralógicamente, contiene pequeños cristales de oligoclasa-andesina, augita y hiperstena, se observa la presencia de seudomorfos de iddingsita en ortopiroxenos, y desarrollo de estructuras de corona (exolución); así como evidencia de cataclasis en plagioclasas, en donde los minerales arcillosos reemplazan parcialmente a algunas plagioclasas. Puntos (R-1, R-3, Cg-1a, Cg-2a, cg-2b, Cg-2c, Cg-7, Cg-10, Cg-9). Ver Tabla (IV.4).

Las rocas que componen esta unidad se distribuyen en forma alargada en los flancos Norte y Noroeste, radialmente entorno a la estructura del Volcán Cerro Grande. Algunos apilamientos de lava, pueden alcanzar los 400 m de espesor en un área aproximada original que pudo haber alcanzado los 60 km², en base a interpretaciones de campo y cartográficas, lo cual daría un volumen de roca aproximado de alrededor de los 18 km³.

Esta unidad se encuentra sobreyaciendo directamente a la Unidad II. Andesítica, Afánítica de Piroxeno, haciéndose evidente en los puntos visitados en el campo y contando con la ayuda de las fotografías aéreas principalmente. Y subyace a un derrame efusivo más joven, evidente en el Sur en torno radial a la estructura del Volcán Cerro Grande. Fig (IV.3). En una muestra representativa de la roca andesítica, Punto (R1) se obtuvo una edad radiométrica de 9.0 Ma, fechado por el método de K-Ar en roca total (Carrasco-Núñez et al.,1997).

UNIDAD IV.

Esta unidad lávica está conformada por una secuencia de lavas andesíticas lajeadas y en bloques, con fracturamiento subvertical. Las andesitas son de color gris oscuro al fresco y pardo rojiza al intemperismo, y presentan una textura ligeramente porfídica, y microlítica. Mineralógicamente contienen pequeños cristales de oligoclasa-andesina, augita, hiperstena y magnetita, en una matriz criptocristalina de arcillas, micas y posible vidrio intersticial, con evidencia de cataclasis en plagioclasas, siguiendo el alineamiento de los microlitos, con algunos pequeños cristales de cuarzo recristalizado y clinopiroxenos. Puntos de verificación y muestreo (Cg-8a, Cg-8c, Cg-8p Cg-43,Cg-36, Cg-37, Cg-44, Cg-45, V5). Ver tabla petrográfica, (IV.4).

Esta unidad lávica se extiende hacia los flancos Occidental y Suroccidental-Sur, en forma de abanicos entorno al Volcán Cerro Grande, localizándose en poblados como Emiliano Zapata y Villarreal. El área expuesta de estos derrames aparentemente se expandiría

en toda su totalidad, ya que fue el último evento del Cerro Grande, cubre un área aproximada de 75 km² y un espesor promedio de 350 m, lo que daría un volumen de roca de 26 km³.

Las lavas derivadas de esta última actividad efusiva se encuentra sobreyaciendo a la Unidad III en su flanco Suroeste, que fue fechada en 9.0 Ma, por lo que es más joven, pero quizás no muy alejada de la misma, ya que se considera que estas unidades deben asociarse a un mismo ciclo eruptivo.

Las anteriores actividades efusivas, y en especial, esta última, son la última evidencia de actividad y edificación del Volcán Cerro Grande. Puesto que muy seguramente no se reactivó posteriormente, puesto que, no existen evidencias de ello. El cese de la actividad volcánica es debida, aparentemente según la interpretación de (Nixón et al, 1987), a la migración del arco volcánico del Norte hacia el Sur de la FVTM.

IV.3.3. Vulcanismo Periférico

Este vulcanismo se desarrolló en los alrededores del Volcán Cerro Grande, en forma aproximadamente contemporánea a la construcción del mismo; comprende a las unidades Andesita el Crestón y Grupo Cuyoaco.

Andesita el Crestón

Carrasco-Núñez et al. (1997) propone el nombre de Andesita el Crestón a un paquete de derrames de lava de composición andesítico-basáltico y andesítico, que se considera provienen de distintas fuentes, aunque no presenta una expresión morfológica definida de las bocas por donde las lavas pudieron ser emitidas. Esta unidad forma una sierra de 23 km de longitud, ubicada al Sureste del Volcán Cerro Grande (Fig. IV.1). En la base de la formación Andesita el Crestón se presenta una secuencia alternada de lavas y capas brechoides

asociadas, con espesores individuales de 2 a 3 m; las brechas están soportadas por clastos subangulares de la misma composición de las lavas, encontrándose fuertemente soldados unos con otros y con tamaños de 15-20 cm de máxima dimensión. Los derrames de lava de composición andesítico-basáltico son de color gris que intemperiza a pardo rojizo y presentan un lajeamiento intenso que varía de manera subhorizontal a subvertical, su textura es porfirítica y contiene cristales de plagioclasa y ortopiroxeno (hiperstena) y cilinopiroxeno (augita), en ocasiones, con una disposición subofítica. La parte superior de esta formación está constituida por lavas andesíticas ricas en sílice, las cuales presentan un lajeamiento muy persistente, aunque hacia su base se presentan en forma masiva y, esporádicamente, en forma de bloques. Ocasionalmente se pueden distinguir dos diferentes asociaciones mineralógicas: una de ellas está constituida por cristales de oligoclasa-andesina, augita, enstatita y magnetita, en una matriz vítrea-microlítica; una segunda asociación incluye cristales de oligoclasa-andesina, hornblenda y augita, se presentan en una matriz microlítica de plagioclasas y, en ocasiones se presenta una textura glomeropofídica.

La Andesita el Crestón se distribuye en una superficie aproximadamente de 175 Km², e incluye también algunos pequeños centros eruptivos que se encuentran en contacto con las rocas andesíticas del Grupo Cuyoaco. El espesor de esta formación es muy variable, desde los 200 m a los 600 m, lo que permite estimar un volumen de roca de alrededor de 70 km³ Carrasco- Núñez en 1995, (Fig. IV.6).

Las andesitas basálticas de la parte basal de esta formación, sobreyacen discordantemente a la secuencia de brechas de la formación Brechas Ixtacamaxtitlán al occidente del poblado de Oriental. Así mismo se encuentran parcialmente cubiertas, en contacto vertical discordantemente por la Ignimbrita Xaltipan. También de manera discordante, las rocas de la formación Andesita el Crestón sobreyacen parcialmente a las rocas andesíticas de la unidad Andesita Cerro Grande, las cuales fueron fechadas en 11.5 Ma. Se realizó el fechamiento de una muestra de roca andesítica, de esta formación arrojando una edad de 9.7 Ma. Carrasco-Núñez et al. (1997) Tabla (IV.1).

Grupo Cuyoaco

La rocas que aquí se denominan como Grupo Cuyoaco fueron originalmente nombradas por Yáñez y García (1982), como andesita Alsaseca, en correlación con unas andesitas que afloran en el lecho del río Alsaseca, en las cercanías del poblado de Altotongo, que se encuentra a 40 km del Noreste del Volcán Cerro Grande. Posteriormente López (1995) propuso el nombre de Andesita Cuyoaco a una unidad que se distribuye ampliamente en la zona. Fig.(IV.1) y finalmente Carrasco-Núñez et al, (1997) denominó una parte de ese vulcanismo como Grupo Cuyoaco debido a las diferencias observadas en el tipo y forma de las estructuras a las que se asocia, así como su distribución geomorfológica y composición .

Esta formación consiste de flujos de lava andesíticos comúnmente lajeados, aunque en ocasiones se presentan en forma de bloques. Son de textura porfídica y presentan una asociación mineralógica predominantemente de clinopiroxenos y ortopiroxenos y magnetita, siempre acompañados de oligoclasa-andesina, las texturas características son microlíticas y subofíticas..

El grupo Cuyuaco aflora en la parte oriental del área de estudio, formando la sierra volcánica que se ubica al occidente del Volcán Cerro Grande. El espesor promedio de esta formación fue estimado en 400 m basado en observaciones de campo y en interpretación cartográfica, ocupando una superficie de aproximadamente 120 km², con lo cual es posible calcular su volumen en 48 km³. (Fig. IV.4).

Esta formación sobreyace directamente a las rocas carbonatadas y terrígenas que componen la unidad aquí denominada como Secuencias Sedimentarias Mesozoicas, en la localidad de Cuyoaco. La relación con la unidad adyacente, que correspondiente a la unidad Andesita el Crestón, no es completamente claro en el campo por encontrarse ambas cubiertos por depósitos piroclásticos distribuidos ampliamente en la región.

Estas rocas fueron fechadas por Yáñez y García (1982) en 10.5 Ma, en la localidad de Cuyoaco, al Oriente de la región de estudio. Otro fechamiento realizado en la localidad de San Isidro de la Unión, arrojó una edad de 8.9 +/- 0.4 Ma (Carrasco-Núñez et al., 1995) por el método K-Ar, vía roca total. Estos datos indican a que el Grupo Cuyoaco tuvo un amplio espectro de actividad desde los 10.5 Ma. Hasta los 8.9 Ma aproximadamente.

IV.3.4. Vulcanismo Post-Cerro Grande

Esta etapa comprende el vulcanismo ocurrido durante el Pleistoceno, después de un amplio lapso durante el Plioceno.

PLEISTOCENO

Grupo Tlaxco

Con el nombre de Grupo Tlaxco se agrupan diversas manifestaciones volcánicas, que emergen en el flanco occidental al área de estudio (Fig.IV.1), en las faldas de la Sierra de Tlaxco, la cual se alinea aproximadamente en la dirección N-S. (Carrasco-Núñez et al., 1997). Incluye por lo menos 16 estructuras volcánicas, la mayor parte de los cuales corresponde a conos escoriáceos en los cuales comúnmente se asocian derrames de lava basáltica. Algunos de esos conos predominan hacia la porción meridional y muestran cierto alineamiento en la dirección NE-SW.

Se pueden distinguir 3 diferentes asociaciones volcánicas: 1) rocas basálticas asociadas a conos escoriáceos o como derrames aislados, 2) rocas andesíticas asociadas a conos lávicos y 3) rocas dacíticas asociadas a estructuras dómicas.

Las rocas del Grupo Tlaxco cubren un área aproximada de 250 km². El espesor de

esta formación es muy variable, ya que incluye diversas estructuras volcánicas; sin embargo, considerando una variación de 60 a 220 m, el espesor promedio podría estimarse en 140 m. El volumen promedio de material extruido puede calcularse en aproximadamente 35 km³ (Fig. IV.6).

El Grupo Tlaxco sobreyace discordantemente a las rocas sedimentarias del Mesozoico y a los depósitos piroclásticos Coyoltepec y son cubiertos por flujos de ceniza más reciente, como la Ignimbrita Xaltipan, fechada en 0.46 Ma (Ferriz y Mahood, 1986). En una muestra representativa de las lavas basálticas se obtuvo una edad radiométrica de 0.49 \pm 0.07 Ma, vía roca total (Carrasco-Núñez et al., 1995). Tabla (IV.1).

Andesita Tres Cerros

Con este nombre se designó a un grupo de conos y domos lávicos, que aparecen en la porción Suroriental del área de estudio. (Fig.IV.1), en la vecindad del poblado de Oriental. Esta unidad presenta una litología relativamente homogénea, caracterizado por lavas andesíticas con cierta tendencia básica, de color gris a gris oscuro que intemperiza a pardo, presentando una estructura columnar se observan cristales de oligoclasa-labradorita, augita y magnetita. En otros casos los flujos son masivos con textura porfirítica.

Esta formación comprende varios pequeños centros volcánicos que en total cubren un área de 6 km² se puede estimar un volumen total de 0.9 km³ de roca extruida. Los conos lávicos se encuentran parcialmente cubiertos por depósitos piroclásticos, cuya fuente es desconocida

La edad absoluta de estas rocas se desconoce, pero por su posición estratigráfica se pueden deducir que son mucho más jóvenes que a 9.7 Ma. Y con la similitud que guardan, con las estructuras que representan al Grupo Tlaxco, permiten sugerir una edad cercana a dicho grupo volcánico, es decir alrededor de 0.5 Ma.

Ignimbrita Xaltipan

Inicialmente denominada como Ignimbrita Apulco por López (1995) quién consideró que esta unidad está asociado a un evento explosivo del Volcán Cerro Grande. Sin embargo, Carrasco-Núñez et al. (1997) demostró su correlación con varios afloramientos pertenecientes a la ignimbrita Xaltipan (Fig. IV.1). Esta formación está constituida por varias unidades ignimbríticas principalmente muestra diferentes grados de soldamiento, esta formación se encuentra típicamente rellenando el drenaje de río Apulco, así como algunos drenajes que se conectan con él. La Ignimbrita Xaltipan se asocia al evento que dio lugar a la formación de la caldera de los Humeros. De hecho sus componentes, composición química, textura y edad son totalmente correlacionables, con dicha ignimbrita por lo que se decidió utilizar el mismo nombre para esta zona.

La unidad ignimbrítica principal contiene el miembro principal (Inferior) constituido por fragmentos de pómez blanca vítrea, líticos y pequeños fragmentos de obsidiana de color negro. La ignimbrita Xaltipan está confinada principalmente al drenaje que sigue el Río Apulco, aunque algunas de las afluentes al mismo están también rellenas por el depósito. La ignimbrita Xaltipan se encuentra rellenando los valles formados por rocas sedimentarias mesozoicas, y por diversas formaciones volcánicas. Una muestra ignimbrítica soldada de esta unidad fue fechada por el método K-Ar (Roca total de matriz vítrea) en 0.45 ± 0.07 Ma Carrasco-Núñez et al. (1997), confirmando con el fechamiento realizado por Ferriz y Mahood (1986) para la ignimbrita Xaltipan en los Humeros en 0.46 Ma.

Depósitos Piroclásticos y Aluviales

Con este nombre se agrupa a una serie de depósitos piroclásticos y aluviales que se encuentran ampliamente distribuidos en la zona, cubriendo de manera parcial a todas las unidades descritas anteriormente. Está constituida parcialmente por flujos piroclásticos de ceniza de color pardo, de granulometría limo-arcillosa con muy pocos fragmentos de pómez

y escasos líticos incluidos. En la porción Sur de la zona del área, aparecen también en varios horizontes de pómez de caída libre, en tanto que hacia el Oriente, es común encontrarlos asociados a depósitos de "surge" con pómez blanca. La edad de estos depósitos es desconocida, lo único que se puede decirse dada su posición estratigráfica es que son más jóvenes que 0.45 Ma.

CAPITULO V. GEOQUIMICA DEL VOLCAN CERRO GRANDE.

Las cámaras magmáticas se encuentran formando sistemas abiertos (Best, 1982) que son fácilmente apreciables en los eventos volcánicos que se presentan continuamente en todo el planeta, esto se debe a que una cámara magmática necesita ser reabastecida continuamente para poder generar las erupciones volcánicas que se observan. La generación del magma se realiza a mayor profundidad, en donde las condiciones de equilibrio de un volumen de roca en equilibrio es perturbado por cambios en la presión, temperatura, composición o cualquier otro factor que sea responsable de la fusión. Posteriormente, el cuerpo de magma menos denso, inicia el ascenso por ser gravitacionalmente inestable y flotante en donde todo aparte del cuerpo puede detenerse temporalmente en un área de la ruta, o reserva subterránea y después continuar para finalmente emplazarse en el manto superior, en la corteza o en la superficie, en la cual las fuerzas flotantes y viscosas internas se encuentran en balance.

Es a partir del ascenso del magma en donde se inicia la diversificación del mismo, modificándose la composición inicial del volumen de roca perturbada. El magma nuevo, tenderá a ascender hacia la superficie terrestre, y eventualmente llegará a emplazarse a través de un conducto volcánico (Fig.V.1). Una manera de conocer como funcionan estos procesos, es a través del análisis de la información geoquímica. A continuación se presentan las características geoquímicas de las lavas que integran al Volcán Cerro Grande.

V.1. Características geoquímicas de las unidades de roca (lava) que conforman la estructura externa del Volcán Cerro Grande.

De las muestras de roca colectadas en el campo, se seleccionaron las más representativas, para ser analizadas químicamente por elementos mayores Tabla (V.1.) Con estos análisis se obtuvieron diferentes diagramas (Irvine and Baragar, 1971; Le maitre, 1989) de 2 y 3 componentes que muestran clasificaciones químicas de las efusiones lávicas estudiadas.

DEVERSIFICACIÓN DEL MAGMA

Composición del magma heredada desde el volumen de roca donde se modifica.

EMPLAZAMIENTO DEL MAGMA

El cuerpo magmático finalmente descansa en el manto superior, corteza o en la superficie, donde las fuerzas flotantes y viscosas internas se encuentran en balance.

ASCENSO DEL MAGMA

El cuerpo del magma menos denso es gravitacionalmente inestable y flotante; todo o parte del cuerpo puede detenerse temporalmente en un área de la ruta, o reserva subterránea, y después continuar.

GENERACIÓN DEL MAGMA

El equilibrio en un volumen de roca de una fuente rica es perturbada por cambios en presión y temperatura o cualquier causa de fusión.

PROFUNDIDAD

Fig. V.1 Resumen esquemático de la generación y diversificación del magma.

Tomado de Best (1982)

Tabla V.I Analisis de elementos mayores de roca (lavas). Procesados y analizados por la química Patricia Girón en el laboratorio de geoquímica isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología, UNAM.

Unidad	Tacg	Tacg	TabelU.1	TabelU.1	TabelU.1	TabelU.2	TabelU.2	TabelU.2	TabelU.2
Muestra	J-8	J-9	E-5	Cg-33	Cg32	Cg-40	R-2	E-2	Cg-41
SiO ₂	57.33	58.78	62.26	57.81	61.64	60.87	58.62	59.09	60.79
TiO ₂	0.79	0.74	0.60	0.91	0.65	0.62	0.65	0.69	0.63
Al ₂ O ₃	17.09	17.19	17.30	17.45	16.55	17.20	17.39	17.65	17.57
FeO ^T	6.34	6.32	5.23	6.83	4.94	5.24	6.20	6.147	5.62
MnO	0.09	0.07	0.08	0.07	0.12	0.06	0.10	0.09	0.08
MgO	3.59	3.55	2.55	2.98	1.37	2.65	3.09	2.74	3.53
CaO	7.27	6.34	5.18	7.17	4.17	6.06	6.23	6.16	6.43
Na ₂ O	3.58	3.59	3.85	3.63	3.43	3.62	3.63	3.79	3.85
K ₂ O	1.79	1.81	2.05	2.02	2.48	1.74	1.62	1.89	1.42
P ₂ O ₅	0.26	0.20	0.15	0.27	0.14	0.13	0.21	0.13	0.14
PxC	1.39	1.42	1.42	1.09	4.30	1.16	1.21	1.24	0.96
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Unidad	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.3	TabelU.4	TabelU.4
Muestra	Cg-9	Cg-1	Cg-2a	Cg-2b	Cg-7	Cg-10	R-1	R-3	Cg-8a	Cg-8c
SiO ₂	58.58	59.76	58.15	59.20	63.86	58.75	58.89	57.74	58.62	59.09
TiO ₂	0.78	0.68	0.76	0.71	0.63	0.74	0.72	0.71	0.73	0.77
Al ₂ O ₃	18.50	17.82	18.09	17.42	17.60	18.40	18.49	18.15	17.79	18.27
FeO ^T	6.30	5.81	6.36	5.86	4.75	6.19	6.21	6.45	6.40	6.33
MnO	0.11	0.07	0.10	0.09	0.05	0.08	0.08	0.10	0.08	0.10
MgO	2.42	2.70	3.20	3.40	0.56	2.72	2.82	3.24	3.07	2.61
CaO	5.80	6.56	6.18	6.25	3.17	6.15	6.11	6.35	6.46	5.75
Na ₂ O	4.35	3.57	3.77	3.57	4.48	4.07	3.69	4.08	3.93	4.04
K ₂ O	1.57	1.23	1.91	2.25	2.47	1.34	1.48	1.41	1.62	1.89
P ₂ O ₅	0.13	0.12	0.14	0.20	0.13	0.18	0.15	0.15	0.21	0.13
PxC	1.02	0.85	0.67	1.08	1.66	0.91	0.69	1.05	1.23	1.26
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Unidad	TabelU.4	TabelU.4	TabelU.4	TabelU.4
Muestra	Cg-36	Cg-37	Cg-44	V5
SiO ₂	59.37	59.74	59.12	59.22
TiO ₂	0.64	0.62	0.54	0.50
Al ₂ O ₃	17.25	17.26	19.05	18.56
FeO ^T	5.70	5.46	5.73	5.42
MnO	0.09	0.07	0.08	0.09
MgO	3.77	3.47	2.60	2.79
CaO	6.50	6.32	6.50	6.24
Na ₂ O	3.61	3.78	4.10	3.75
K ₂ O	1.39	1.39	1.49	1.36
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.15	0.12
PxC	0.77	0.96	0.40	1.24
Total	100	100	100	100

Fe₂O₃*; FeO* = FeO (Fe₂O₃ X 0.89981)

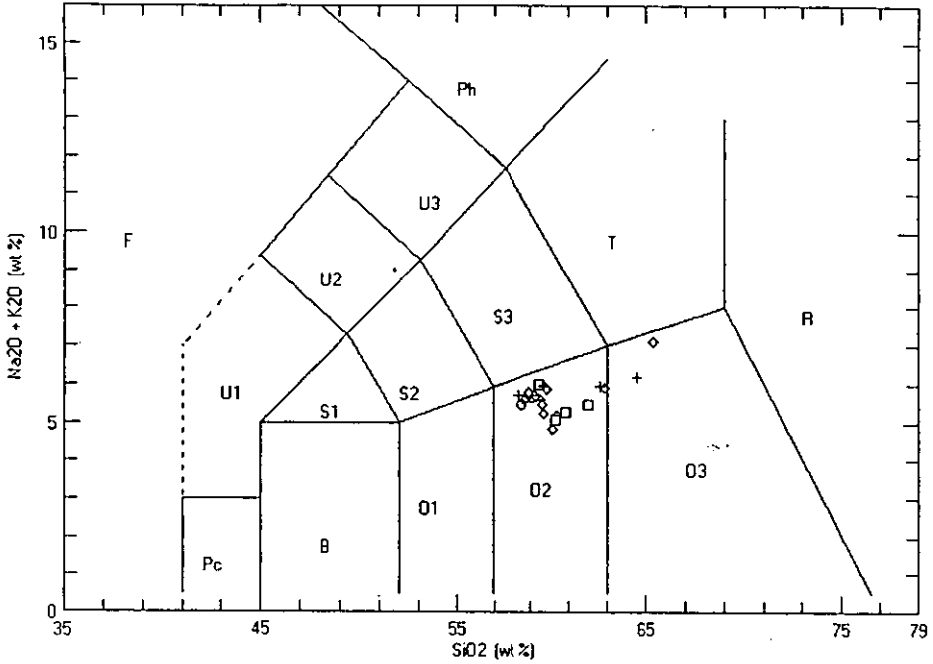
FeO^T = FeO Total

Para conocer las tendencias evolutivas de los magmas involucrados en la formación del Volcán Cerro Grande, se utilizaron los diagramas de Harker en donde el SiO_2 funciona como índice de evolución para rocas que van de una composición intermedia a ácida. Los datos geoquímicos son manipulados a través de diagramas de variación donde se gráfica en contenido del porcentaje de un óxido en un índice de diferenciación. Generalmente el porcentaje de SiO_2 o de MgO se utiliza como abscisa. En general para suites de rocas ígneas cogenéticas, pares de óxidos se correlaciona claramente por procesos de mezcla de magmas, contaminación de la corteza o por fraccionamiento. Es decir, en dichos diagramas pueden observarse tendencias de variación composicional como consecuencia de procesos de fraccionamiento cristal líquido o de fusión parcial o cristalización fraccionada, generalmente las tendencias coherentes de elementos mayores observada en dichos diagramas, se considera que representan el curso de la evolución química de los magmas

Para la unidad denominada como Brechas Ixtacamaxtitlán, la información de su geoquímica fue proporcionada (Gómez-Tuena) comunicación personal. La composición química de los fragmentos juveniles (matriz e inclusiones vitreas) muestra una amplia variación (55-76% SiO_2), sugiriendo que la composición magmática tuvo escasa influencia en el mecanismo eruptivo.

Las unidades de roca (lava) de la Formación Andesitas y Brechas Cruz de León quedan localizadas dentro del campo de las andesitas y sólo unas en el campo de las dacitas (Fig. V.2). Las unidades I y III muestran una ligera mayor dispersión de valores, mientras que para los valores las unidades II y IV son ligeramente más concentrados (homogéneo). Los diagramas de variación para las rocas de la Formación Andesitas y Brechas Cruz de León y Andesita Cerro Grande son mostradas en la Figura (V.3). Es posible observar una relativa concentración de datos para las muestras que representan la unidades II y IV, mismas que incluyen sólo a rocas andesíticas, a diferencia de las unidades I y III, que también abarcan a rocas dacíticas y cuyo rango es más amplio, esta característica podría sugerir que el emplazamiento de los flujos de lava que forman a las Andesitas y Brechas Cruz de León tuvo un comportamiento aparentemente cíclico en donde en un principio se

Le Maître 1989 (fig B.14)



Clave: F - Fodoita, U1- Tefrita basanítica, U2 - Fonotefrita, U3 - Tetrafonolita
 Ph - Basalto picritico, S1 - Basalto traquitico, S2- Traqui-andesita básáltica
 S3 - Traqui-andesita, T - Traquita, Pc - Basalto picritico, B - Basalto
 O1 - Andesita básáltica, O2 - Andesita, O3 - Dacita, R - Riolita

FIG. V.2. Diagrama Alcalis-Sílice que permite hacer una clasificación química de las rocas

Clave: \triangle UNIDAD IV, \diamond UNIDAD III, \square UNIDAD II, + UNIDAD I,
 (○) Andesita Cerro Grande

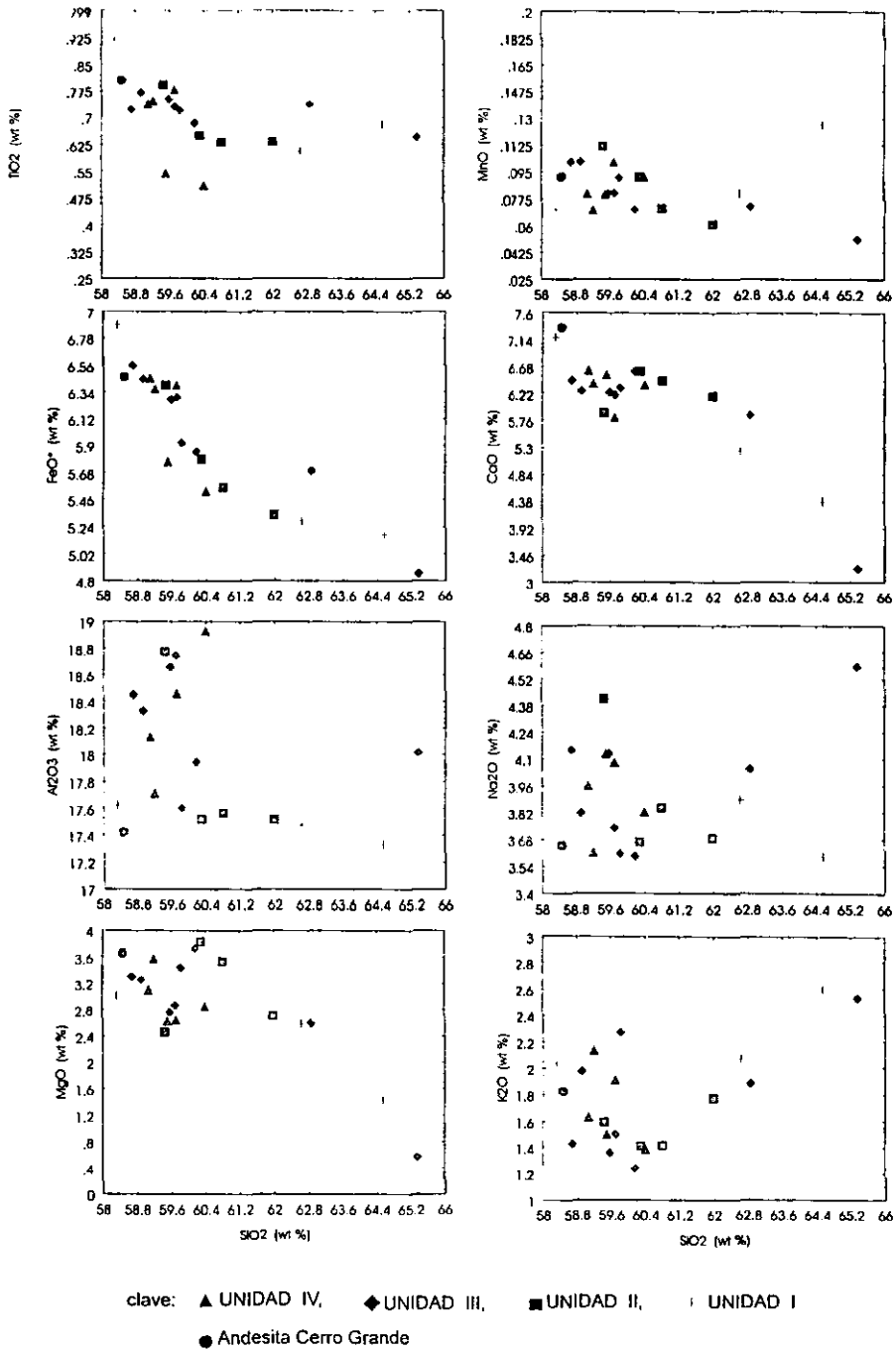


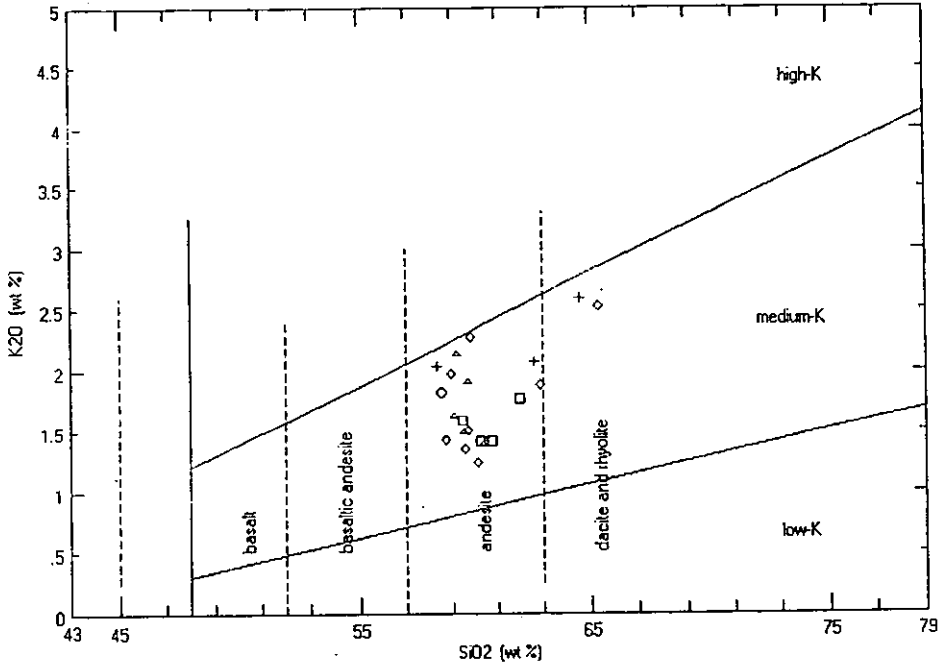
Fig. V.3. Diagramas de variación tipo Harker para las rocas de las formaciones Andesita Cruz de León y Andesita Cerro Grande

emitieron lavas que abarcan andesitas y productos más diferenciados dacitas (Unidad I), que fueron seguidos por la inyección de magmas menos diferenciados que únicamente produjeron andesitas (Unidad II). Este ciclo se repite nuevamente para formar las unidades III y IV. Aunque se observa una variación sistemática de los diferentes elementos graficados contra SiO_2 , se puede ver una ligera correlación general negativa de CaO , FeO y MgO y una apenas visible para el TiO_2 y P_2O_5 ; en cambio, el K_2O tiende a aumentar para las rocas más diferenciadas, aunque se observa una dispersión muy alta para los valores de entre 58% y 60% de SiO_2 . La fig. V.4 muestra los campos de rocas con contenidos de K, siendo evidente el dominio de las rocas andesíticas para todas las unidades descritas.

Una de las razones por la cual no se visualiza con claridad una línea de correlación bien definida, sino una aparente dispersión de puntos en la secuencia de rocas para algunos de los elementos mayores, es el carácter textural de las muestras (Tabla V.2). Debe recordarse que la típica "línea de descenso líquida" (Liquid-Line-of-Descent) propuesta por Bowen (1928) se utiliza para determinar la progresión química de los líquidos magmáticos que tienen un mismo origen y que han sido formados por procesos ya sea debido a la cristalización fraccionada o a una fusión parcial progresiva. Esta línea que resulta de la interpolación de valores alineados en una misma tendencia dentro de los diagramas de variación debe incluir, de manera ideal, a rocas de textura afánítica o pobres en fenocristales para poder indicar la trayectoria verdadera de los diferentes líquidos magmáticos representados.

Siendo la mayor parte de las unidades compuestas por rocas porfíricas, con la salvedad de la Unidad II que contiene texturas predominantemente afáníticas, es de esperarse que no se muestren típicos "TRENDS" a través de los diagramas de variación, es también posible presuponer que la formación de esta secuencia de flujos de lava no parece relacionarse a un proceso simple y único de cristalización fraccionada, a juzgar por su evolución en el tiempo y la ausencia de variaciones composicionales significativas. En cambio, podría suponerse que la inyección de magma nuevo podría interactuar con el sistema magmático ya existente para dar lugar a ciclos que ya se han mencionado

Le Maitre 1989 (fig B.15)



Clave:

△ UNIDAD IV, ◇ UNIDAD III, □ UNIDAD II, † UNIDAD I

○ Andesita Cerro Grande

Figura. V.4. Diagramas (K₂O - Silíce)

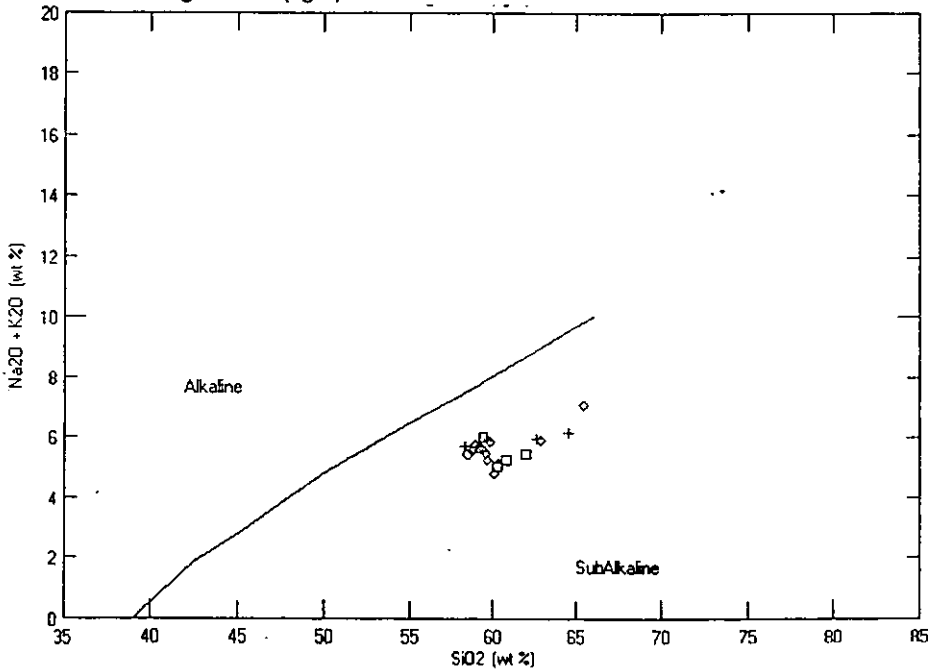
anteriormente, es decir, se podría considerar que el sistema magmático fue alimentado de manera periódica en las etapas finales de construcción del Volcán Cerro Grande.

V.2. Evolución petrológica

Las andesitas son el segundo tipo de rocas volcánicas más abundantes, después de los basaltos en volcanes subaéreos y generalmente constituyen los grandes estratovolcanes, aunque alternando también con abundantes rocas piroclásticas. Químicamente, las andesitas tienen altos valores de sílice (aproximadamente 60%) y alumina, con valores bajos en magnesio, además tienen altos ratios de calco/álcalis, y pertenecen a la suite calcoalcalina, que son típicas de enriquecimiento de álcalis durante la diferenciación magmática.

Los análisis químicos y la petrografía sugieren que el Volcán Cerro Grande es un volcán típico de márgenes continentales, perteneciente a la serie magmática subalcalina (Fig. V.5). La gran mayoría de las series de rocas andesíticas de naturaleza calco-alcalinas ocurren cerca de la zona de Benioff, sugiriendo un enlace genético con procesos de zonas de subducción. Las rocas del Volcán Cerro Grande son claramente de naturaleza calcoalcalina como es corroborado en la Figura (V.6). Esto permite relacionarlas con la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la Placa de Norteamérica, donde se considera que se dan condiciones de presión y temperatura que producen tanto la fusión parcial de la corteza oceánica, como de la fusión parcial de la corteza continental. El Volcán Cerro Grande pertenece a un arco volcánico tipo de margen continental, que regionalmente representa el inicio del vulcanismo de la FVTM en esa zona, para lo cual se debe considerar que el ángulo de Benioff debió ser lo suficientemente bajo como para dar lugar a que los magmas pudieran generarse a una distancia considerable con relación a la trinchera en donde se verificó el choque de las placas corticales.

Irvine & Baragar 1971 (fig 3)



Clave: △ UNIDAD IV, ◇ UNIDAD III, □ UNIDAD II, + UNIDAD I

○ Andesita Cerro Grande

Fig. V.5. Diagrama (Na₂O+K₂O-SiO₂) mostrando el carácter subalcalino de las lavas del Volcán Cerro Grande.

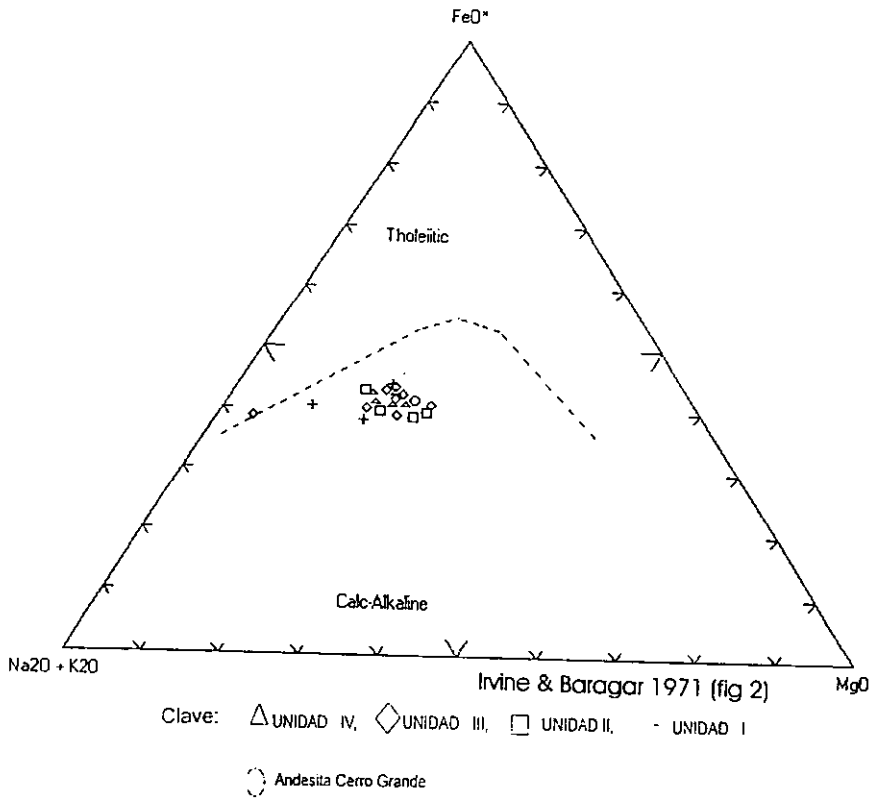


Fig. V.6. Diagramas AFM (A= Na_2O+K_2O ; F= FeO^* y M= MgO) mostrando el carácter calcialcalino (subalcalino) de las lavas del Volcán Cerro Grande

La evolución geológica del volcán Cerro Grande puede ser concebida entre grandes etapas, dos de las cuales corresponden a procesos de tipo constructiva separadas por una etapa de tipo destructiva (Fig.V.7). La etapa inicial consistió en la edificación de un volcán de bajo relieve que aparentemente tuvo la forma de un volcán tipo escudo, es decir dominado por un volumen considerable de lavas andesíticas que son sucedidas por lavas dacíticas emitidas a través de varias bocas eruptivas (Formación Andesita Cerro Grande) (Carrasco-Núñez et al., 1997).

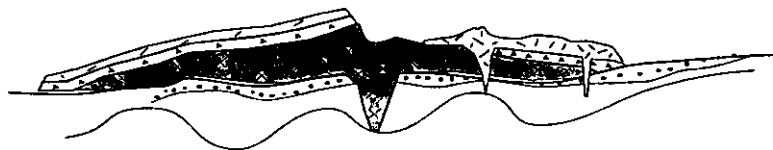
Al terminar esta etapa inicial de construcción, el volcán sufre un drástico cambio de comportamiento eruptivo, al emitir una gran cantidad de productos piroclásticos de forma extremadamente violenta, debido a explosiones de origen magmáticas y hidromagmáticas, siendo estas últimas el resultado de las interacciones explosivas entre el magma y el agua, ya sea esta de forma superficial o subterránea. Estos eventos contribuyeron también a la destrucción de estructuras dómicas que se instalaron en el cráter central como resultado de estas interacciones se produjeron fuertes devastaciones y erosiones de la estructura volcánica; lo que demuestra los eficientes mecanismos volcánicos de transformar la energía termal magmática en energía cinética.

La etapa final de naturaleza constructiva consistió en la emisión periódica de lavas andesíticas y dacíticas, que fueron emplazados en ciclos efusivos caracterizados por la inyección de magmas andesíticos sucedidos por magmas dacíticos, que se repitieron nuevamente para culminar la actividad del volcán. A juzgar por la distribución que presentan los derrames de lava, se asume que la mayoría de ellos fueron emplazados a partir de un mismo conducto central, sin embargo, también puede considerarse que al menos algunos flujos de lava fueron emitidos a partir de fracturas anulares en la parte proximal del cráter, que después de la etapa de destrucción y colapsamiento múltiple del edificio volcánico quedó muy inestable y se deslizó al interior del cráter.

VULCANISMO CERRO GRANDE

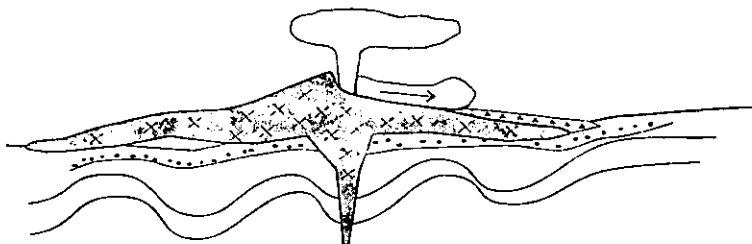
Vulcanismo periférico fisural (A.Crestón).
Etapa de construcción del cono que finaliza
con una fase eruptiva efusiva que emitió
andesitas y dacitas (unidades I.II.III.IV.)
(Andesita y Brecha Cruz de León).

Edad (M.a)

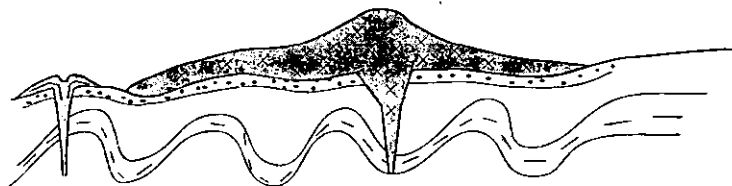


9.0-9.7

Etapa de destrucción, colapso múltiple de los
flancos del volcán Cerro Grande debidas a
explosiones hidromagmáticas y la explosión
de un domo central (Brecha Ixtacamaxtitlán).



Construcción del volcán Cerro Grande
andesitas y dacitas (Andesita Cerro Grande).
Vulcanismo periférico (andesitas-basáltica y
andesitas).



11.0

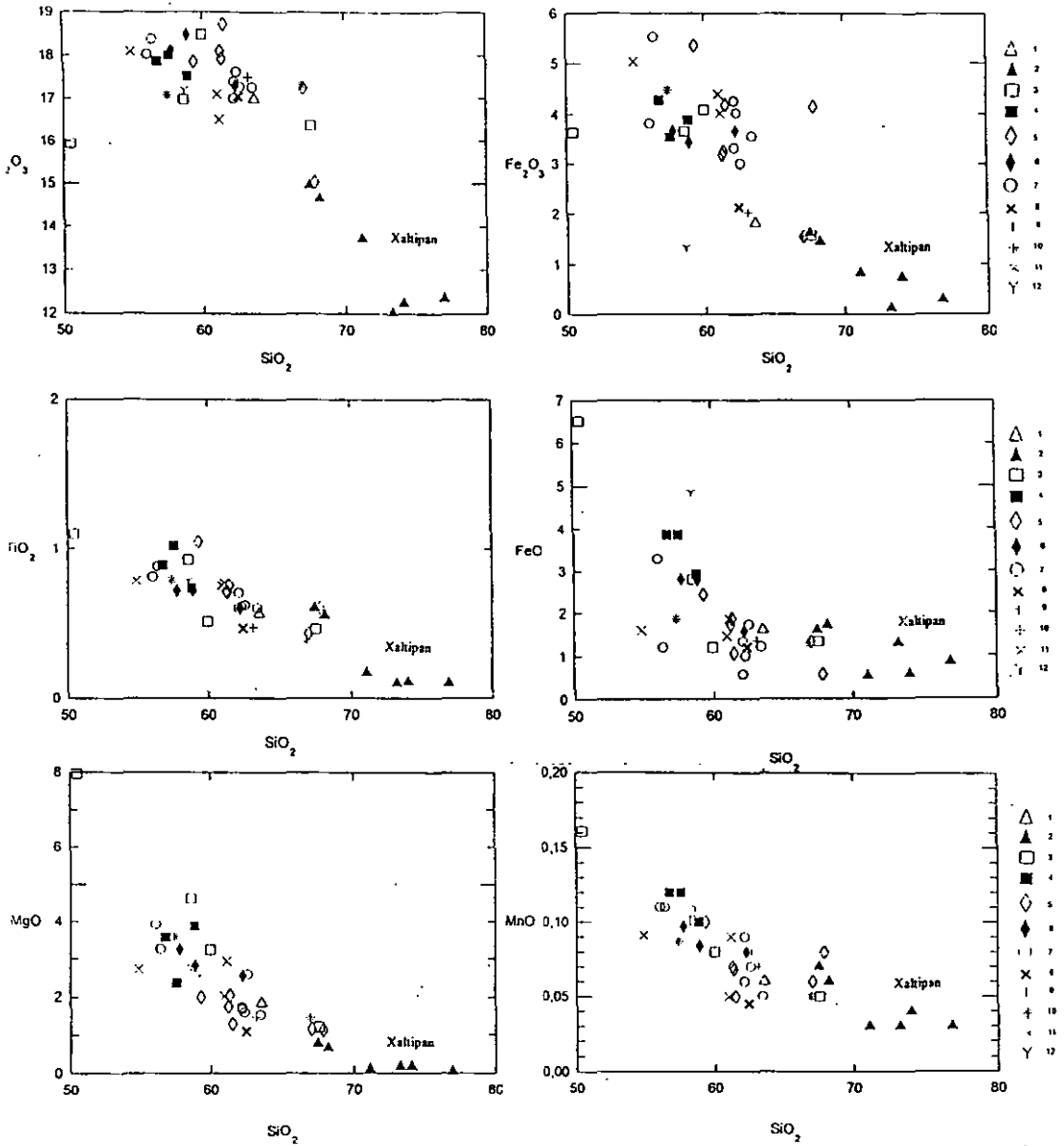
Fig. V.7 MODELO VULCANOLOGICO SIMPLIFICADO DEL VOLCAN CERRO GRANDE
(Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1995)

Se considera que la configuración del cráter que actualmente se observa ha sido el resultado de un prolongado período de inestabilidad del cono intensificado por procesos de intemperismo y erosión, ya que la actual estructura del cono, fue afectado además por intensos procesos de alteración hidrotermal que dañaron sus estructura y la volvieron más vulnerable a los agentes erosivos, así como también a la acción de los procesos tectónicos que actuaron en forma posterior y facilitaron el deslizamiento de bloques al centro de la estructura.

En el contexto regional, las características geoquímicas del Volcán Cerro Grande (Representado por las formaciones Andesita Cerro Grande, Brechas Ixtacamaxtitlán y Andesita Cruz de León) pueden compararse con las que exhibe el vulcanismo circundante, cuya naturaleza es relativamente similar. Las variaciones geoquímicas del vulcanismo representado en el área de estudio, así como las posibles relaciones entre las diferentes unidades volcánicas pueden ser observadas a través de los diagramas de Harker, (Fig. V.8). Con la excepción del NaO y K₂O, las demás gráficas muestran en lo general correlaciones negativas; es también evidente que eliminando las muestra pertenecientes al Vulcanismo Post-Cerro Grande (Cuaternario) que corresponden a la Ignimbrita Xaltipan (riolitas), la Andesita Tres Cerros (andesitas) y el Grupo Tlaxco (andesitas y basaltos), el resto del vulcanismo de edad miocénica se concentra en un rango más restringido que incluye solo a rocas andesítica y dacíticas, haciendo evidente que el comportamiento de ese vulcanismo es relativamente homogéneo y con la excepción de la construcción del Volcán Cerro Grande, fue canalizado a través de un gran número de bocas eruptivas, en lugar de haberse concentrado en un punto específico y facilitar así la edificación de conos volcánicos de mayor tamaño.

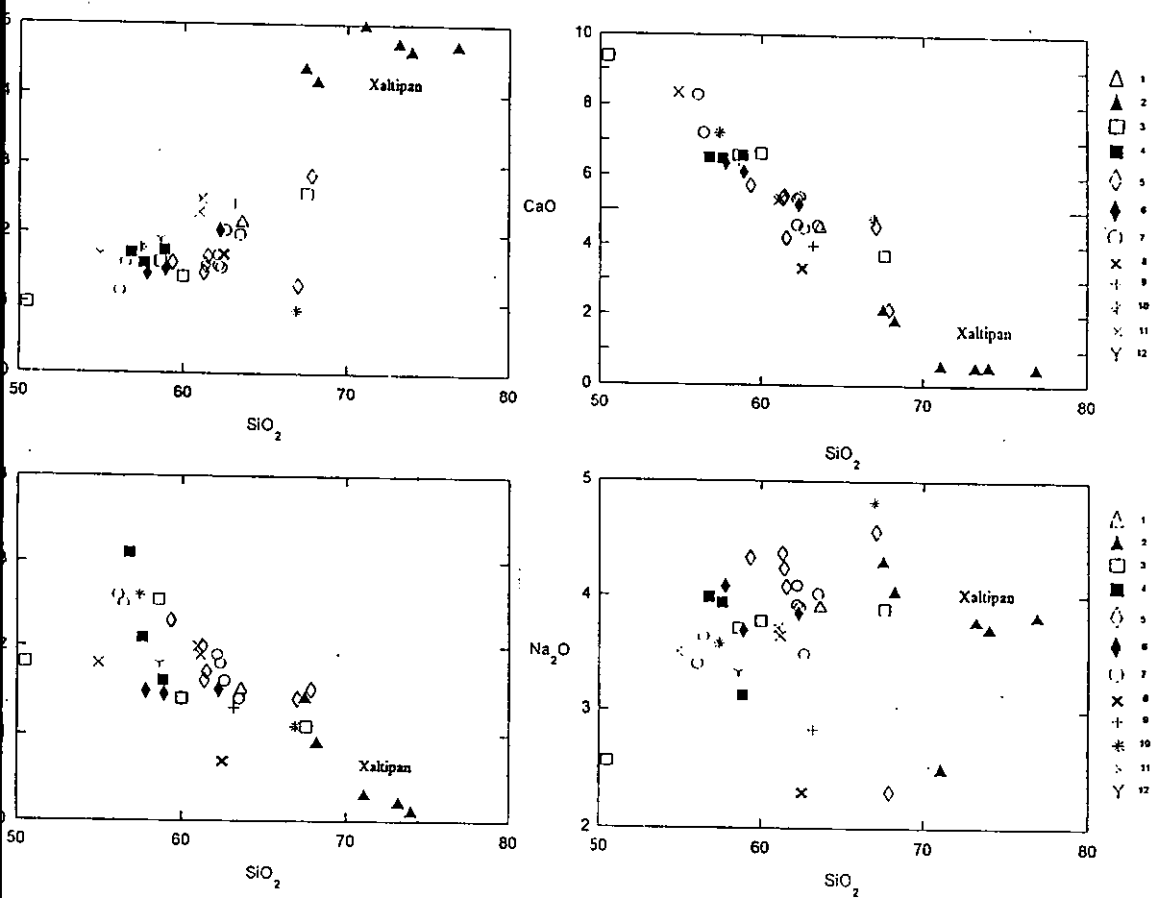
La región de estudio está caracterizada por un vulcanismo de naturaleza calci-alkalina, esencialmente andesítico, con algunas manifestaciones basálticas, dacíticas y riolíticas. Esto es evidente en el diagrama AFM (Fig. V.9) en donde las rocas más evolucionadas muestran un mayor enriquecimiento en elementos alcalis. Nuevamente las muestras de la Ignimbrita Xaltipan muestran una tendencia evolutiva mucho mayor que con el resto del vulcanismo.

Fig. V.8. Diagramas Harker (Óxidos-Sílice) (Tomado de Carrasco-Núñez et al.,1995)



Clave: 1. Depósitos proclásticos y aluviales, 2. Igneíta Xalipán, 3. Grupo Tlaxco, 4. Andesita Tres Cerros, 5. Grupo Cuyoaco, 6. Andesita y Brechas Cruz de León, 7. Secuencias Volcánosedimentarias, 8. Andesita El Cretón, 9. Brechas Itzacamaritlán, 10. Andesita Cerro Grande, 11. Grupo Terrenalé, 12. Intrusivos Terciarios

Fig. V.8. Diagramas Harker (Oxidos-Silice) (Tomado de Carrasco-Núñez et al.,1995)



Clave: 1. Depositos proclásticos y aluviales, 2. Ignimbrita Xalipán, 3. Grupo Tlaxco, 4. Andesita Tres Cerros, 5. Grupo Cuyoaco, 6. Andesitas y Brechas Cruz de León, 7. Secuencias Volcanosedimentarias, 8. Andesita El Crestón, 9. Brechas Itzacamaxitlán, 10. Andesita Cerro Grande, 11. Grupo Terrenalte, 12. Intrusivos Terciarios.

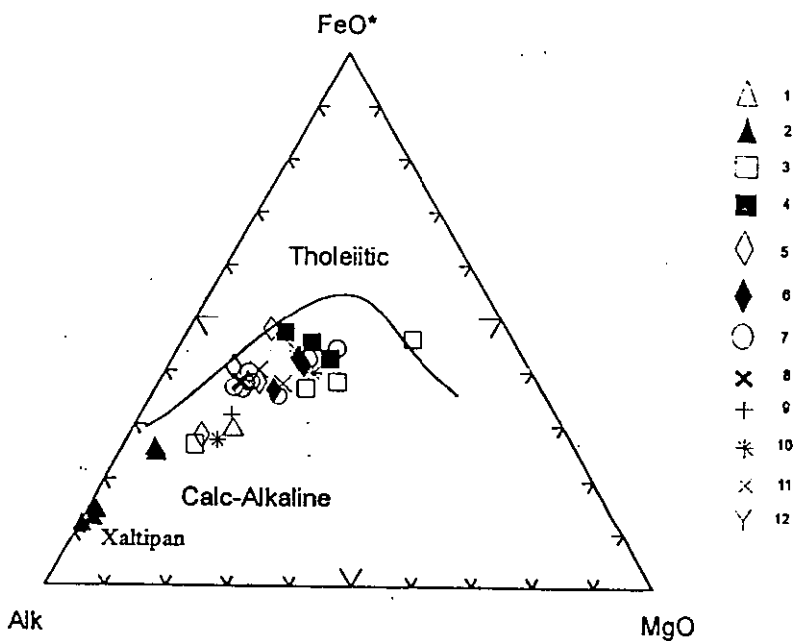


Fig. V.9. Diagrama AFM (Tomado de Carrasco-Núñez et al., 1995)

Clave: 1. Depósitos piroclásticos y aluviales, 2. Ignimbrita Xaltipan, 3. Grupo Tlaxco, 4. Andesita Tres Cerros, 5. Grupo Cuyoaco, 6. Andesitas y Brechas Cruz de León, 7. Secuencias Vulcanosedimentarias, 8. Andesita El Crestón, 9. Brechas Ixtacamaxtitlán, 10. Andesita Cerro Grande, 11. Grupo Terrenate, 12. Intrusivos Terciarios.

CAPITULO VI. CONCLUSIONES.

El área de estudio, ubicado en las confluencias de las provincias Sierra Madre Oriental (Compuesta por rocas sedimentarias mesozoicas) y la Faja Volcánica Transmexicana, está dominado por un vulcanismo relativamente antiguo (11.0-8.9 Ma) ubicado en el Mioceno Superior, así como por una fase de vulcanismo, de menores proporciones, de una edad de (0.5 Ma) ubicada en el Pleistoceno, en su porción Occidental.

El vulcanismo es de naturaleza calcialcalina, predominantemente andesítico, con escasas manifestaciones de tipo dacítico o basáltico. Los únicos depósitos de composición netamente ácida corresponde a la ignimbrita riolítica que se ha encontrado correlacionable con la Ignimbrita Xaltipan, cuyo origen está correlacionado con el colapso de la caldera de los Humeros y, que por lo tanto no pertenece al vulcanismo del área.

Los pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental siguen un patrón preferencial con dirección NW-SE, las cuales son bisectadas por fallas laterales de orientación NE. La Faja Volcánica Transmexicana se caracteriza estructuralmente por tener dos sistemas de fallas preferenciales en las direcciones NW-SE y NNE-SSW, sobre las cuales se hallan emplazados los estratovolcanes que caracterizan a esta región. Se sugiere que la intersección de estos dos últimos sistemas de fallamiento principales, posiblemente favorecieron la formación del Centro Volcánico Cerro Grande, durante el Mioceno Superior.

La evolución del Volcán Cerro Grande puede sintetizarse en 3 grandes etapas, dos de las cuales corresponden a proceso de tipo constructivo, separadas por una etapa de tipo destructiva. En la etapa inicial, se inició la edificación de un volcán de bajo relieve, que aparentemente tuvo la forma de un volcán de tipo escudo, es decir, dominado por un volumen considerable de lavas andesíticas, que fueron sucedidas por lavas dacíticas emitidas a través varias bocas eruptivas, esto ocurrió hace aproximadamente 11.0 Ma. (Fig.V.7) durante el

Mioceno Superior. Después de la fase efusiva inicial que da forma al Volcán Cerro Grande, ocurre un drástico cambio de comportamiento eruptivo, generando voluminosos depósitos de ignimbritas ricas en líticos asociados con depósitos de caída y surges, en los alrededores del volcán. La inusual riqueza de líticos es la característica de estas ignimbritas, así como las características de los componentes juveniles que indican un origen relacionado con intensas erupciones magmáticas y hidromagmáticas, estas últimas poco profundas ó superficiales, lo cual es la causa de la significativa devastación del cono volcánico. En el inicio de las explosiones hidromagmáticas que dieron lugar a la formación de las Brechas Ixtacamaxtitlán ocurrió entre los 11.0 Ma y los 9.7 Ma. Sin embargo, algunas de las lavas fueron emplazadas posteriormente (9.2 Ma.) a manera de domos en el centro del cráter principal, ocasionando el taponamiento del conducto principal y la consecuente acumulación de componentes gaseosos en el interior del reservorio magmático, que culminaron con el disparo de erupciones de gran explosividad que destruyeron de manera extremadamente violenta una parte de la cima del cráter, con el emplazamiento de voluminosos flujos piroclásticos ricos en componentes líticos, que también forman parte de la formación Brechas Ixtacamaxtitlán.

Por otra parte, hace 9.7 Ma. Se emitieron volúmenes importantes de lavas andesíticas en la periferia al Volcán Cerro Grande, (Andesita El Crestón), cuya emisión estuvo controlada por grandes fisuras con orientación NW-SE. La construcción del Volcán Cerro Grande culminó hace 9.0 Ma, con la emisión de flujos de lava de composición andesítica y dacítica de la Unidad Andesitas y Brechas Cruz de León, que fueron separadas en cuatro unidades lávicas, siendo la mayoría de ellas compuestas de rocas porfíricas con la salvedad de una unidad claramente afanítica, es posible presuponer que la formación de esta secuencia de flujos de lava se relaciona con la inyección de magma nuevo, interactuando con el sistema magmático ya existente para dar lugar a ciclos magmáticos combinados. La acción de los agentes erosivos combinada con la inestabilidad producida tanto por los procesos de alteración hidrotermal del cráter como por la destrucción múltiple debida a las erupciones hidromagmáticas que sufrió, favorecieron la formación de un cráter de hasta 4.5 km de diámetro. Contemporáneamente, en la porción Oriental del área de estudio, tuvo lugar un

vulcanismo de tipo efusivo de composición andesítico (Grupo Cuyuaco), canalizado através de varios centros eruptivos.

Finalmente y como una fase de vulcanismo totalmente ajeno al Volcán Cerro Grande, durante el Pleistoceno (0.49 M.a), se originó un vulcanismo esencialmente de tipo efusivo en la porción Suroeste del área, produciendo numerosos conos de escoria y conos lávicos de naturaleza andesítica, así como un domo de composición dacítica (Grupo Tlaxco). Un vulcanismo de tipo efusivo tuvo lugar probablemente de manera simultánea al anterior en la porción Suroriental del área de estudio (Andesita Tres Cerros). Asimismo, hace 0.45 M.a. Se emitieron importantes volúmenes de material piroclástico procedentes de la Caldera de los Humeros, que se manifiesta en el área como flujos piroclásticos ricos en pómez y cenizas (Ignimbrita Xaltipan) los cuales rellenaron el drenaje preexistente. A pesar de la existencia de varias zonas de alteración hidrotermal que podrían ser de interés desde el punto de vista hidrotermal, estas están asociadas al vulcanismo miocénico ya extinto, por lo que las posibilidades de prospección geotérmica en la zona es reducida.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

- Aguilar - y - Vargas, and Verma, S. p., 1987, **Composición química elementos mayores de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano**): Geofísica Internacional, v. 26, no.2, p. 195-272.
- Aguirre-Díaz, , G., Nelson, S., Ferrari, L., and López, M., 1997. **Ignimbrites of the Central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan calderas (Querétaro-Hidalgo)**. In: Aguirre-Díaz, G., Aranda-Gómez, J., Carrasco-Núñez, G., and Ferrari, L., (Eds.), **Magmatism and Tectonics in the Central and Northwestern Mexico- a selection of the IAVCEI General Assembly excursions**. Instituto de Geología Unam, DF. P 1-39
- Best, M. G, 1982. **Igneous and Metamorphic Petrology**. W. H. Freeman and Company p. 469.
- Cantagrel, J., and Robin, C., 1979. **K-r dating on eastern Mexican volcanic rocks- Relations between the andesitic an the alkaline provinces**. J.Volcanol. Gotherm. Res. 5, 99-114
- Carrasco-Núñez, G., Milán, M., Verma,S., 1989. **Geología del Volcán Zamorano, Estado de Querétero**. Revista Inst. Geol. UNAM 8, 142-201
- Carrasco-Núñez, G., Gomez-Tuena, A., Lozano, L., Robles, J., García, A., Rivera, J., and Metzger, C., 1995. **Estudio vulcanológico y evaluación de las posibilidades geotérmicas de la región de Mexcaltepec, Pue.-Tlaxco, Tlax**. Instituto de geología, UNAM Comisión Federal de Electricidad, México, DF.
- Carrasco-Núñez.G., Gómez- Tuena, A., Lozano, L., 1997, **Geologic map of Cerro Grandevolcano and surrounding area, central Mexico**: Geological Society of America Map and Chart Series, Boulder, co.1 sheet. pp. 1-10.
- Cebull, S. E. and Shrubet, D. H, 1987. **Mexican Volcanic Belt: interplate transform** Geof. Int. special on Mexican Volcanic Belt - 3a vol: 26, in press.

- De Cserna, Z., 1958. **Notes on the Tectonics of Southern Mexico.** Amer. Assoc. Petrol Geol. 86, 523-532.
- Demant, A., 1978. **Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación:** Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 172-187.
- Demant, A., 1981. **Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico transmexicano.** Revista Inst. Geol. UNAM. 2, 172-187.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., P., Pascuaré, G., 1994a. **Volcanic evolution of Central México: Oligocene to present.** Geofísica Internacional. 33 (1), p. 91-105.
- Ferrari, L., Garduño, V., Innocenti, F., P., Pascuaré, G., 1994b. **A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro.** Geofs. Int. 33, 107-123.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G., and Carrasco-Núñez, G., 1999. **Space patterns of Cenozoic arc volcanism in Central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt.** Geology 27,303-306.
- Ferriz, H and Mahood, G.A., 1986. **Volcanismo Riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano** Geol. Int. Pp. 117-156
- Gastil, G., and Jency, W., 1973. **Evidence of strike-slip displacement beneath the transmexican Volcanic Belt.** In :Kovvach, R., and Nur, A., (Eds.), **Proceeding of the conference on tectonics problems of the San Andres Fault system.** Stanford University Publications, Geological Sciences, pp. 171-180.
- Gomez-Tuena, A., and Carrasco Nuñez, G., 1999. **Cerro Grande Volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Transmexican Volcanic Belt.** Tectonophysics 318 (20009) 249-280.

- Halliday, A., y Mahood, G., Holden, P., Metz, J., Dempster, T., and Davison, J., 1989. **Evidence for long residence times rhyolitic magmas in the long valley magmatic sistem: the isotopic record in precaldera lavas of Glass Mountain.** Earth Planet Sci. Lett.94, 272-290.
- Henry, C., and Aranda-Gómez, J., 1992. **The real southern Basin and Range: Mid- to of late Cenozoic extensión in Mexico.** Geology 20, 701-704-458.
- Humboldt, A., 1808. **Essai politique sur le Royaume de la nouvelle Espagne.** F. Shoell, Paris.
- Irvine, T., and Barager, W., 1971. **A guide to the chemical clasification of the common volcanic roks.** Can . J., Earth. Sci. 8, 523-548.
- Johnson, C., and Harrison, C., 1989. **Neotectonics in central Mexico.** Phys. Earth Planet Int. 64, 187-210.
- Le Maitre, R., 1989. **A Clasification of Igneous Rocks and Glossary of Therms.** Blackwel, Oxford.
- López H. A., 1995, **Estudio regional volcánico y estructural del campo geotermico de los Humeros ,Puebla., México: Geotermnia: Revista Mexicana de Geoenergía, v. 11-1, 17-36.**
- Lópes Ramos, E., 1979. **Geología de México.** Tomo II. Primera edición escolar
- Luhr, J., and Carmichel, I., 1985, **Comtemporaneous eruptions of calc-alkaline and alkaline magma salong the volcanic front of the Mexican volcanic Belt.** Geof. Int.24, 203-216.
- Lorenz, V., 1987, **Phreatomagmatism and ist relevance.** Cehm. Geol. 62, 149-156.
- Molina-Garza, R., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1993. **Deep crustal of central Mexico derived from interpretación of Bouger gravity anomaly data.** J. Geodinamics 15, 181-201.

- Molnar, P., and Sykes, L., 1969. **Tectonics of the Caribbean and Middle American region from focal mechanisms and seismicity**: Geological Society of America Bull. v. 80, 1639-1684
- Mooser, F., and Maldonado, M., 1961, **Penconemporaneous tectonics along the Mexican Pacific coast**. Geofísica Internacional, 1 1-20.
- Mooser, F., 1972, **The Mexican Volcanic Belt : Structure and Tectonics**: Geofísica Internacional, v. 12, p. 55-70.
- Negendank, J. F., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser F., Tobschall, H. and Tobschall, J., (1985). **Geological and geochemical investigations of the eastern Transmexican Volcanic Belt**. Geof. Int. special volume on Mexican Volcanic Belt- part 2 vol. 24: 477-575 pp.
- Nixon, G., 1982, **The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and the structure of the subducted ocean lithosphere**: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 514-523.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R., and Harakal. J., 1987. **K-⁴⁰ dating of the Tuxtla volcanic Field, Veracruz Mexico**. Bull. Volcanol. 55, 85-96.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 1992. **Carta Geológica de la República Mexicana y texto explicativo**. Instituto de geología UNAM, Consejo de Recursos Minerales, SEMIP, México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R., and Speed, R., 1994. **Phanerozoic tectonic evolution of Mexico**. In: Speed, R., (Ed.), Phanerozoic Evolution of North American Continent. Ocean Transitions. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 265-306.
- Pardo, M., and Suárez, G., 1993. **Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico**. Geophys. Res. Lett. 20. 2391-12394.

- Pascuaré, G; Vezozli, L. y Zanchi, A. 1986. **Morphological and estructural model of Mexican Volcanic Belt.** Geofis. Int. 26, 159-176
- Pascuaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., and Ferrari, M., 1988. **Stress patern evolution in the central sector fo the Mexican Vocanic Belt.** Tectonophysics 146,353-364.
- Pérez -Venzor, J., Aranda-Gómez, J., y McDowell, F., 1996. **Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México** Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 13, 174-183.
- Sheridan,M; Wohletz., 1983. **Hidrovolcanism. Basic considerations and review.** J. Volcanol. Geothermsm. Res. 17, 1-29.
- Suter, M., Aguirre, G., Siebe. C., Quintero, O., And Komorowski, J., 1991. **Volcanism an active intraarc extensuon at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt, Mexico** in: Walawender,M., and Hanan,B., (Eds.), **Geological excursions in Southern California y Mexico.** Geol. Soc. Amer. Guide Book, Boulder, CO, pp.224-243.
- Urrutia- Fucagauchi, J., Del Castillo, I., 1977. **Un Modelo del Eje Volcánica Mexicano.** Bol. Soc. Geol. Mex. 38, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J., and Böhnel, H., 1987. **Tectonic interpretation of the Trasmexican Volcanic Belt.** Tectonophysics 138, 319-323.
- Verma, S. P., 1 987, **Mexican Volcanic Belt: present state of Knowledge and unsolved problems.** Geofísica Internacioanal, v. 26, n. 5, 309-340.
- Venegas, S., Herrera. J. J . and Maciel, F., 1985. **Algunas características de la faja Volcánica Mexicana y sus recursos geotérmicos.** Geofísica Internacional, v. 24 (1),p. 97-143.
- Viniestra Osorio, F., 1 965, **Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz:** Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos.. Petroleros. Vol. XVI p.7-12.
- Yañez-García, A; 1982, **informe geológico del proyecto geoérmico los Humeros - Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz:** Comisión Federal de Electricidad, México.