



011701
285
3

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LOS CAMPOS VOLCANICOS
DE LOS AZUFRES (MICH.), AMEALCO Y EL ZAMORANO (QRO.)

GERARDO CARRASCO NUÑEZ

T E S I S

Presentada a la División de Estudios de
Posgrado de la

FACULTAD DE INGENIERIA
de la

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

como requisito para obtener el grado de

MAESTRO EN INGENIERIA
(EXPLORACIÓN)

CIUDAD UNIVERSITARIA

MEXICO

1988

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LOS CAMPOS VOLCANICOS DE LOS AZUFRES (MICH.), AMEALCO Y EL ZAMORANO (GRO.)

Resumen

I.	INTRODUCCION.....	1
II.	METODOLOGIA.....	5
III.	GEOLOGIA.....	11
	1. Distribución del vulcanismo en la Región Volcánica de Los Azufres-El Zamorano.....	12
	2. Geología y Petrología de los Campos Volcánicos de Los Azufres, Amealco y El Zamorano.....	20
	A. CAMPO VOLCANICO DE LOS AZUFRES.	
	A.1 Introducción.....	20
	A.2 Geología.....	24
	A.3 Geoquímica.....	34
	A.4 Evolución e interpretación petrológica.....	38
	B. CALDERA DE AMEALCO	
	B.1 Introducción.....	47
	B.2 Geología.....	48
	B.3 Geoquímica.....	63
	B.4 Evolución del centro volcánico.....	69
	C. VOLCAN ZAMORANO	
	C.1 Introducción.....	77
	C.2 Geología.....	78
	C.3 Geoquímica.....	87
	C.4 Evolución e interpretación petrológica.....	93
IV.	GEOQUIMICA REGIONAL.....	98
	1. Variaciones composicionales en función del tiempo.....	101
	2. Variaciones composicionales en función de su distribución espacial.....	103
	3. Relaciones espacio-temporales en el comportamiento químico de los magmas.....	107
V.	ANALISIS ESTRUCTURAL	
	1. Estructuras generadas.....	114
	2. Régimen de esfuerzos y su relación con el vulcanismo.....	119
	3. Implicaciones tectónicas.....	124
VI.	CONCLUSIONES.....	131
	BIBLIOGRAFIA.....	137
	ANEXOS: Mapas	

Tablas

RESUMEN

En la parte central del Cinturón Volcánico TransMexicano (CVTM) existen manifestaciones importantes de vulcanismo silícico representadas por los campos de Los Azufres (Mich.), Amealco y El Zamorano (Gro.), que se distribuyen hacia el frente, y las partes media y septentrional del mismo, respectivamente. Los Azufres es un campo de domos riolíticos y riodacíticos rodeados por conos basálticos y andesíticos; Amealco es una caldera asociada con volúmenes importantes de ignimbritas de composición dacítica, domos riolíticos y, conos andesíticos y basálticos; y El Zamorano, es un estratovolcán andesítico al cual se asocian ignimbritas de composición riolítica. En cada campo se infiere la presencia de un reservorio magmático de grandes dimensiones (450, 792 y 756 Km², respectivamente), emplazado someramente (5-10 Km). Cada reservorio presenta algún grado de zonificación composicional gobernado por procesos como la cristalización fraccionada, la convección termogravitacional, la reinyección de magmas máficos, o bien por mezclas de magmas derivados de fuentes diversas. Por otra parte, la migración del magmatismo hacia la parte meridional del CVTM posiblemente esté vinculada con una migración similar del patrón tectónico, sin embargo la orientación del esfuerzo horizontal máximo (E-W), es oblicuo al vector de convergencia de las Placas Norteamericana y de Cocos. Por otro lado, bajo esta porción del CVTM no existe una sismicidad evidente y las variaciones espaciales de los elementos mayores (p. ej. K₂O) no son compatibles con los modelos tradicionales de arco-trinchera. Todo ello no es explicado satisfactoriamente utilizando únicamente el modelo de subducción.

I. INTRODUCCION

A pesar de la gran diversidad de trabajos que se han desarrollado con relación al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), aún existe hoy en día una fuerte controversia en torno a su origen, límites espacio-temporales e incluso hasta en su nombre. Esta provincia se ha conocido comunmente con el nombre de Eje Neovolcánico (Demant, 1981; López-Ramos, 1983), sin embargo esa denominación ha sido recientemente discutida (Carrasco-Núñez, 1985; Venegas et al., 1985; Verma, 1985a; Verma 1987; Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987) debido a su irregular forma y a su edad plio-pleistocénica (Demant et al., 1975) o bien, miocénica-Reciente (Venegas et al., 1985).

El CVTM se puede definir como una franja volcánica de aproximadamente 900 Km de longitud (desde las costas de Jalisco hasta el Estado de Veracruz), orientada E-W, con anchuras que varían de 40 a 200 Km, entre los paralelos 19° y 21° N. Está constituido por estratovolcanes andesíticos (orientados N-S), campos de conos cineríticos de composición basáltica y andesítica, centros volcánicos silícicos, y campos de domos riolíticos y riodacíticos; que en conjunto suman alrededor de 8,000 centros eruptivos (Robin, 1982). El origen del CVTM ha sido explicado a través de numerosas hipótesis que han sido condensadas por Demant (1978; 1981), Ferriz y Mahood (1986) y, Aguilar-y-Vargas y Verma (1987) en tres grandes grupos, relacionados con: a) grandes fallas, b) procesos de subducción, y c) rompimiento continental, o una combinación de estos elementos.

Debido a las encontradas discrepancias entre estas hipótesis, es indispensable la realización de estudios más detallados, sistemáticos e integrados que permitan caracterizar geológicamente un campo volcánico, más que pretender resolver problemas a nivel planetario, en los que siempre existirán argumentos basados en inferencias y criterios, más que en datos fehacientes. En estos términos, este trabajo tiene como propósitos primordiales, el dar a conocer el comportamiento geológico y la evolución petrológica de 3 campos volcánicos de la parte central del CVTM: Los Azufres, Mich., Amealco, Qro. y El Zamorano, Qro., (Fig.1.1); así como caracterizar la evolución espacio-temporal del vulcanismo que se manifiesta dentro de la Región Volcánica Los Azufres-El Zamorano (RVAZ), que se localiza entre las coordenadas $19^{\circ}30'$ y $21^{\circ}00'$ de latitud norte, y $100^{\circ}03'$ y $101^{\circ}00'$ de longitud occidental, ocupando un área irregular (Fig.1.1). El estudio de estos aspectos reviste gran interés desde el punto de vista vulcanológico y de prospección geotérmica.

En cada campo se analizan los procesos que gobernaron la generación de cada sistema magmático, mediante el apoyo de una cartografía geológica a semidetalle y la geoquímica (elementos mayores) de las unidades que lo integran. Asimismo, en cuanto a prospección geotérmica se refiere, es conocida la explotación intensiva que actualmente se realiza del campo geotérmico de Los Azufres, a diferencia de Amealco y El Zamorano, que aunque en el pasado constituyeron importantes focos hidrotermales, su aparente "vejez" los excluye como sitios atractivos para la prospección. Sin embargo, existen en varios lugares manifestaciones termales

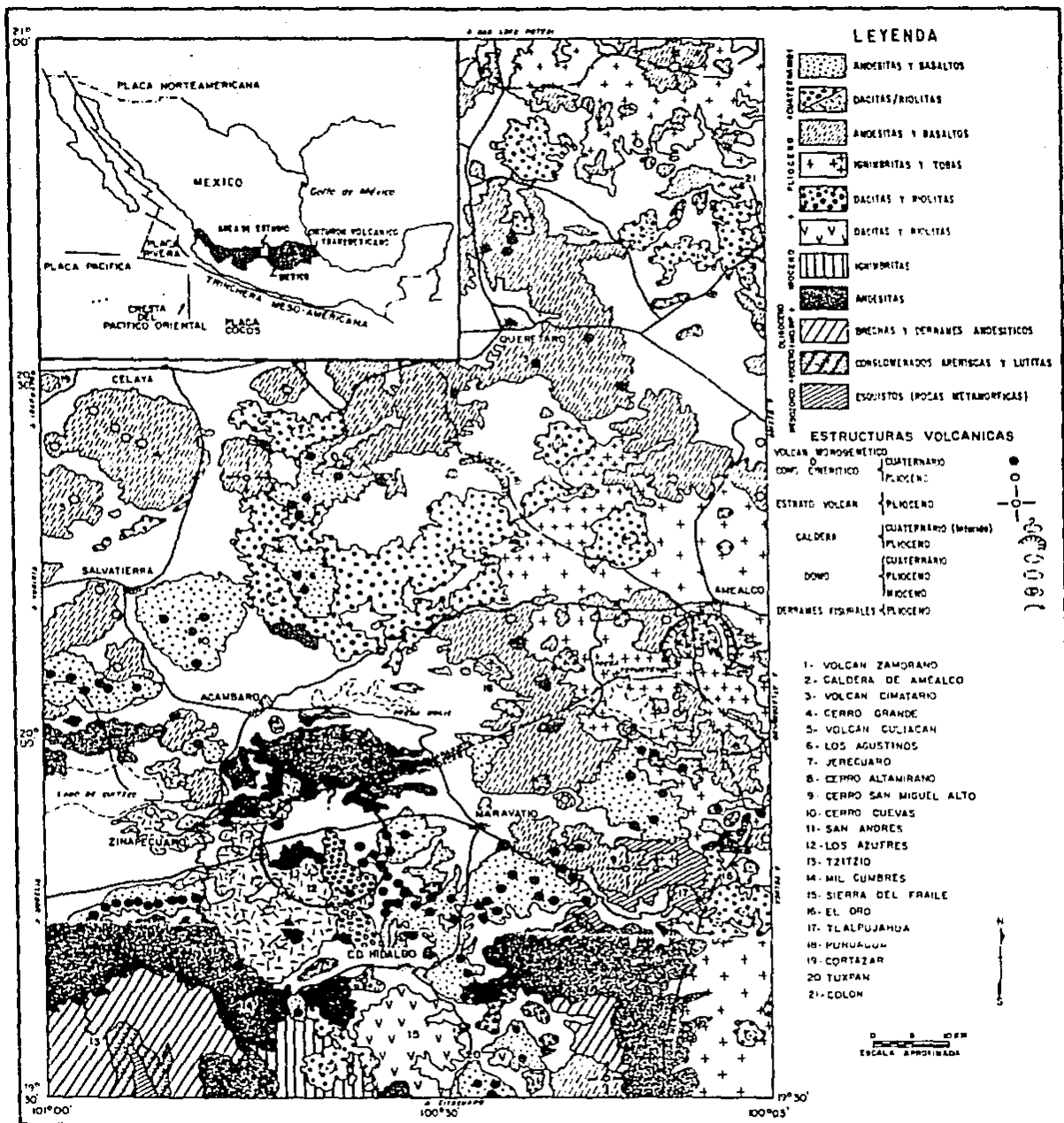


Fig. 1.1 Mapa geológico simplificado de la Región Volcánica Los Azufres - El Zamorano (RVAZ), y su ubicación dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).

que pueden resultar interesantes para efectuar una exploración más detallada.

Regionalmente, se analiza el comportamiento geoquímico y el régimen estructural que priva dentro de la RVAZ. Esta zona corta transversalmente a uno de los segmentos más angostos de la parte central del CVTM, lo que posibilita establecer relaciones entre las variaciones composicionales y la distribución de los distintos tipos de estructuras volcánicas, con respecto a la distancia que existe a partir de la Trinchera Meso-Americana (TMA). Con ello se podrá caracterizar mejor el vulcanismo de esa región y, en su caso, probar la aplicabilidad de los modelos generalizados de arco-trinchera, en concordancia con los estudios iniciados por Verma (1985a), Verma y Aguilar-y-Vargas (1988) para el CVTM en su conjunto.

II. METODOLOGIA

II.1 COMPILACION Y MANEJO DE LA INFORMACION

Se efectuó una amplia recopilación de los trabajos efectuados en el área, sobre todo de aquellos que proporcionan reportes de análisis químicos, fechamientos radiométricos, cartografía, etc.

En lo que se refiere a la cartografía, los trabajos más regionales corresponden a Silva-Mora (1979) y Demant (1981), quienes cartografiaron las Hojas Valle de Santiago, Morelia y Maravatío correspondientes a la parte meridional y occidental del área de trabajo. Aguirre-Díaz (1983) realizó la cartografía de la Hoja "Presa Solís" (DETENAL) que ocupa la parte central; en tanto que Sánchez-Rubio (1983) cubrió el área correspondiente a la Hoja Amecalco. Se consultaron también algunos otros trabajos de carácter local, sobre todo en el área de Los Azufres. Los cubrimientos cartográficos pueden observarse en la figura II.1.

En cuanto a los datos geocronológicos, al consultar algunas compilaciones se encontró que las fuentes originales en ocasiones eran atribuidas a diferentes autores. Las principales fuentes de información derivan de los trabajos de Demant et al. (1975), Demant (1981), Aumento y Gutiérrez (1980b), Gutiérrez y López (1983), referidos también en Venegas et al. (1985), Pascuaré et al. (1984), Dobson (1984), y el archivo del Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.). La tabla I presenta una compilación de estos datos.

La información geoquímica, al igual que la cartográfica y geocronológica, se concentra en la parte central y sur, especialmente en torno al campo geotérmico de Los Azufres. Los análisis químicos recopilados proceden de los trabajos realizados por: Aumento y Gutiérrez (1980a), Dobson (1984), Cathelineau et al. (1987), para la zona de Los Azufres; Aguirre-Díaz (1983) para la zona de Los Agustinos y Furuagua; y Sánchez-Rubio (1983) para el área de Amealco.

Toda la información compilada fue debidamente analizada lo que permitió seleccionar los datos de mayor confiabilidad, sobre todo en lo referente a análisis químicos. En algunos casos estos datos no poseían una ubicación geográfica o bien ésta no correspondía con la cartografía correspondiente; en otros casos, la cartografía fue modificada en función de la estratigrafía, morfología, petrografía y relaciones de campo observadas.

Por otra parte, la mayoría de los datos químicos compilados están referidos a edades relativas, por lo que se requirió efectuar algunos ajustes a fin de poder trabajar con rangos de edad que permitieran manejar la información de manera cuantitativa, mediante el uso de una computadora PC. Los datos compilados se ordenaron junto con los generados en este estudio para completar las interpretaciones correspondientes.

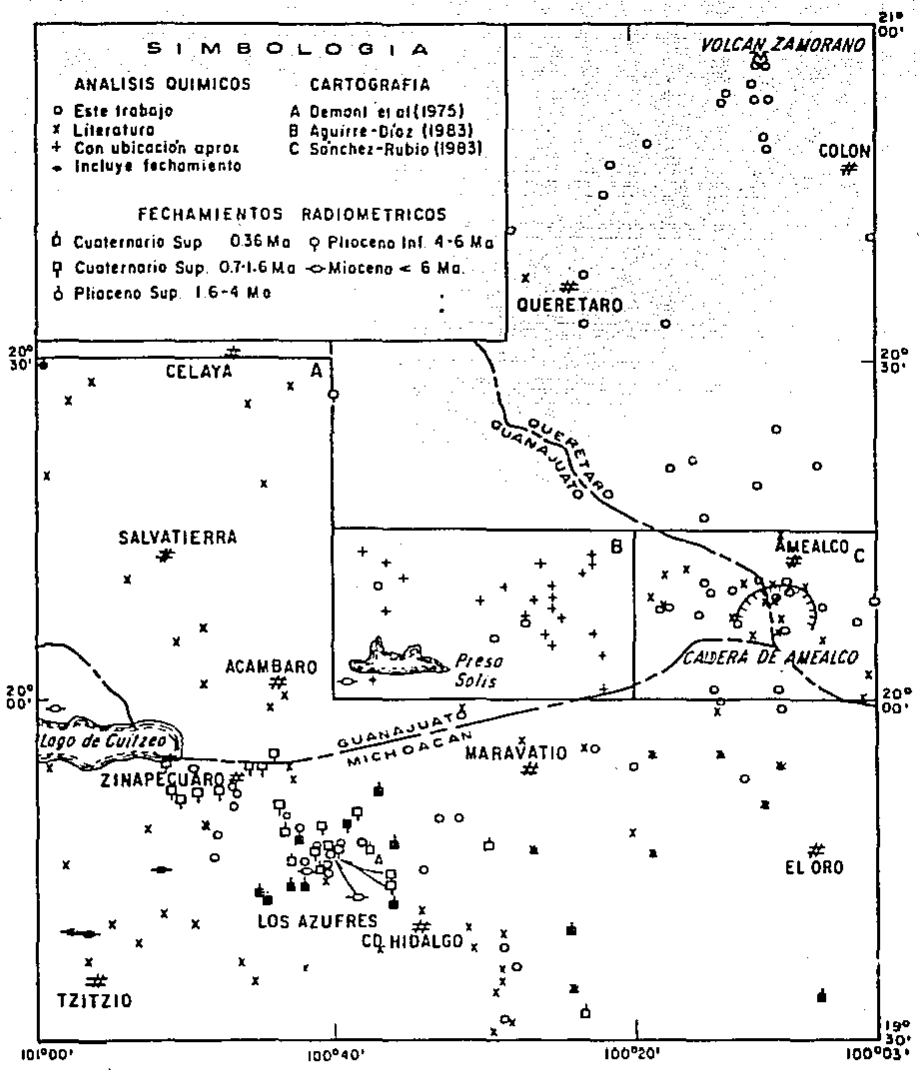


Fig. II.1 Distribución de los análisis químicos utilizados en este trabajo, tanto de los generados en el mismo, como de los compilados. Asimismo se muestra la distribución de los fechamientos radiométricos -los cuales se indican en rasgos de edades- y los cubrimientos de la cartografía geológica compilados.

II.2 TECNICAS DE ANALISIS

De manera regional, se interpretaron imágenes de satélite ERTS en blanco y negro, y color, escala 1:500,000; así como LANDSAT, impresas en falso color, en escalas 1:500,000 y 1:250,000, que constituyen las cartas de ordenamiento del territorio nacional que editó la SAHOP (SEDUE) en 1981.

Además de la cartografía levantada a semidetalle en los campos de Los Azufres, Amealco y El Zamorano, se realizaron verificaciones de campo en áreas con pocos datos o con información de baja confiabilidad. Los estudios petrográficos se realizaron de acuerdo con las técnicas convencionales, apoyados eventualmente con el uso de un contador de puntos, y tomando como base de clasificación la propuesta por Streckeisen (1968).

Con respecto a los análisis químicos, su confiabilidad depende esencialmente de 3 factores: el muestreo de campo, la preparación de la muestra y los métodos de análisis. El procedimiento seguido en la preparación de las muestras fue el siguiente: de cada ejemplar se obtuvieron núcleos o cortes equivalentes que permitieron eliminar las superficies de intemperismo. Las muestras fueron quebradas y seleccionadas mediante cuarteos, y posteriormente se pulverizaron y homogeneizaron utilizando un molino con disco vibratorio, hasta conseguir un polvo capaz de atravesar la malla No. 200. Para evitar contaminaciones, es recomendable que la composición de las muestras molidas en forma consecutiva no sea muy variable.

Las muestras fueron analizadas en el Depto. de Geoquímica del Instituto de Geología (I.G.) de la U.N.A.M., con algunos duplicados analizados en el Depto. de Geotermia del Instituto de Investigaciones Eléctricas (I.I.E.). En ambos casos se utilizó el método de fluorescencia de Rayos-X, por medio del cual se obtiene únicamente FeO total, mismo que se reporta como Fe_2O_3 ; asimismo el Na_2O debe ser analizado por vía húmeda. En algunas de las muestras analizadas no se reportaron los valores de MnO y P_2O_5 , elementos que por ser menores no tienen una influencia relevante en las sumas totales. Por otra parte, algunas muestras se analizaron por vía húmeda, empleando los métodos de Flamometría, para Na_2O y K_2O ; Gravimétrico, para SiO_2 , Al_2O_3 , H_2O^+ y H_2O^- ; Colorimétrico, para P_2O_5 , MnO y TiO_2 ; y Volumétrico, para Fe_2O_3 , FeO y CaO.

Por otra parte, la elección de las gráficas geoquímicas empleadas en este trabajo se realizó en función directa del índice o parámetro que se consideró más apropiado para mostrar algún rasgo especial, de acuerdo con los objetivos perseguidos.

Con respecto al cálculo de volúmenes de productos eruptivos, se consideraron los espesores medidos en el campo para poder efectuar las estimaciones morfométricas pertinentes. Los diferentes tipos de geofomas se trataron de regularizar, con el fin de poderlas representar mediante una forma geométrica conocida o bien, una combinación de ellas. Para ello se representaron los siguientes cuerpos sólidos:

FORMA GEOMETRICA

FORMULA

cilindro

$$\pi r^2 h$$

paralelepípedo

$$lah$$

cono

$$\pi r^2 h / 3$$

cono truncado

$$\pi h (r^2 + rs^2 + rrs) / 3$$

casquete esférico

$$\pi h (3r^2 + h^2) / 6$$

zona esférica

$$\pi h (3(r^2 + rs^2) + h^2) / 6$$

donde $\pi = 3.14154$, $r = \text{radio basal}$, $rs = \text{radio superior}$,
 $h = \text{altura}$, $l = \text{largo}$, $a = \text{ancho}$.

Para las formas dómicas regulares se emplearon preferentemente las formas de un casquete esférico, zona esférica o cilindro; mientras que para un cono volcánico, las de un cono o un cono truncado. Para cada caso particular, se realizaron algunas compensaciones según las irregularidades propias de cada estructura, y de la forma como fueron erosionadas.

III. GEOLOGIA

El vulcanismo que se presenta en la Región Volcánica los Azufres-El Zamorano (RVAZ) es muy variado en el tiempo y el espacio, así como en composición y tipos de estructuras volcánicas generadas. A las manifestaciones más antiguas de la región, algunos autores como Silva-Mora (1979) y Demant (1981) les han atribuido una edad oligocénica, sin embargo las edades radiométricas de las rocas más antiguas de la región no rebazan los 18.2 Ma (Camacho, 1979). Existe una unidad compuesta por brechas y coladas de naturaleza andesítica que afloran principalmente rodeando al núcleo del anticlinorio de Tzitzio-Huetamo (Mauvois *et al.*, 1976), que pudieran considerarse del Mioceno Inferior u Oligoceno, ya que sobreyacen a la unidad clástica continental compuesta por conglomerados, areniscas y lutitas que se correlacionan con el Grupo Balsas del Terciario Inferior (Fries, 1960).

El vulcanismo está representado de manera prácticamente continua hasta el Cuaternario, a través de múltiples estructuras tales como: conos cineríticos, domos, volcanes monogenéticos, estratovolcanes, calderas y emisiones fisurales. Las composiciones de los productos emitidos abarcan todos los rangos, desde los miembros más básicos hasta los más ácidos, y de alguna manera están relacionados con la evolución que ha tenido cada centro eruptivo, según se verá más adelante.

Por otro lado, los variados sistemas magmáticos de naturaleza silícica que se presentan en la RVAZ tienen un tiempo de residencia muy prolongado que sirve como guía para la exploración

de recursos geotérmicos, sobre todo en el caso de sistemas recientes. De acuerdo con el mapa de isotermas elaborado por Prol y Juárez (1985) para el CVTM, se observa que 2 de los 3 máximos que existen (Fig. III.1), se localizan dentro de la RVAZ con 150 y 160°C, que corresponden a las zonas de Los Azufres-Tuxpan, Mich., y a las inmediaciones de la Cd. de Querétaro.

El mapa geológico de la figura I.1 muestra la distribución regional de los diversos productos volcánicos, de donde es posible definir los centros eruptivos de mayor importancia como se mostrará más adelante.

1. DISTRIBUCION DEL VULCANISMO EN LA REGION VOLCANICA LOS AZUFRES-EL ZAMORANO

En la figura III.2 aparecen únicamente las manifestaciones miocénicas y pre-miocénicas, cuya distribución está restringida a la porción meridional de la RVAZ. Si se considera como referencia la distancia a partir de la Trinchera MesoAmericana, tales manifestaciones quedan ubicadas entre los 220 y los 300 Km considerando que en este sitio la TMA tiene un rumbo aproximado de 25°30'. Esto representa una gran distancia, sobre todo si se compara con la zona de Michoacán cuyo vulcanismo inicia a los 200 Km (Hasenaka y Carmichael, 1987), o Colima a los 150 Km. El angostamiento que se produce en esa parte del CVTM, podría estar influenciado por el anticlinorio de Tzitzio-Huetamo del Terciario Inferior.

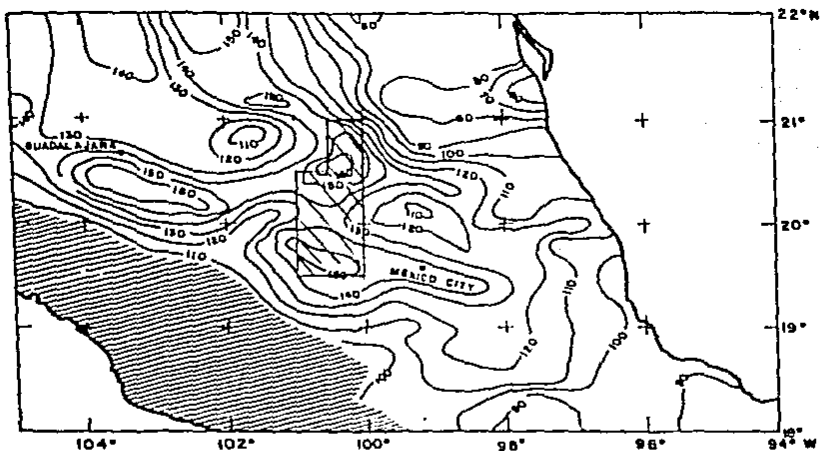


Fig.III.1 Mapa de isotermas para la parte central de México elaborado por Proh y Juárez (1985) utilizando geotermómetros derivados de la química de manantiales termales. Obsérvese como dos de los máximos se ubican dentro del área de estudio.

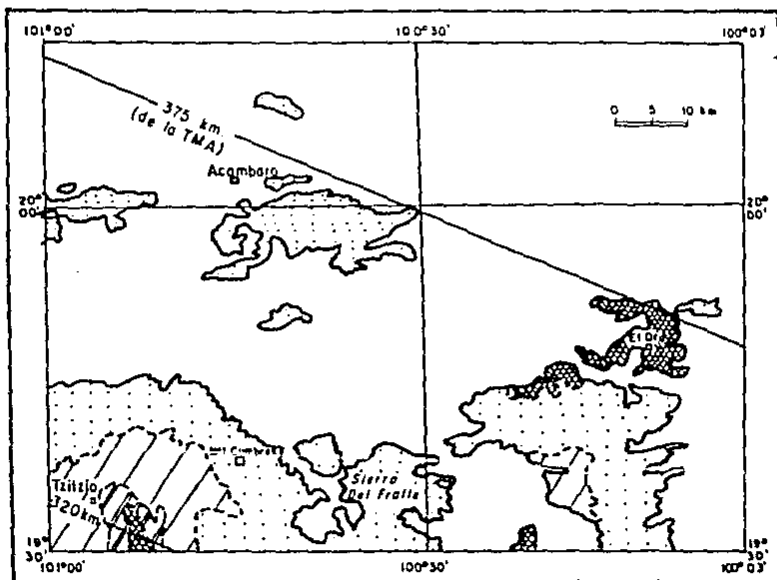


Fig. III.2 Distribución del vulcanismo miocénico y pre-miocénico de la RVAZ. Clave: rombos, rocas metamórficas pre-cenozoicas; diagonales dobles, rocas clásticas del Terciario temprano; diagonales, brechas y andesitas del Oligoceno-Mioceno Inferior; y punteado, rocas miocénicas.

Durante el Mioceno Inferior y Medio se emitieron volúmenes considerables de derrames andesíticos (Andesita Mil Cumbres) que en su mayoría se encuentran sepultados por rocas más recientes. En el Mioceno Superior se emplazaron una serie de domos de composición dacítica que conforman la Sierra del Fraile, situada al sur de Los Azufres, así como también algunas ignimbritas contemporáneas a ellos.

El vulcanismo más abundante de RVAZ está representado por rocas de edad pliocénica que, con la salvedad de algunos casos aislados, se distribuyen ampliamente a partir de los 370 Km de distancia desde la TMA y hasta aproximadamente los 475 Km (Fig. III.3).

Uno de los rasgos más sobresalientes ocurridos durante el Plioceno es la emisión de grandes volúmenes de ignimbritas, emitidos a través de diferentes aparatos volcánicos. De ellos, únicamente se desconoce la procedencia de las rocas aflorantes en la zona de Tlalpujahuá, cuya composición es predominantemente dacítica, aunque también están presentes los miembros riódacíticos y andesíticos. Es posible que estas ignimbritas hayan sido originadas por una estructura de tipo caldera ubicada al oriente de esa zona según se interpreta de las imágenes de satélite.

Los volúmenes más importantes de ignimbritas emitidos por un mismo centro eruptivo corresponden sin duda a la Caldera de Amealco, y son estimados en 70 Km² (Carrasco-Núñez *et al.* 1982a) alcanzando en algunos casos hasta más de 35 Km de radio.

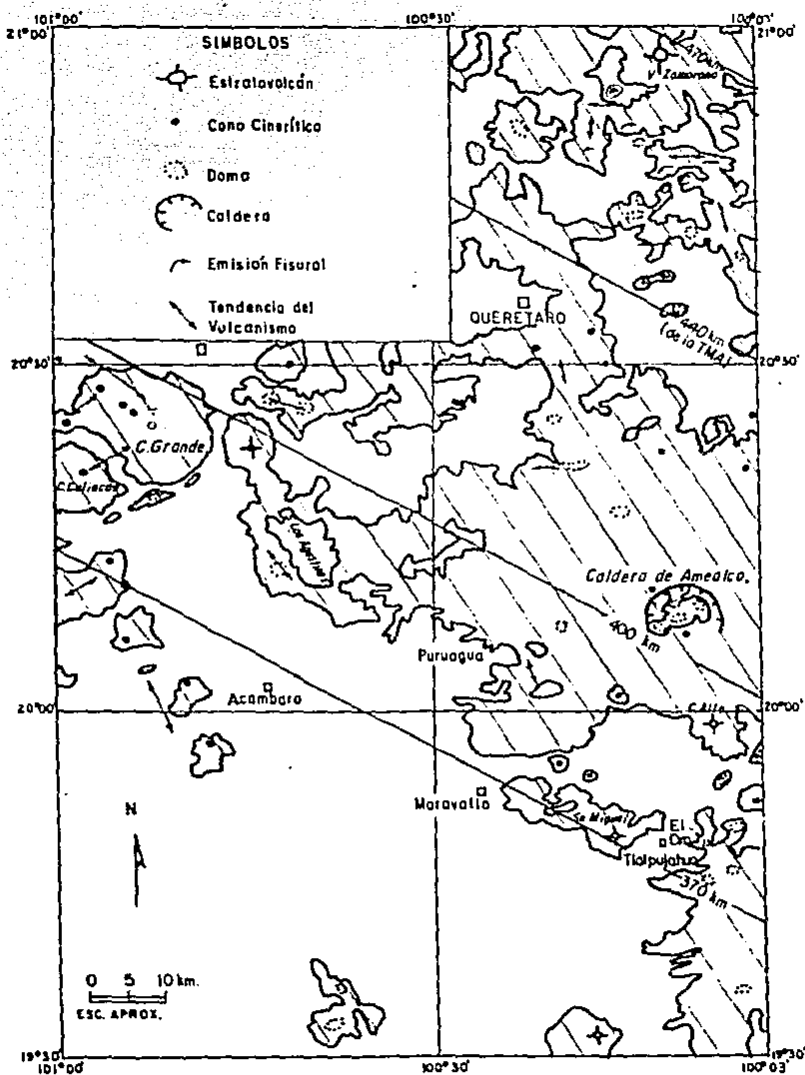


Fig. III.3 Distribución del vulcanismo pliocénico de la RVAZ (en diagonales). Nótese el dominio de este vulcanismo en la zona, sobre todo después de los 370 km con relación a la Trincherá Mesoamericana (TMA).

En la zona norte se destaca la presencia del Volcán Zamorano, a aproximadamente 465 Km de la TMA, y que dado el gran volumen de ignimbritas que emitió, constituye una fase importante del vulcanismo más septentrional del CVTM. Esta fase no ha sido incorporada como una parte integrante de este cinturón (Demant, 1981), pero la morfología y estructuras volcánicas que presenta sugieren una actividad relativamente reciente: pliocénica o cuando más miocénica; y es evidente que esta fase tiene una estrecha relación con los centros silícicos de Amealco y Huichapan, tanto en espacio como en tiempo, considerándose el vulcanismo para esas localidades de edad pliocénica según Sánchez-Rubio (1983) y Yáñez (1984), respectivamente.

El vulcanismo riolítico de edad pliocénica está representado no sólo por ignimbritas, sino también por diferentes campos lávicos, que esencialmente se asocian a estructuras de tipo dómico. Los principales campos se localizan en la parte central de la región, formando parte de la base de la Sierra de Los Agustinos y áreas colindantes, desde los 380 hasta los 420 Km de la TMA, y al norte entre 440 y 455 Km (Figs. I.1 y III.3).

Con respecto al vulcanismo andesítico y basáltico del Plioceno, este se distribuye de manera más amplia que el riolítico (Fig. I.1) y queda en su mayor parte asociado a unos 30 pequeños estratovolcanes o conos escoriáceos, respectivamente. Los ejemplos más representativos son los volcanes Cerro Grande, Culiacán, la zona de Furuagua, Cerro Alto y San Miguel (Fig. III.3), que se localizan entre 370 y 400 Km de la TMA.

En una de las zonas más alejadas, situada al sur y suroeste del Volcán Zamorano, (Fig. I.1), afloran una serie de emisiones fisurales de naturaleza andesítico-basáltica. Estas emisiones adquieren la forma de mesas de tamaño reducido, con una distribución muy restringida.

Durante el Cuaternario, la actividad volcánica se manifestó en la zona sur de la RVAZ, predominantemente entre los 340 y los 365 Km de la TMA, rango en donde se sitúa el campo geotérmico de Los Azufres (Fig. III.4). El carácter de este vulcanismo es bimodal. La fracción félsica se emplazó principalmente a través de un conjunto de estructuras dómicas, que en total suman más de 25. Los productos máficos lo hicieron en forma de conos cineríticos y pequeños estratovolcanes, a través de alrededor de 100 aparatos distribuidos hasta los 400 Km de la TMA, alineados preferencialmente en la dirección E-W.

Lo anteriormente expuesto queda condensado en el siguiente resumen:

a) Las rocas más antiguas de la región son de tipo metamórfico (Mesozoico y/o Paleozoico), sedimentario (Eoceno) y volcánico (Oligoceno-Mioceno Inferior), y su distribución queda restringida a la parte frontal (meridional) del CVTM (a 320-375 Km de la TMA).

b) La Andesita "Mil Cumbres" del Mioceno Medio y Superior aparece en la zona sur (a 320-380 Km de la TMA) y constituye una fase de vulcanismo muy importante a nivel regional.

c) Las riolitas e ignimbritas que se emitieron durante el

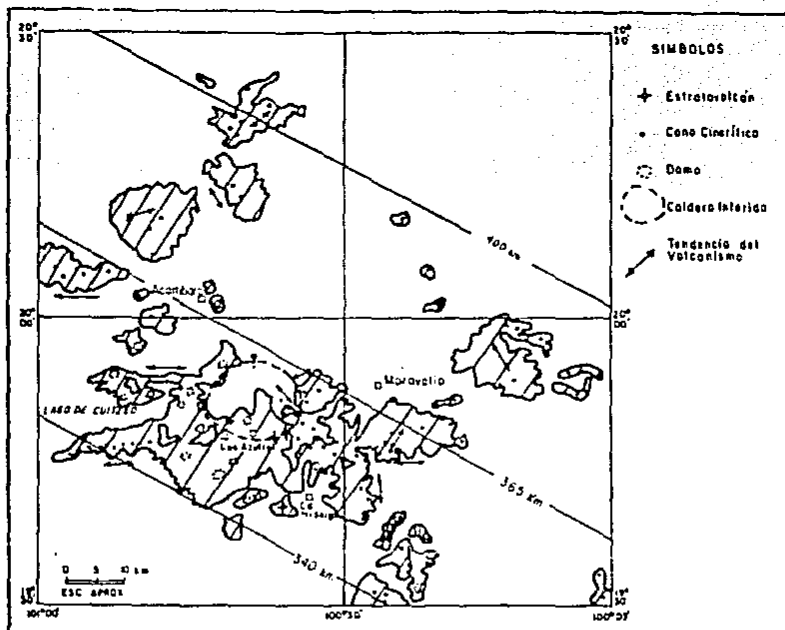


Fig. III.4 Distribución del vulcanismo cuaternario de la RVAZ (en diagonales). Nótese cómo se concentra entre los 340 y los 400 km respecto a la TMA, sobre todo entre los 340 y los 365 km.

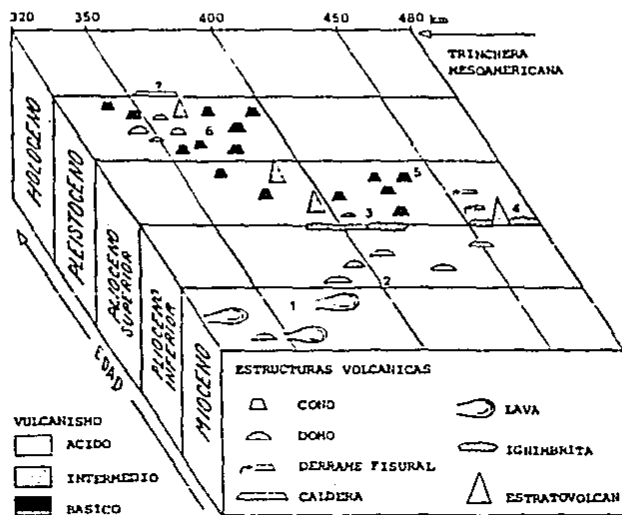


Fig. III.5 Esquema sobre la evolución espacio-temporal del vulcanismo de la RVAZ. 1) basamento volcánico; 2) vulcanismo riolítico aislado; 3) vulcanismo poligenético andesítico-dacítico; 4) vulcanismo poligenético andesítico y riolítico; 5) vulcanismo monogenético; 6) vulcanismo bimodal.

Mioceno Superior representan los eventos "ácidos" más antiguos de la RVAZ y se concentran entre los 335 y los 350 Km respecto a la TMA.

d) Durante el Plioceno se presenta la actividad volcánica más abundante de la RVAZ la cual muestra una marcada migración hacia la parte centro-septentrional de la región. Inicia a partir de los 475 Km (aprox.) en relación a la TMA, y se extiende hasta los 370 Km.

e) El vulcanismo riolítico emitido en el Plioceno Inferior a través de calderas y domos se distribuyó predominantemente hacia la parte norte y centro-oriental, y constituye parte de una importante fase volcánica que tuvo lugar en ese sector.

f) Además de los numerosos conos cineríticos y pequeños estratovolcanes pliocénicos de composición andesítica y basáltica, se presentan varias emisiones fisurales en la parte norte de la RVAZ.

g) El vulcanismo cuaternario, de carácter bimodal, se concentra principalmente en la parte meridional de la RVAZ (340-365 Km de la TMA), con una clara migración hacia el frente del CVTM en relación al vulcanismo pliocénico.

De manera esquemática y sintetizada se observa en la figura III.5, la evolución que ha experimentado el vulcanismo de la RVAZ con respecto al tiempo y al espacio, que ha sido englobada en 6 diferentes episodios: 1) Basamento volcánico andesítico en la parte frontal; 2) Vulcanismo riolítico distribuido ampliamente, aunque en forma aislada; 3) y 4) Fases explosivas que generan 2 grandes centros poligenéticos, con volúmenes considerables de

ignimbritas de composición ácida e intermedia asociados a un estratovolcán y a una caldera, respectivamente; 5) Vulcanismo esencialmente monogenético de naturaleza andesítico-basáltico, que tiende a aparecer en la parte central del cinturón volcánico; 6) Migración del vulcanismo (bimodal) hacia el frente volcánico, que es concordante con las tendencias desarrolladas por los grandes estratovolcanes del CVTM.

2. GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LOS CAMPOS VOLCANICOS DE LOS AZUFRES, AMEALCO Y EL ZAMORANO

De la RVAZ se seleccionaron estos 3 campos volcánicos ya que destacan del resto de las manifestaciones volcánicas, por sus estructuras y volúmenes emitidos, así como por su posición en la parte sur, centro y norte de la región en estudio.

A). CAMPO VOLCANICO DE LOS AZUFRES

A.1 INTRODUCCION

a) Definición y Antecedentes.

El Campo Volcánico de Los Azufres (CVLA) puede definirse como un extenso campo de domos de composición riolítica, riodacítica y dacítica que se encuentran rodeados por un gran número de conos cineríticos de naturaleza basáltica y andesítica. La edad de estos productos es cuaternaria y comprenden un área de aproximadamente 750 Km², ubicándose en la porción nororiental

del Estado de Michoacán a 55 Km al Este de la Ciudad de Morelia, en la parte central de la Sierra de San Andrés.

Debido al enorme interés que ha despertado la exploración y el desarrollo del campo geotérmico de Los Azufres se han realizado un gran número de investigaciones con el fin de caracterizarlo mejor, dada la importancia que reviste el aprovechamiento de ese recurso en la producción de energía eléctrica. Los trabajos regionales (Silva-Mora, 1979; Demant, 1981); han permitido conocer las relaciones estratigráficas de la gran variedad de unidades volcánicas que ahí existen, algunas de las cuales han podido ser reconocidas en los diferentes pozos exploratorios que la Comisión Federal de Electricidad (C.F.E.) ha construido para tal fin. La C.F.E. y algunas otras instituciones han elaborado numerosos y muy variados estudios locales de tipo exploratorio (Garfias y González, 1978; Camacho, 1979; Aumento y Gutiérrez, 1980a; De la Cruz et al., 1982; Gutiérrez y López, 1983; Dobson y Mahood, 1985), algunos otros de tipo geoquímico y mineralógico (Cathelineau et al., 1983; González-Partida, 1985; Cathelineau et al., 1987), o estructural (Garduño, 1984 y 1985); así como tesis profesionales y de grado (Combredet, 1983; Dobson, 1984). La integración de todos estos trabajos, así como la información incorporada a través del presente estudio han permitido realizar un análisis general del campo volcánico de los Azufres, con especial énfasis en sus características geoquímicas.

b) Exploración Geotérmica

En México existen actualmente sólo dos campos geotérmicos en

explotación, que son: Cerro Prieto, en Baja California Norte, y Los Azufres, en Michoacán; ambos con características geológicas muy particulares. La actividad geotérmica en Cerro Prieto está tectónicamente asociada a un fallamiento transformante cuya prolongación constituye la Falla de San Andrés en California, U.S.A.; mientras que en Los Azufres, está íntimamente relacionada con el vulcanismo silícico reciente del CVTM.

Es bien conocido que en el CVTM, además de Los Azufres, existen numerosas manifestaciones geotérmicas distribuidas a todo lo largo de la misma, de donde destacan los prospectos de La Primavera, Jal. (Mahood, 1981) y Los Humeros, Pue. (Pérez-Reynoso, 1978; Verma, 1983), que se ubican en sus extremos occidental y oriental, respectivamente. Estos centros volcánicos se caracterizan por su asociación con estructuras de tipo caldera, y por la presencia de productos volcánicos alcalinos y calcoalcalinos (Mahood, 1981; Verma, 1984a). Ese rasgo es producido por la influencia de otros elementos tectónicos, además de la subducción que afecta al marco geodinámico de México.

Respecto al campo geotérmico de Los Azufres, este ocupa un área estimada entre 40 Km² (Aumento y Gutiérrez, 1980a) y 112 Km² (Huitrón y Franco, 1986). Sin embargo, a partir de trabajos geofísicos de prospección eléctrica se han podido establecer los límites del campo, que ocupan un área aproximada de 70 Km² (Palma y Bigorra, 1986). El campo se encuentra separado por un graben en dos diferentes zonas de producción, en donde actualmente se generan 30 MW en diferentes unidades, aunque

están por instalarse en la zona sur otras tantas con capacidad de hasta 35 MW (Alonso, comunicación personal: 1988).

El yacimiento se localiza en zonas de permeabilidad secundaria dentro del basamento local que se compone por rocas andesíticas. Se localiza a profundidades que oscilan entre los 1,000 y 2,000 m, según las configuraciones de mínimos resistivos aparentes (Palma y Bigorra, 1986). Estas se correlacionan directamente con las intersecciones de los sistemas estructurales E-W y NE-SW, que se manifiestan de manera superficial y profunda, respectivamente. El primero de estos sistemas parece controlar el ascenso de los fluidos geotérmicos, como lo muestra el alineamiento de fumarolas y manantiales en esa dirección.

Los patrones de alteración hidrotermal obtenidos por Aumento y Gutiérrez (1980a) a partir de la petrografía efectuada en muestras de pozos profundos, ajusta perfectamente con el modelo electroestratigráfico que determina 2 zonas bien definidas. El control petrográfico ha servido como una guía geotérmica, ya que al efectuar la configuración de minerales de alteración tales como son óxidos, carbonatos, cloritas, minerales arcillosos, cuarzo y epidota (en particular este último que sugiere un ambiente de alta temperatura), se ha podido inferir la presencia de dos diferentes fuentes de calor, uno antiguo y otro actual, que según Aumento y Gutiérrez (1980a) se sitúan en la parte NE del campo. De manera superficial se manifiestan sobre las fallas y fracturas más importantes, varios tipos de alteración hidrotermal, como son: caolinización, oxidación y propilitización.

Por otra parte los análisis químicos e isotópicos practicados a las aguas hidrotermales (Nieva *et al.*, 1983) hacen suponer que el yacimiento no presenta recarga local y que en áreas permeables donde se localizan los pozos, o donde existe un intenso fracturamiento, la presión de condensación excede a la presión de confinamiento, lo que ocasiona una inmediata ebullición de los fluidos dentro de la roca encajonante. Asimismo, otros análisis químicos e isotópicos han permitido establecer que 290°C es la temperatura mínima del reservorio a profundidad y que arriba de ese valor existe un equilibrio termodinámico entre el sistema de sulfatos-sulfuros acuosos con un Ph casi neutro, donde no todo el azufre es de origen volcánico, sino que una parte procede del basamento metasedimentario según González-Partida (1985). Sin embargo, las celdas convectivas termales están localizadas más bien dentro de la pila volcánica basal, según los valores isotópicos negativos ($\delta^{34}\text{S}/\delta^{32}\text{S}$) obtenidos también por González-Partida (1985).

A.2 GEOLOGIA

Además de La Primavera, Amealco, Huichapan y Los Humeros, el Campo de Los Azufres ha sido reconocido como uno de los 5 principales centros volcánicos silícicos del CVTM (Ferriz y Mahood, 1986), siendo el único que tiene un sistema activo dentro de la parte central del CVTM.

En Los Azufres se presentan rocas con composiciones muy contrastantes, pues si bien se caracterizan por presentar lavas de naturaleza silícica, no deben ignorarse los numerosos conos

cineríticos de composición basáltica y andesítica construidos en sus inmediaciones (mapa 1).

Geológicamente se ha tomado como base el trabajo de De la Cruz et al. (1982), cuya información fue verificada en el campo, para obtener la versión cartográfica que aquí se presenta. La compilación de todos los datos geocronológicos existentes en el área se resumen en la tabla I.

Se han identificado un total de 6 diferentes unidades que varían desde el Mioceno hasta el Cuaternario. Se decidió utilizar los nombres de la unidades con los que anteriormente se les había designado (Camacho, 1979), a fin de evitar mayores problemas de nomenclatura. Estas unidades se describen a continuación en orden cronológico descendente.

ANDESITA MIL CUMBRES

La Andesita Mil Cumbres más que una unidad litológica constituye todo un grupo volcánico, representado por más de 3,000 m de espesor de rocas predominantemente andesíticas (Venegas et al., 1985), incluyendo basaltos, dacitas y escasos horizontes piroclásticos. Aunque el término de Andesita Mil Cumbres ha sido asignado más bien a las rocas que afloran en los alrededores del lugar que lleva ese nombre, bordeando a la prominente depresión de Tuzio, éstas son fácilmente correlacionables por su composición y grado de alteración. Afloran al norte y sur del campo geotérmico (mapa 1); y en algunas otras localidades como la Sierra de Santa Inés que se sitúa al norte de Los Azufres.

Aún cuando las litologías que integran el paquete volcánico aparecen en los pozos de una manera irregular, es posible establecer en términos generales una secuencia temporal de las lavas emitidas, de la siguiente manera: basaltos en la base, andesitas en la parte media y, andesitas y dacitas en la cima. Las primeras presentan una textura microlítica (hialopirítica) y están compuestas por cristales de labradorita y/o andesina, augita y en ocasiones, olivino. El espesor promedio de estas rocas es de 500 a 700 m, y por encontrarse comúnmente en el fondo de los pozos exploratorios se consideran las emisiones más antiguas, aún cuando Aumento y Gutiérrez (1980a) han detectado debajo de estas rocas, algunos derrames dacíticos. Estas rocas son consideradas por ellos, como las representantes póstumas del primero de los tres ciclos volcánicos que postulan dentro del paquete andesítico. Sin embargo, la aparición de tales dacitas en los pozos es muy esporádica e irregular, por lo que parece tratarse más bien de un evento aislado.

Las andesitas de la parte intermedia presentan texturas microlítica y porfírica, y una mineralogía compuesta por cristales de oligoclasa y/o andesina, enstatita, augita y ocasionalmente hornblenda. Su espesor promedio es de aproximadamente 1,500 y 2,000 m, y su contacto con la unidad basal es transicional.

Las andesitas y dacitas de la parte superior de la columna presentan texturas traquítica y pilotaxítica, y tiene una mineralogía similar a las andesitas antes descritas. Estas rocas

parecen correlacionarse con las andesitas "afieltradas" definidas por Aumento y Gutiérrez (1980a).

Por lo que respecta a la edad de la Andesita Mil Cumbres (Tabla I), existen algunos fechamientos de muestras superficiales en la región de Tzitzio, que indican una edad de 13.8 ± 0.7 y 14.1 ± 0.7 Ma (Demant *et al.*, 1975); al sur de Queréndaro, de 18.2 ± 0.6 Ma (Camacho, 1979); en la Sierra de Santa Inés, de 10 ± 1 Ma; y al norte del Lago de Cuitzeo, de 8 ± 1 Ma (archivo del I.M.F.). Asimismo existen varios fechamientos en algunos de los pozos exploratorios del campo de Los Azufres, que abarcan una columna de aproximadamente 2,500 m y que revelan edades de 10.1 ± 0.6 Ma, a una profundidad de 200 m bajo el nivel del mar y de 5.9 ± 0.6 Ma para una andesita "afieltrada" cercana a la superficie (Aumento y Gutiérrez, 1980a). Estas últimas edades están apoyadas en determinaciones paleomagnéticas (Aumento y Gutiérrez, 1980b). Algunas otras edades obtenidas a 1,400 (3.1 Ma) y 1,700 msnm (5.0 Ma) (Aumento y Gutiérrez, 1980b) fueron desechadas por sus bajos valores. La Andesita Mil Cumbres representa el basamento local volcánico, y su gran espesor en el área de Los Azufres puede deberse a la formación de una "fosa" relacionada con el levantamiento regional de la estructura anticlinal de Tzitzio.

RIOLITA AGUA FRIA

Con este nombre se ha designado a un grupo de 3 domos de composición riolítica y riodacítica que afloran en la parte central del campo geotérmico (Camacho, 1979). Existen además

hacia la zona de Zinapécuaro y Ucareo, una serie de 8 domos de edad y características similares que en este trabajo se proponen como parte de la misma fase volcánica.

La Riolita Agua Fria está constituida esencialmente por vidrio, así como por cristales de cuarzo, oligoclasa y sanidino, y en menor cantidad biotita y ortopiroxeno, en una textura de tipo fluidal y esferulítica.

Con base en los métodos descritos en el capítulo II, se calculó un volumen de 5 Km³ para los 3 domos centrales y de 6 para los 8 domos restantes, que suman un total de 12 Km³ de magma riolítico y riodacítico. Este volumen, adicionado al calculado para la Riolita Yerbabuena, equivale a un 54.7 % del magma total emitido en el CVLA (Fig. III.A.1). Esta estimación es concordante con la realizada por Dobson y Mahood (1985) quienes consideran un volumen de entre 10 y 15 Km³. El cálculo del volumen emitido por la Riolita Agua Fria está basado en las mediciones de campo, datos de pozos perforados y en estimaciones morfométricas.

Las edades reportadas para la Riolita Agua Fria se encuentran en un rango que oscila entre 0.84 y 1.6 Ma (ver tabla I). Esto sugiere que esta unidad fue eyectada durante un tiempo aproximado de 0.76 Ma, y así el ritmo de erupción sería de alrededor de 0.16 Km³ por cada mil años.

La Riolita Agua Fria cubre parcialmente y de manera discordante a la Andesita Mil Cumbres, y representa el vulcanismo

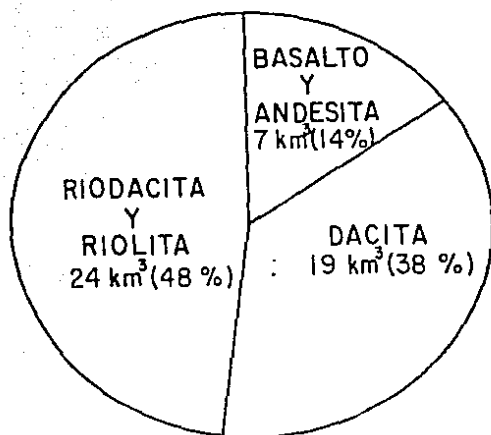


Fig. III.A.1 Volúmenes y proporciones equivalentes de magma correspondientes en el Campo Volcánico de Los Azufres. Obsérvese como los magmas félsicos predominan sobre los máficos.

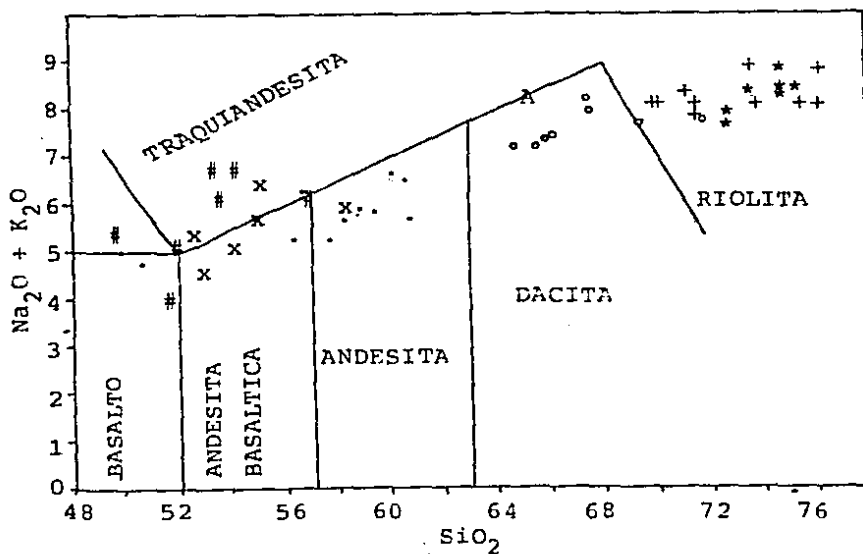


Fig. III A.2 Diagrama TAS (Total Alkali-Silica) para el campo de Los Azufres, propuesto por Zanettin (1984). Símbolos: enrejado, Basalto Cd. Hidalgo; asterisco, Riolita Yerbabuena; círculo, Dacita San Andrés; equis, Andesita Zinapécuaro; cruz, Riolita Agua Fría; y punto, Andesita Mil Cumbres.

silícico más antiguo de Los Azufres. Entre ambas unidades existe un hiatus de aproximadamente 4 Ma.

ANDESITA ZINAPÉCUARO

Con este nombre se ha designado en este trabajo, a un grupo de lavas andesíticas y andesítico-basálticas que afloran en las inmediaciones de Zinapécuaro. Los datos radiométricos (tabla I) revelan una edad pleistocénica (0.75 ± 0.5 y 0.87 ± 0.17 Ma) y cubren parcialmente a algunos de los domos del sector Zinapécuaro-Ucareo, y a su vez son cubiertas por algunos conos basálticos. Cabe añadir que una muestra fresca de un dique de diabasa de clinopiroxeno localizado a 600 m de profundidad en el pozo # 7 dió una edad de 0.9 ± 0.01 Ma (Aumento y Gutiérrez, 1980b), evento que podría estar asociado con la Andesita Zinapécuaro.

Petrográficamente, estas rocas presentan cristales de plagioclasas intermedias con predominancia de hiperstena sobre augita, en una textura de tipo porfíritica con variaciones a pilotaxítica.

El volumen no pudo ser calculado para esta unidad por encontrarse cubierto en parte por depósitos piroclásticos, sin embargo se hizo una estimación de al menos 2 km².

DACITA SAN ANDRÉS

Con este nombre se han designado a las lavas que componen al volcán San Andrés (Huitrón y Franco, 1986). Sin embargo en este

trabajo, se incluyen también en esta unidad a los domos lávicos y productos piroclásticos asociados, de composición dacítica y riolítica, que se localizan al este (Cerro Azul y Prieto), al sur (Cerros de La Cruz y Coyotes) y al noreste (Cerro Mozo) de Los Azufres (ver mapa I).

Las rocas que integran esta unidad están constituidas por cristales de plagioclasa zonada predominantemente andesina, así como oligoclasa, cuarzo, hornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno y ocasionalmente biotita, con una textura porfirítica donde la matriz es esencialmente microlítica.

La edad obtenida para las lavas del Volcán San Andrés (Tabla I) es de 0.33 ± 0.07 Ma (Dobson, 1984), mientras que para el domo Cerro Azul es de 0.36 ± 0.08 Ma (Demant *et al.*, 1975). El volumen estimado para el primero es de 16 Km^3 y para los 4 domos restantes de 3 Km^3 ; es decir, el volumen total es de 19 Km^3 que representa el evento volcánico más voluminoso de todo el centro volcánico. Este dato concuerda con el rango estimado por Dobson y Mahood (1985) de $15\text{-}20 \text{ Km}^3$. De acuerdo con los datos anteriores, el ritmo de emplazamiento es de 0.63 Km^3 por cada 1,000 años.

La Dacita San Andrés sobreyace discordantemente tanto a la Andesita Mil Cumbres como a la Riolita Agua Fria y se encuentra afectada al igual que estas unidades, por un sistema de fracturamiento de orientación E-W que es paralelo al patrón que se manifiesta regionalmente.

RIOLITA YERBABUENA

La unidad conocida como Riolita Yerbabuena agrupa un total de 10 domos de composición riodacítica y riolítica, ubicados en la parte occidental del campo geotérmico. Se caracterizan por no encontrarse afectados por el sistema de fracturamiento regional (E-W), sistema que posiblemente sirvió de conducto para llevar a cabo su emplazamiento.

La Riolita Yerbabuena se compone de estructuras dómicas que varían en dimensiones y tipo de evolución. Algunas de ellas muestran una alternancia de productos piroclásticos (tanto de flujo como de caída libre) de composición riolítica y dacítica, y emisiones de lavas viscosas compuestas esencialmente por vidrio con algunos cristales de oligoclasa y sanidino. Se considera que mayor parte de los piroclásticos dispersados en los alrededores de Los Azufres están relacionados con esta unidad.

Los volúmenes calculados para esta fase volcánica son de 12 Km³, valor que difiere del estimado por Dobson y Mahood (1985) que es de alrededor de 8 Km³. Respecto a su edad (Tabla I), se han realizado fechamientos que fructúan entre 0.14 ± 0.02 y 0.30 ± 0.07 Ma (Dobson, 1984). Si se considera este rango de tiempo, se puede calcular el ritmo de erupción de esta unidad en 0.07 Km³ por cada 1,000 años, eso sin considerar los volúmenes de piroclásticos emitidos.

BASALTO CD. HIDALGO

De manera informal, se propone en este trabajo el nombre de Basalto Cd. Hidalgo a falta de una localidad de referencia más adecuada, para definir a un grupo de más de 52 conos volcánicos de tipo predominantemente cinerítico que afloran tanto en la parte oriental (32 conos) como en la occidental (20 conos) del CVLÁ. En la primera de estas zonas, los conos se encuentran rodeando a 2 de los domos pertenecientes a la Dacita San Andrés, y presentan una disposición aleatoria en términos generales, aunque cabe destacar que algunos de ellos quedan alineados en las direcciones NW-SE y E-W (mapa I). En lo que respecta a la zona poniente, salta a la vista la disposición lineal que muestran 11 de los conos cineríticos de este sector, con una tendencia E-W que seguramente se relaciona con las fallas paralelas que siguen el sistema regional, que se encuentra activo en algunas zonas (Martínez y Nieto, 1987).

El Basalto Cd. Hidalgo está representado por cenizas, brechas y lavas de composición basáltica y andesítico-basáltica, que presentan varias asociaciones mineralógicas características: plagioclasa (andesina-labradorita), olivino y augita con una textura afanítica; plagioclasa, olivino y ortopiroxeno, con una textura microlítica; plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, con textura porfirítica.

Los volúmenes aportados por el Basalto Cd. Hidalgo fueron calculados considerando las formas geométricas correspondientes a un cono completo o truncado, según el procedimiento descrito en el capítulo II. De los 52 conos cuantificados, se obtuvo un volumen total de 5 Km³ de rocas, lo que equivale a considerar

que cada aparato emitió en promedio 0.08 Km³ de material. Este volumen sumado al que se estimó a grosso modo para la Andesita Zinapécuaro (2 Km³), representa el 14 % del volumen total calculado para todo el CVLA (ver Fig. III.A.1).

A.3. GEOQUIMICA

En el diagrama TAS (Total Alkali-Silica) propuesto como una nueva clasificación química a la IUGS Commission on Systematics in Petrology por Zanettin (1984) (Fig. III.A.2), se observa como la mayor parte de las muestras que representan el vulcanismo de Los Azufres, pertenecen al campo calcoalcalino, con la salvedad de algunos representantes del Basalto Cd. Hidalgo, que se ubican dentro del campo alcalino (Traquibasalto y la Traquiandesita). La curva A que separa dichos campos sigue aproximadamente el mismo trazo propuesto por Schwarzer y Rogers (1974) para tales fines.

En el diagrama AFM (Fig. III.A.3) es nuevamente evidente el carácter calcoalcalino para las rocas de Los Azufres, sin embargo se observa una sensible inclinación hacia la serie pigeonítica o Toletica (Kuno, 1968) por parte del Basalto Cd. Hidalgo.

Las variaciones que los elementos mayores (óxidos) muestran con relación al índice de solidificación I.S. (Kuno, 1968) (Fig. III.A.4) permiten visualizar en general, una buena correlación lineal entre ellos. A medida que disminuyen los valores del I.S. se aprecia un incremento en SiO₂ y H₂O y una disminución general de TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO y CaO : a diferencia del

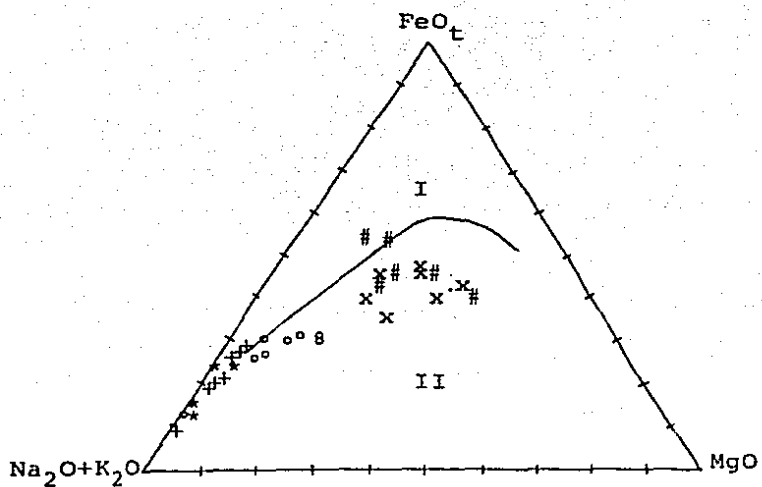


Fig. III.A.3 Diagrama AFM (Kuno, 1968) para las rocas de Los Azufres. Campos: I. Serie pigeonítica o toleítica; II. Serie hipersténica o calco_alkalina. Símbolos como en la Figura III.A.2.

Na_2O que no muestra ninguna tendencia definida. La mayor dispersión de los puntos graficados se ubica en las rocas máficas e intermedias, con valores altos de I.S.; sin embargo, de ellos se distingue una variabilidad mayor para las rocas correspondientes al Basalto Cd. Hidalgo. Dicha variabilidad aunada al hecho de que manifiestan ciertas tendencias químicas de naturaleza alcalina y toleítica, permiten considerar que esta unidad se encuentra aparentemente ligada a procesos diferentes a los que actúan para el resto de las unidades que integran el CVLA.

Las correlaciones observadas en la figura III.A.4 sugieren que la tendencia general de evolución se desarrolla siguiendo el orden cronológico ascendente de las unidades Andesita Zinapécuaro, Dacita San Andrés y Riolita Yerbabuena. Entre ellas, sobre todo con referencia a las dos primeras, existen discontinuidades que pueden estar asociadas con interrupciones en su tiempo de emplazamiento. Existe un rango de aproximadamente 0.39 Ma entre emisión de la Andesita Zinapécuaro (0.75-0.84 Ma) y la Dacita San Andrés (0.33-0.36 Ma), en el cual debió ocurrir una diferenciación, controlada esencialmente por procesos de cristalización fraccionada. Un proceso similar se propone para explicar la evolución de la Dacita San Andrés y La Riolita Yerbabuena (0.14-0.30 Ma, aunque en este caso durante el periodo de interrupción (0.03 Ma) se manifestó un fallamiento regional de orientación E-W. Por otro lado, la Riolita Agua Fria (0.84-1.6 Ma) se manifiesta como un evento aparentemente aislado, y aunque cronológicamente parece estar ligado con la Andesita Zinapécuaro, químicamente existe un hiatus muy marcado entre ambas unidades.

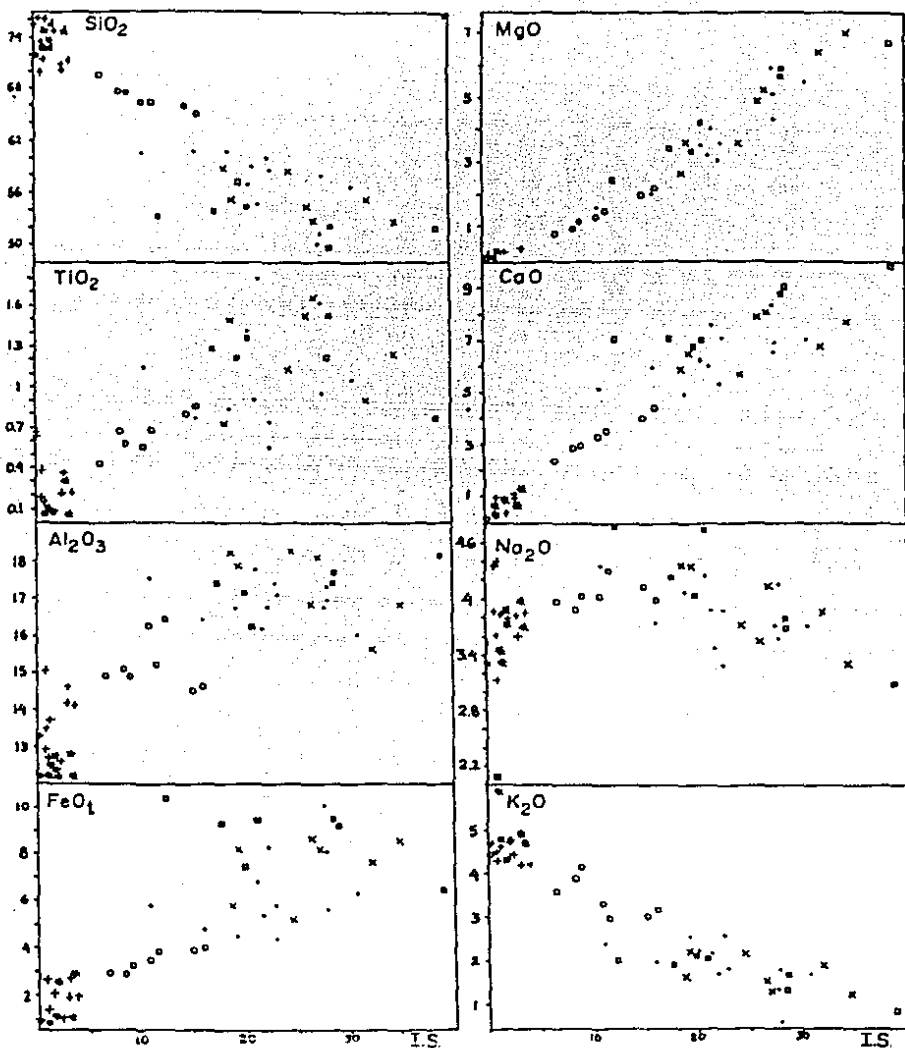


Fig. III.A.4 Diagramas de variación de elementos mayores vs. Índice de solidificación (I.S. = $100 \text{ MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) (Kuno, 1968), para los magmas de Los Azufres. Símbolos: cuadrado, Basalto Cd. Hidalgo; asterisco, Riolita Yerbabuena; círculo, Dacita San Andrés; equis, Andesita Zinapécuaro; cruz, Riolita Agua Fría; y punto, Andesita Mil Cumbres.

La Andesita Mil Cumbres guarda una relación química similar a la anterior sólo que su edad (5.9 Ma) indica una interrupción muy prolongada del vulcanismo.

Una observación detallada de las diferentes gráficas presentadas en la Fig. III.A.4 permite destacar a grandes rasgos dos principales asociaciones: basaltos y andesitas y, dacitas y riolitas. Estas últimas muestran una tendencia más lineal que parece indicar una fuente común, a diferencia de las primeras que muestran una notoria dispersión.

Los basaltos Cd. Hidalgo y las Riolitas Yerbabuena que son prácticamente contemporáneas representan grados de diferenciación muy opuestos, constituyendo un vulcanismo bimodal, característico de esta región.

Finalmente, las rocas que integran el campo volcánico de Los Azufres, se pueden asociar en términos globales con un ambiente vulcano-tectónico de tipo orogénico, según se aprecia en el diagrama $MgO-FeO-Al_2O_3$ de la figura III.A.5.

A.4 EVOLUCION E INTERPRETACION PETROLOGICA

Desde el punto de vista cronológico se distinguen 2 diferentes fases de vulcanismo, una esencialmente miocénica (18.2 a 5.9 ma.) que representa el basamento volcánico local, y otra cuaternaria (< 1.6 Ma).

La fase miocénica está integrada por el grupo Andesita Mil Cumbres que sigue la serie basaltos, andesitas basálticas,

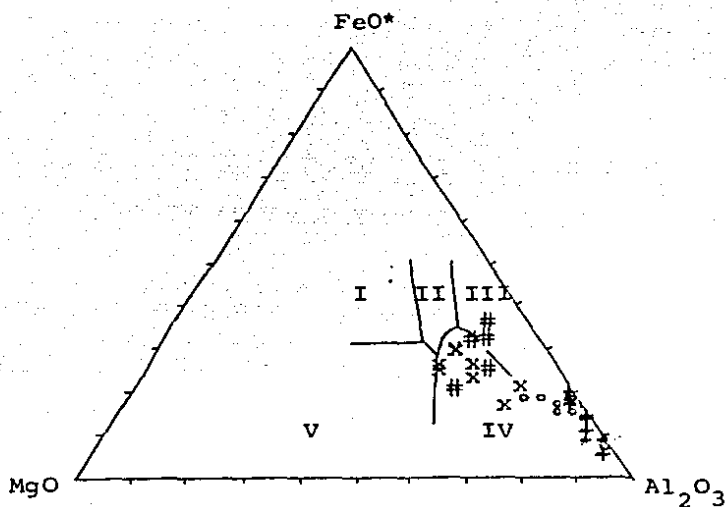


Fig. III.A.5 Ambientes vulcano-tectónicos para las rocas de Los Azufres, modificado de Pearce *et al.*, (1978). Campos: I. Isla oceánica, II. Continental, III. Isla de centro de expansión, IV. Orogénico, y V. Cordillera y piso oceánico. Símbolos: igual que en la Fig. III.A.2.

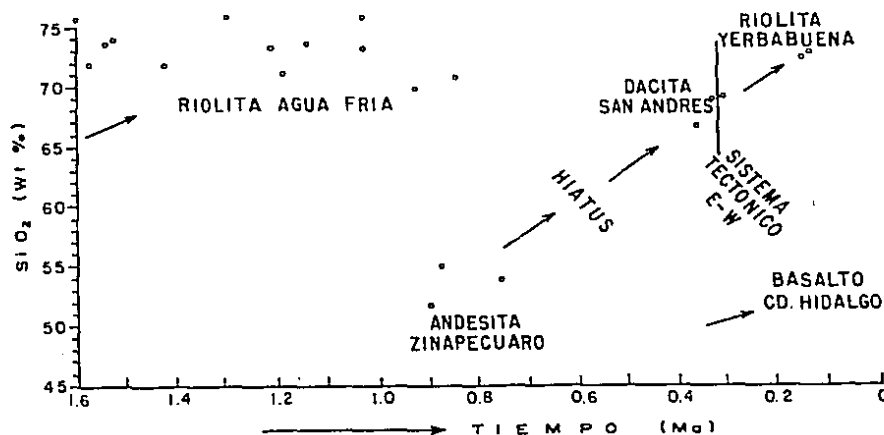


Fig. III.A.6 Diagrama SiO_2 - tiempo. Los puntos indican las edades radiométricas (ver Tabla I) rocas con un contenido de SiO_2 dado. Las flechas sugieren la posible tendencia de evolución del vulcanismo de Los Azufres.

andesitas y dacitas (este último miembro no fue obtenido químicamente en este trabajo); y de acuerdo con los datos radiométricos existentes tuvo sus últimas manifestaciones hace 5.9 Ma.

La fase cuaternaria se inicia con el emplazamiento de 11 domos de composición riolítica y riodacítica (Riolita Agua Fria; de 1.6 a 0.84 Ma), que hacen evidente la presencia de una cámara magmática completamente diferenciada que posiblemente se emplazó a niveles del orden de 8 a 10 Km, como lo propone Aumento y Gutiérrez (1980a) de acuerdo con la configuración de minerales de alteración que establecieron para Los Azufres. Antes de finalizar esa etapa, entre 0.9 y 0.75 Ma, se produjo la inyección de magma andesítico-basáltico (Andesita Zinapécuaro) tanto en forma de derrames lávicos como de diques someros (a 600 m de profundidad), que intrusieron a la Andesita Mil Cumbres. Es posible que estas emisiones estén asociadas con una realimentación de magmas máficos que han sufrido poca diferenciación.

Aunque entre el emplazamiento de la Andesita Zinapécuaro y el de la Dacita San Andrés existe un hiatus de 0.39 Ma, que se manifiesta por una pequeña discontinuidad en las tendencias geoquímicas; se considera que se encuentran aparentemente asociadas dentro de la misma serie de diferenciación andesitas, dacitas, riodacitas y riolitas. En esta evolución se observa un incremento progresivo en SiO_2 con respecto al tiempo (Fig. III.A.6), lo cual sugiere que procesos como la cristalización fraccionada jugaron un papel importante en la diferenciación de

esas rocas. Por otra parte, se observa una aparente independencia de las riolitas más antiguas (Agua Fria) y de los basaltos más recientes (Cd. Hidalgo).

Sin embargo, la heterogénea y hasta cierto punto incompatible presencia de minerales (biotita, hornblenda, augita y enstatita) que constituyen a las dacitas y riodacitas de la Formación San Andrés, parecen indicar que para que se formara esta, además de efectuarse el fraccionamiento parcial de algunas fases cristalinas, debieron mezclarse determinadas proporciones de magmas andesítico y riolítico. Cathelineau *et al.* (1987) mediante cálculos de balance de masas hicieron un modelado de los datos de elementos mayores para Los Azufres, donde obtuvieron que se requieren 100 unidades de andesitas para mezclar 56.9 unidades de riolita; y 10.3 de clinopiroxeno por 1.8 unidades de biotita, necesitan ser separadas para crear un magma dacítico. Este modelado no considera que la Dacita San Andrés incluye también algunos miembros riodacíticos y que de acuerdo con los datos de la figura III.A.7, se presenta un incremento muy notable en el ritmo de erupción de los magmas de 0.01 Km³ cada 1000 años (Riolita Agua Fria) a 0.63 Km³ por cada 1000 años (Dacita San Andrés).

Posterior a la emisión de la Dacita San Andrés, la región fue sometida a una tectónica distensiva, responsable de la formación de un sistema de horsts y grabens orientados E-W. Sin embargo, dicho sistema no afectó a la Riolita Yerbabuena, ni tampoco a los Basaltos Cd. Hidalgo. El alineamiento preferencial E-W que muestran los conos representantes de esta última unidad, sugieren

que esas estructuras fueron aprovechadas por los magmas fèlsicos para ascender a la superficie bajo un régimen de extensión rápida, y que, por otra parte, existia un ritmo lento de inyección de magmas basálticos. Estas ideas siguen la concepción formulada por Hildreth (1981) para el desarrollo de un vulcanismo silicico con emisiones máficas asociadas, como ocurre en Los Azufres. La distribución de este vulcanismo presenta una particularidad, pues mientras que las manifestaciones félsicas se localizan en la parte central del macizo que forma la Sierra de Los Azufres, los eventos máficos se ubican preferentemente en sus alrededores, como si el macizo hubiera controlado selectivamente el ascenso de los magmas básicos, posiblemente asociado esto a una tectónica relativamente profunda.

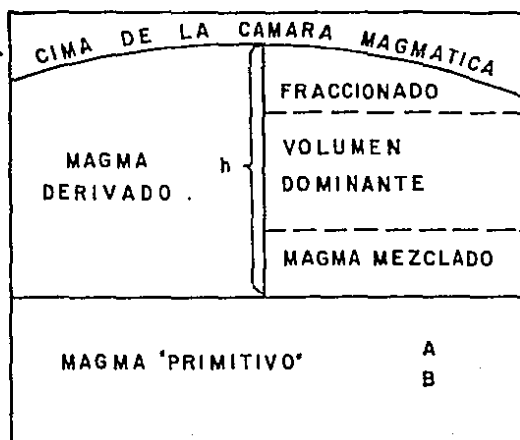
A partir de la teoría propuesta por Smith y Shaw (1975), que relaciona en una proporción de 10 a 1, los volúmenes de una cámara magmática silicica con los que son expulsados de ella; se ha podido estimar que la cámara magmática tendria un volumen aproximado de 450 Km³ (Fig. III.A.7), considerando que el volumen total de magma riolitico extruido en el CVLA fue de 43 Km³. Verma (1985) ha estimado un volumen mínimo de 400 Km³ para el caso de Los Azufres, de 600 Km³ para el campo de La Primavera, y de 1500 Km³ para Los Humeros, basándose en los cálculos de balance de masas propuestos por Bryan *et al.* (1968).

De acuerdo con el modelo desarrollado por Smith (1979) una cámara presenta 2 diferentes zonas, una inferior que corresponde a las fases de un magma "primitivo" o primario, y otra superior, donde se origina el magma derivado, con áreas de "mezcla

Fig. III.A.7 Algunos parámetros físicos y químicos del Campo Volcánico de Los Azufres. Las edades están referidas en la Tabla I; la obtención de los "Volúmenes dejados en la cámara" queda explicado en el texto.

UNIDAD DE ROCA	EDAD (m.a.)	VOLUMEN (Km ³)	VELOCIDAD DE ERUPCIÓN (Km ³ /1000a)	SiO ₂ (%)	VOLUMEN DEJADO EN LA CAMARA MAGMATICA (Km ³)
BAS. CD. HIDALGO	~0.15-0	5	~0.03	50-57	45
RIO. YERBA BUENA	0.14-0.30	12	0.07	73-75	108
DAC. SAN ANDRES	0.33-0.36	19	0.63	65-72	171
AND. ZINAFECUARO	0.75-0.90	~2	-	53-59	18
RIO. AGUA FRIA	0.84-1.60	12	0.01	70-76	108
AND. MIL CUMBRES	18.2-5.90	-	-	50-60	-
					450

Fig. III.A.8 Esquema idealizado que muestra las diferentes áreas que componen una cámara magmática, de acuerdo con el modelo de Smith (1979).



magmática", de "volumen dominante" y de "fraccionamiento" (Fig. III.A.8). La profundidad que alcanza esta segunda zona depende en gran medida del volumen emitido; para el caso de Los Azufres esta profundidad se estima en alrededor de 1 km. En esta zona debe existir un ligero zoneamiento composicional, como lo muestran las composiciones riolítica y dacítica de las pómez asociadas a los últimos eventos explosivos. Asimismo debe considerarse que para mantener una fuente de calor por un periodo tan prolongado de tiempo es necesario que el sistema haya sido alimentado continuamente por magmas máficos, que en algunos casos han alcanzado la superficie sin diferenciarse debido a la creación de nuevas zonas de debilidad, como sucedió con el sistema de fracturamiento cortical de orientación E-W.

Por otra parte, recientemente se ha propuesto (Pradal y Robin, 1985; Garduño, 1988) que el campo geotérmico de Los Azufres forma parte del vulcanismo resurgente asociado a una gran caldera de 20 Km de amplitud (Fig. III.A.9). Esta propuesta se basa en las siguientes evidencias: un fracturamiento regional circular discontinuo que afecta al basamento volcánico; depósitos lacustres en el centro de la depresión considerada; secuencia alternada de depósitos piroclásticos, ignimbritas y lavas. Sin embargo, esa teoría es aún muy discutible, requiere de un apoyo geocronológico más completo, así como de un análisis estructural y petrológico más detallado, sobre todo hacia la zona de la Sierra Santa Inés, en donde incluso se desconoce la edad y procedencia de las ignimbritas que ahí aparecen.

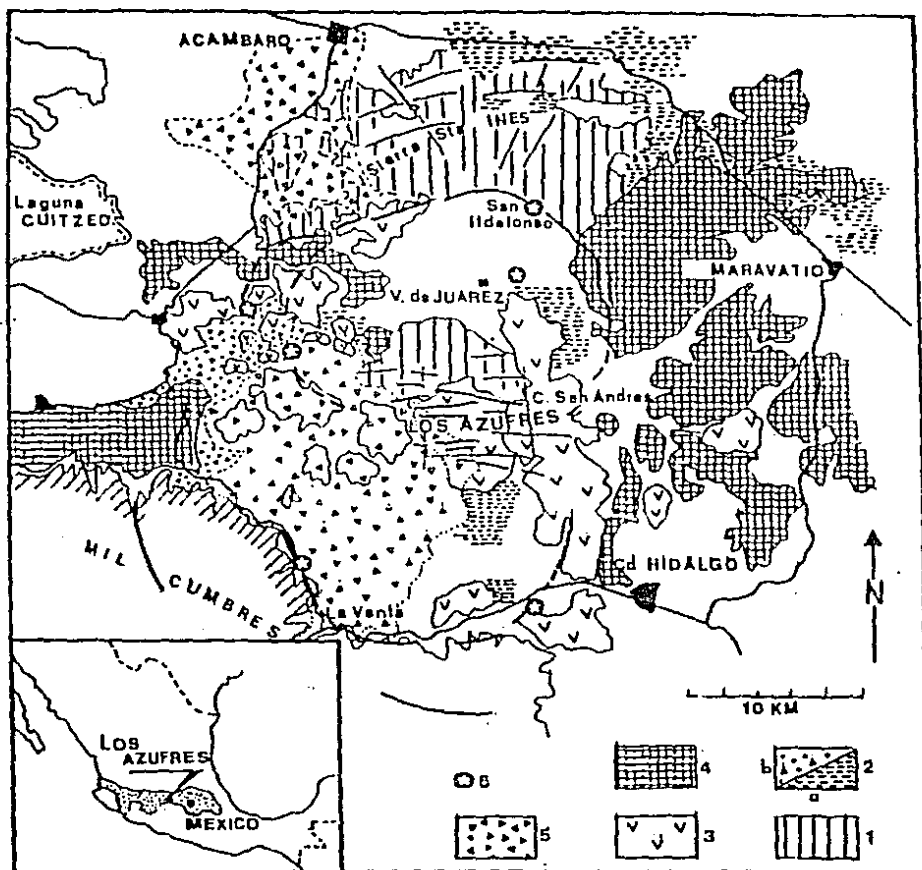


Fig. III.A.9 Esquema regional geológico-estructural de Los Azufres, muestra la configuración inferida de una caldera según Pradal y Robin (1985). Clave: 1. Andesitas de base, 2. Flujos piroclásticos antiguos: a) pómez y obsidiana, b) pómez y escorias basálticas, 3. Domos pre-ignimbríticos, dacíticos y riolíticos, 4. Basaltos, 5. Flujos piroclásticos recientes y 6. Cineritas.

En el presente estudio no se cuenta con ninguna evidencia que apoye la postulación de una caldera, salvo por lo que respecta a los importantes volúmenes de magma riolítico emitidos; en todo caso puede hablarse de un rasgo inferido, ya que el fracturamiento regional no es del todo concordante con esa interpretación. Por otra parte, es también claro que si centros silícicos similares como La Primavera o Los Humeros que presentan un sistema geotérmico reciente, se asocian a una caldera, se trate también en este caso de proponer un modelo semejante.

B) CALDERA DE AMEALCO

B.1. INTRODUCCION

La Caldera de Amecalco se localiza en la parte meridional del Estado de Querétaro, en los límites con los Estados de Guanajuato y Michoacán, a 55 Km al sureste de la Cd. de Querétaro y a 130 al noroeste de México. Se trata de un campo volcánico poligenético cuya estructura más prominente es una caldera de forma casi circular (de 10 a 11 Km de diámetro) que se encuentra truncada en su porción sur por una falla normal regional conocida con el nombre de Epitacio Huerta (Martínez y Nieto, 1987).

La morfología que circunda a la Caldera está compuesta por planicies de gran amplitud debidas al emplazamiento de los grandes volúmenes de ignimbritas emitidas. Una parte de estas planicies es cortada por conos cineríticos y lávicos, así como por diversos derrames y domos de tamaño diminuto. En tanto que el interior de la Caldera es ocupado por domos de gran tamaño, derrames lávicos y un cono cinerítico.

Este centro al igual que los de Huichapan (Milán *et al.*, 1989), La Primavera (Mahood, 1980), Los Hornos (Ferriz, 1985) y Los Azufres (Dobson, 1984; y este trabajo), han sido reconocidos como los exponentes más importantes del vulcanismo riolítico del CVTM, que Ferriz y Mahood (1986) ubican en su porción norte, por detrás del frente que definen los volcanes andesíticos activos; aunque Los Azufres en sí no cumple con esa distribución, ocupando la parte más meridional de la RVAZ. De

estos centros, Amealco y Huichapan se encuentran muy posiblemente asociados a una misma fase de vulcanismo regional, por encontrarse localizados en áreas contiguas y ser contemporáneos, de edad pliocénica.

A pesar del gran interés vulcanológico que despierta la Caldera de Amealco, no se conocen trabajos del área, a excepción hecha de las descripciones geológicas presentadas por Sánchez Rubio (1978, 1983).

Cabe mencionar que el trabajo aquí realizado consistió en la cartografía geológica a semidetalle, que junto con los datos geoquímicos y las interpretaciones derivadas de ellos, han permitido establecer un modelo generalizado del funcionamiento de la Caldera de Amealco.

B.2. GEOLOGIA

Los productos volcánicos derivados de la Caldera de Amealco son muy variados tanto en composición (basaltos, andesitas, dacitas y riodacitas), como en los tipos de estructuras a los cuales se asocian (conos, domos, derrames y caldera). Aún cuando siempre existe cierta dificultad para el establecimiento de la estratigrafía de terrenos volcánicos, en la Caldera de Amealco los contactos entre las diferentes unidades volcánicas están generalmente bien definidos, lo que ha permitido describir la columna de los diferentes eventos involucrados durante su evolución. Cabe destacar la importancia que implica el que la

unidad ignimbrítica se distribuya en un área tan amplia, ya que actúa como un horizonte estratigráfico índice, a nivel regional.

Un rasgo característico de este centro volcánico es que en ninguna de sus unidades se identificaron minerales como cuarzo, feldespatos alcalinos y biotita, hecho que aparentemente indica que el carácter general de las mismas es de tipo básico o intermedio. Sin embargo, existen manifestaciones ácidas en las que la sílice (de 63 a 69.5%) posiblemente se presenta en forma de vidrio.

Las características del vulcanismo manifestado en La Caldera de Amealco quedan representadas por diferentes eventos, que a continuación se describen a partir de los más antiguos.

ACTIVIDAD PREIGNIMBRITICA

Regionalmente existen numerosas manifestaciones volcánicas que por encontrarse parcialmente cubiertas por la Ignimbrita Amealco resultan ser más antiguas que ella, algunas son de composición riolítica y otras, andesítico-basálticas.

En la Sierra del Rincón, a aproximadamente 10 Km al noroeste de la Caldera, afloran cuerpos de riolita masiva, que al parecer fueron emplazados a través de estructuras de tipo dómico. Estas riolitas subyacen a la Ignimbrita Amealco y constituyen una barrera topográfica que se encargó de bloquear el desplazamiento de los flujos de cenizas. Asimismo, un pequeño cuerpo de riolita vítrea situado a igual distancia de la caldera, pero en la

dirección NNE, está igualmente cubierto e incluso es rodeado por los flujos superiores de la unidad ignimbrítica.

Hacia la parte oriental de la Caldera se encuentra el estratovolcán Nado que destaca por su gran altura (3325 msnm) con relación con las llanuras circundantes, cuya altura promedio es de 2500 m. Este volcán, de composición andesítica, se encuentra rodeado en parte por la Ignimbrita Amealco, al igual que otros pequeños conos de este sector (ver recuadro del mapa II), uno de los cuales ha sido datado en 5 Ma por el método K-Ar, en el laboratorio de geocronometría del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) (Sánchez-Rubio; 1983). La morfología que muestran estas estructuras es concordante con el dato radiométrico obtenido, de donde se deduce que la Ignimbrita Amealco, y por supuesto todas las emisiones volcánicas que le sobreyacen, son más jóvenes de 5 Ma.

Estructuras como las que presenta el volcán Nado, con un domo ocupando su parte central, no son aisladas, existen otras como el Volcán Zamorano, o el Volcán Jocotitlán (Milán *et al.*, 1988) que se ubica a 40 km al sureste de Nado.

Por otra parte, se ha observado la presencia de andesitas, y sobre todo de basaltos, en el fondo de algunas barrancas de la zona poniente y norte de la caldera; asimismo, en el extremo occidental de la misma se encuentra un horizonte de basalto afanítico de color gris oscuro, moderadamente alterado, compuesto por microlitos de plagioclasas (labradorita), clinopiroxeno y olivino. Otra manifestación de vulcanismo pre-ignimbrítico fue reconocido en el flanco oriental de la

caldera, en la localidad conocida como La Manzana. La roca es muy similar a la andesita anterior, tanto en textura como en composición, siendo parcialmente cubierta por ignimbritas.

De lo anteriormente expuesto, se puede decir que al menos una parte de las manifestaciones pre-ignimbriticas, y en particular las que se localizan en las inmediaciones de la caldera, representan un evento volcánico precursor a la formación del centro volcánico de Amealco.

IGNIMBRITA AMEALCO

Como ya se ha mencionado, se considera que la actividad volcánica del campo se inicia con el emplazamiento de la Ignimbrita Amealco. Esta se define en términos generales, como una sucesión de depósitos piroclásticos de flujo, con diversos grados de soldamiento, cuyos flujos individuales alcanzan espesores que varían de 3 a 8 m. Es común encontrar algunos horizontes intercalados de lapilli y cenizas poco consolidadas compuestos esencialmente por pómez y fragmentos de lílitos andesíticos y basálticos. Estas unidades están distribuidas ampliamente en torno al semicírculo septentrional de la caldera, con radios que varían de 10 a 37 Km.

Para realizar el cálculo aproximado del área y los volúmenes de los productos que comprenden a la Ignimbrita Amealco, fue necesario hacer un análisis de la distribución y extensión máxima de la ignimbrita (ver recuadro del mapa II), pues en algunos casos como en el flanco oriental, la definición del frente

ignimbritico no es muy clara debido a la cobertura de aluviones y suelo. Se configuró la mitad de una superficie elíptica, con radios de 19 y 30 Km en promedio, cuya área es de 875 Km². Por otra parte, los espesores medidos y/o estimados en el campo son superiores a los 150 m para el borde de la caldera; de 100 m a una distancia de 10 Km al oeste; de 80-60 m a 20 Km al norte; y mayores de 50 m al este. Estos números permiten considerar que el espesor promedio debe ser muy cercano a 80 m, lo que implica un volumen total de 72 Km³, que representa el 82 % del volumen total emitido por el campo (Fig. III.B.1). Al respecto, Sánchez-Rubio (1983) estima un área de aproximadamente 1200 Km² y un espesor promedio de 150 m, lo que da como resultado un volumen de 180 Km³. Estos valores se consideran muy altos, por las apreciaciones antes mencionadas, incluso Walker (citado en Sánchez-Rubio, 1983) sugiere que el espesor debe ser de aproximadamente 30 m. Este valor implicaría un volumen de 36 Km³, que por lo contrario, resulta ser demasiado bajo.

La columna vulcano-estratigráfica de la Ignimbrita Amealco está expuesta en diversos cortes de arroyos, sin embargo una sección "tipo" en donde se aprecian y pueden controlar sus variaciones tanto verticales como laterales, se presenta en los escarpes del flanco occidental de la caldera. Debido a que los horizontes en esta zona tienen una ligera pendiente (de 3° promedio), para tener la columna completa es necesario hacer 2 secciones, una de ellas cercana al poblado de Epitacio Huerta y la otra, por la ranchería El Rodeo (Fig. III.B.2). Las variaciones verticales que se observan en esta secuencia han

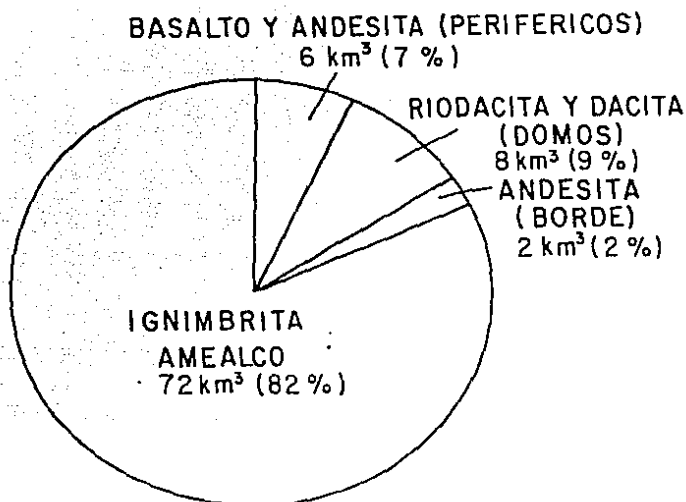


Fig. III.B.1 Volúmenes y proporciones de magma de las unidades que integran el campo volcánico de Amealco. Se observa claramente cómo el volumen de ignimbritas supera por mucho a la suma de los volúmenes de lavas.

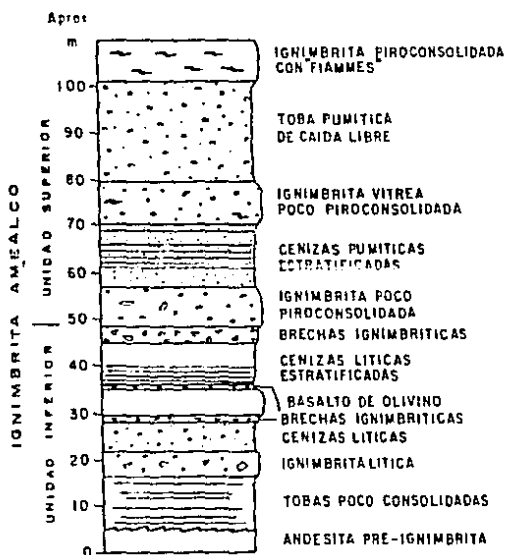


Fig. III.B.2 Sección esquemática de los horizontes que integran a la Ignimbrita Amealco, en el área de Epitacio Huerta-El Rodeo.

permitido agrupar a los numerosos horizontes que la conforman, en dos diferentes unidades de roca, que para ser representativos, fueron objeto de correlaciones petrográficas y geoquímicas con unidades equivalentes de áreas diferentes.

La Unidad Superior presenta un espesor total de 60-80 m y está constituida, de su cima hacia su base, por una ignimbrita generalmente bien soldada, seguida de un horizonte de tobas de calda libre; después aparecen otras dos capas de ignimbritas medianamente soldadas y muy vitreas que se intercalan con cenizas estratificadas poco consolidadas (Fig. III.9.2). Esta alternancia no es constante, sin embargo es muy característica y ocasiona que esta unidad pueda distinguirse con facilidad en virtud de las diferencias del grado de resistencia a la erosión, de tal forma que desarrollan paredes escalonadas.

Los depósitos tobáceos, de 10-15 m de espesor, están compuestos principalmente por fragmentos de pómez dacíticos y fragmentos líticos, ambos de tamaño grueso. Las ignimbritas por su parte, en estratos de 8 a 10 m, están compuestas predominantemente por fiameés de vidrio oscuro (obsidiana), de tamaños variables y orientados según el flujo; así como por fragmentos de basaltos y de andesitas porfiríticas; y por cristales de plagioclasas (andesina), clinopiroxeno y en ocasiones ortopiroxeno, dentro de una matriz vítrea (shards). El vidrio, de acuerdo con su índice de refracción y su color pardo claro, se estima que contiene aproximadamente 64% de SiO_2 (Schmincke, 1981). Existen algunas variaciones laterales en la composición de esta ignimbrita, aumentando el contenido de vidrio

conforme se incrementa la distancia de la fuente. En la figura III.B.3, los puntos que se aproximan al extremo del vidrio se localizan a aproximadamente 20 Km de distancia del borde de la caldera, a diferencia de las otras que provienen de una distancia de 9 Km. Aunque esta relación no es constante ni se aplica como regla, es posible considerarla como una tendencia general de variación composicional con respecto a la fuente.

Con respecto a la Unidad Inferior de la Ignimbrita Amealco, está constituida por lo menos de un horizonte ignimbritico, tobas de calda libre y una capa de basalto intercalado en la secuencia (Fig. III.B.2). La ignimbrita está poco soldada y presenta lentes de vidrio irregulares y de tipo fiameé; la proporción de fragmentos líticos basálticos (lavas y escorias) es mayor que en la unidad superior. Este notable aumento en la proporción fragmentos de roca imprime a esta unidad un aspecto ligeramente brechoide, sobre todo hacia la parte basal de la secuencia, por lo que se le nombra como ignimbrita litica, a diferencia de la representativa de la Unidad Superior que en general recibiría el nombre de ignimbrita vitrea. Contiene además, algunos cristales de andesina zonada, clinopiroxeno y olivino, y el vidrio suele ser de color pardo oscuro con un relieve muy bajo, es decir de composición intermedia (Schmincke, 1981).

Las tobas de la Unidad Inferior presentan las siguientes características generales: en la parte superior están constituidas principalmente por pómez basáltica y andesítica sin consolidar, de tamaño arenoso (2-20 mm), con fragmentos de roca de la misma composición y vidrio. Sus relaciones internas son

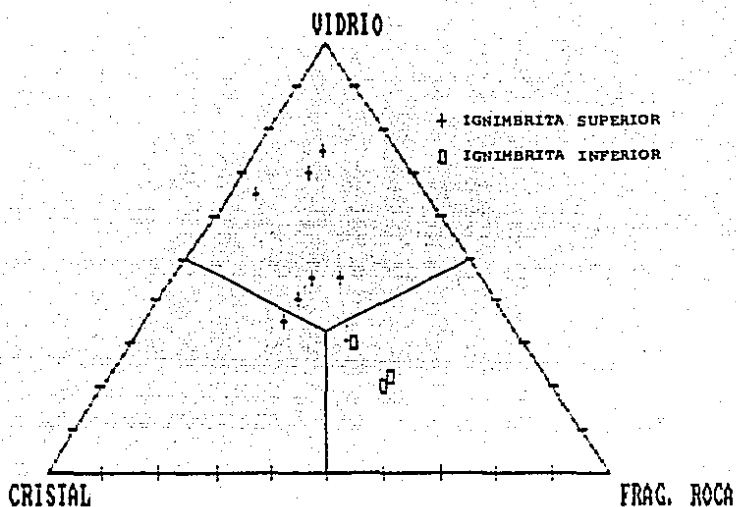


Fig. III.B.3 Componentes esenciales de los miembros que forman la Ignimbrita Amealco, estimados a partir de cálculos modales.

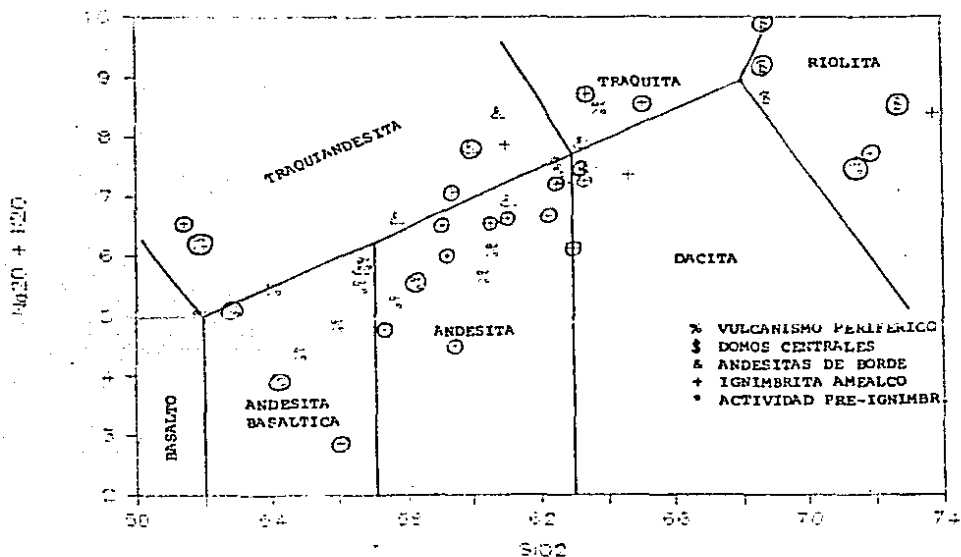


Fig. III.B.4 Diagrama álcalis-sílice con límites propuestos por Zanettin (1984). Muestras encerradas en un círculo pertenecen a este trabajo, el resto son de Sánchez-Rubio (1983).

gradacionales y muestran estratificación muy sutil. Las tobás inferiores están compuestas principalmente por fragmentos de roca básica, en tamaños que promedian 0.5-2 mm, y en menor proporción, pómez dacítica (<10%). El espesor promedio de estos horizontes en el área de Epitacio Huerta (a 9 Km de la caldera) fluctúa entre los 10 y 15 m. Por otra parte, en el borde norte de la caldera, se han observado algunos horizontes de cenizas en clara discordancia angular, lo que indica que por un lado hubo interrupciones relativamente prolongadas entre algunos de los eventos piroclásticos, y por otro, que existieron movimientos locales que ocasionaron los cambios de pendiente en donde se depositaron los piroclásticos de caída libre.

Por último, el basalto es de color negro, con texturas afanítica (poco porfirítica) y vesicular. Su estructura es lajeada, y su espesor es constante (5 m). Está compuesto por cristales de plagioclasa (labradorita), olivino y clinopiroxeno, en una matriz vítrea. Este basalto de olivino es el único derrame de lava que se ha reconocido dentro de la columna que integra a la Ignimbrita Amealco. Por otra parte, en algunas de las formaciones que se encuentran en contacto con el basalto, se observan numerosos fragmentos de esta roca, que forman un aglomerado con algunos restos de vidrio. Esto sugiere que todos estos fragmentos fueron incorporados a los flujos piroclásticos al momento de desplazarse sobre las paleopendientes.

Directamente relacionado con la emisión de la Ignimbrita Amealco en el Plioceno, ocurrió el colapso de la caldera en un tiempo más reciente que 5 Ma, de acuerdo con la edad reportada

por Sánchez-Rubio (1983) para las manifestaciones volcánicas subyacentes.

ANDESITAS DE BORDE

En la parte superior de casi todo el borde de la Caldera de Amealco se presentan derrames masivos de andesita porfirítica, de color gris oscuro, que alcanzan una extensión horizontal de apenas 1 Km. Están compuestas por fenocristales de labradorita, augita, clinopiroxeno y, en ocasiones, hiperstena; rodeados por una matriz de plagioclasas y algo de vidrio.

Las andesitas de borde, que afloran en los flancos norte y oriental fueron nombradas por Sánchez-Rubio (1983) como Andesita Amealco. Sin embargo, estas rocas afloran también en el borde occidental e incluso cabe la posibilidad de incluir en esta unidad de roca, a los derrames internos de andesitas que conforman la mesa El Garabato.

Las andesitas de borde descansan siempre de manera discordante sobre la Ignimbrita Amealco, y en la parte NW, son sobreyacidas por el domo ríolítico "La Campana". Forman la parte superior de los escarpes de la caldera, en cuyo interior se han reconocido numerosos bloques caídos de andesitas que son testimonio de la inestabilidad de los taludes del borde, que han causado modificaciones en la configuración original de la estructura anular.

Los volúmenes calculados para estas rocas, de acuerdo con la metodología ya antes descrita, son del orden de 2 Km³, que

representan una contribución mínima del sistema magmático (Fig. III.B.1).

DOMOS CENTRALES

Con este nombre se agrupan un total de 7 domos de composición dacítica, riodacítica y riolítica que fueron emplazados en el centro de la depresión (mapa. II). Los domos "Chiteje" y el "Gallo" son los más sobresalientes; tienen un volumen aproximado de 5 Km³, y por su morfología y relaciones estratigráficas constituyen las emisiones más antiguas de este grupo. Ambos muestran una capa vítrea en algunos de los frentes erosionados de cada estructura. El domo Chiteje está formado por lavas vítreas de composición dacítica y riodacítica, constituidas por cristales de oligoclasa, hornblenda, y ocasionalmente augita, rodeados por una matriz perlítica y fluidal de tipo ácido, con algunas esferulitas. El domo Gallo presenta características muy similares al anterior sólo que su composición es predominantemente dacítica.

Entre los 2 domos antes citados, el domo Santa Rosa se desarrolló de una forma irregular debido a la falta de espacio libre. Esta estructura está constituida por lavas dacíticas que contienen fenocristales de plagioclasa (andesina), ortopiroxeno y clinopiroxeno, así como la rara ocurrencia de olivino en uno de los horizontes lávicos basales. La matriz es de plagioclasas y vidrio de naturaleza ácida. El olivino se presenta como un

mineral incompatible en relación al carácter químico de estas rocas.

En una fase contemporánea o ligeramente posterior a la formación del domo Santa Rosa, se desarrollaron los domos dacíticos "Zancudo" y "La Mesa", sobreyaciendo este último a la andesita "Garabato" (mapa II). Asimismo se emplazaron los domos "San Miguel", al norte del poblado que lleva ese nombre, y "La Campana", en el borde NW; ambos están representados por riodacitas vítreas fluidales de color rosa-violáceo y verde oscuro, respectivamente. Están compuestas por cristales de oligoclasa, anfíboles y clinopiroxeno, dentro de una matriz vítrea parcialmente hematizada. Las riodacitas La Campana cortan bruscamente a las andesitas emitidas en el borde de las caldera, y su emplazamiento está seguramente relacionado con la inestabilidad de la estructura anular, pues en este lugar se observa una clara discontinuidad en el borde.

El grupo de domos centrales sobreyace comúnmente a los depósitos de piroclásticos de caída libre, que en su mayor parte están asociados a la erupción de la Ignimbrita Amealco, aunque es muy posible que haya existido una pequeña contribución de piroclásticos por parte de las propias estructuras dómicas. El volumen emitido por las 7 estructuras fue estimado en 7.5 Km³, que sumado a los volúmenes de los Domos Las Palomas y El Espía que se emitieron en la periferia de la caldera, alcanzan un total de 8.0 Km³ de lavas ácidas eruptado (Fig. III.B.1).

VULCANISMO PERIFERICO

De acuerdo con su composición, en este vulcanismo se distinguen 2 principales fases: una silícica que corresponde a los domos El Espia y Las Palomas, ubicados en flanco occidental del centro volcánico, y otra máfica, que comprende a diferentes derrames de lavas y escorias que se asocian a los conos volcánicos próximos a ellos.

Dentro de la primera fase se emitieron lavas riolíticas correspondientes al domo "Las Palomas" que sobreyacen a la Ignimbrita Amealco y a la vez subyacen a la riodacita "El Espia". Es posible que esta fase esté íntimamente conectada con la emisión de los cuerpos dómicos centrales, según la posición relativa que presenta una de sus últimas manifestaciones (domo La Campana). La riolita Las Palomas presenta estructura fluidal, con vidrio ácido en forma de esferulitas que rodea a cristales de oligoclasa y ortopiroxeno. Por otra parte, la riodacita El Espia presenta una textura porfirítica, con fenocristales de oligoclasa-andesina, anfíbol y clinopiroxeno, rodeados por una matriz vítrea de tipo perlítica.

Con respecto a la fase "máfica" del vulcanismo periterico, esta queda representada por unos siete conos, que se distribuyen en un radio máximo de 10 Km en las direcciones NW, E y S. En la parte noroccidental se presentan tres puntos de emisión, de los cuales destaca el denominado "Las Hormigas". La extensión que alcanzan sus derrames en la dirección NW y W es de más de 3.5 Km de radio, cubriendo parte de los domos El Espia y Las Palomas. Estas lavas son andesitas basálticas de olivino compuestas por

cristales de labradorita y ortopiroxeno, en una matriz hialopiritica y algo vesicular.

En la parte occidental existe un cono denominado "El Cerrito", compuesto por andesitas porfiríticas de labradorita, ortopiroxeno y algunas veces olivino; mientras que el cono "Cerrito Colorado" lo forman escorias basálticas y andesitas porfiríticas de andesina, hornblenda y ortopiroxeno.

Hacia el oriente, se encuentra un cono aislado conocido como el "Añil", compuesto por andesitas basálticas afaníticas con cristales de labradorita, ortopiroxeno y olivino, en una matriz hialopiritica. En ese mismo sector, pero hacia el sur, se localiza otro cono aislado (C. Colorado) cuyas características son similares al anterior.

Finalmente, se manifiestan en la porción sur de la caldera algunas coladas de lava andesítica de color gris claro asociadas a 2 puntos emisores (mapa II). Estas andesitas descansan directamente sobre tobas de caída libre, mismas que ocupan el peniplano del bloque caído que se formó por la acción de una falla normal regional. Esta falla destruyó la parte sur de la caldera, sugiriendo que ese vulcanismo fue posterior al fallamiento.

El volumen de todas las manifestaciones periféricas de naturaleza andesítico-basáltica se estima en 6 Km³, es decir el 7 % del volumen total (Fig. III.B.1).

B.2 GEOQUIMICA

El comportamiento geoquímico de las diferentes unidades que componen el Campo Volcánico de Amealco presenta características particulares estrechamente ligadas con su evolución. El carácter calcoalcalino de sus productos queda de manifiesto en los diversos diagramas que se presentarán más adelante. Sin embargo, debe hacerse notar que en algunos casos existen ciertas tendencias hacia los campos tanto alcalino como toleítico de acuerdo con la estructura y forma de emplazamiento al cual se asocian.

En el diagrama TAS (Total Alkali Silica) propuesto por Zanettin (1984) (Fig. III.B.4), se puede apreciar por un lado, que la mayor parte de los eventos volcánicos pertenecen al dominio calcoalcalino preferentemente de naturaleza andesítica. Esto ocurre con la Ignimbrita Amealco, que sobrepasa los límites tanto en la dirección de la andesita basáltica (miembro inferior), como de la dacita (traquita) e incluso, en algunos casos excepcionales, el material vítreo que poseen estas rocas (miembro superior) alcanza los términos riolíticos. Dentro de esta unidad se tiene un basalto que en el diagrama TAS (Fig. III.B.4) queda clasificado como traquiandesita y que al igual que una muestra representante del Vulcanismo Periférico, son las únicas que presentan una afinidad más marcada hacia el campo alcalino. Por otra parte, la tendencia toleítica de algunas manifestaciones queda de manifiesto con los diagramas SiO_2 -FeO/MgO (no mostrado) y AFM (Fig. III.B.5).

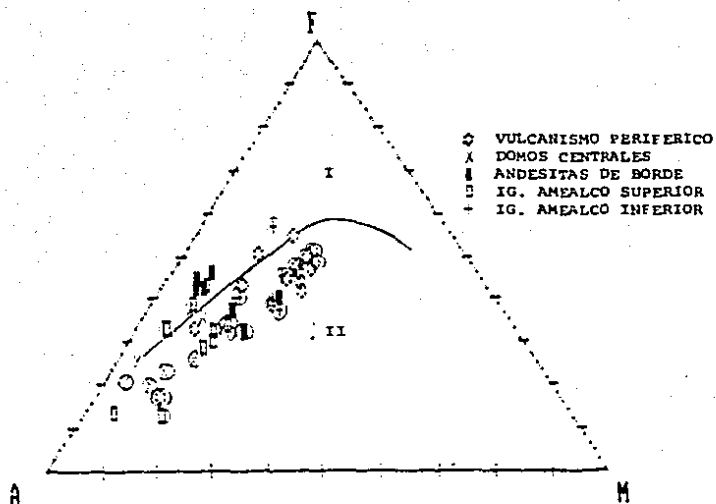


Fig. III.B.5 Diagrama AFM para las rocas de la Caldera de Amealco. Campos: I. Serie pigeonítica o toleítica; II. Serie hipersténica o calcoalcalina.

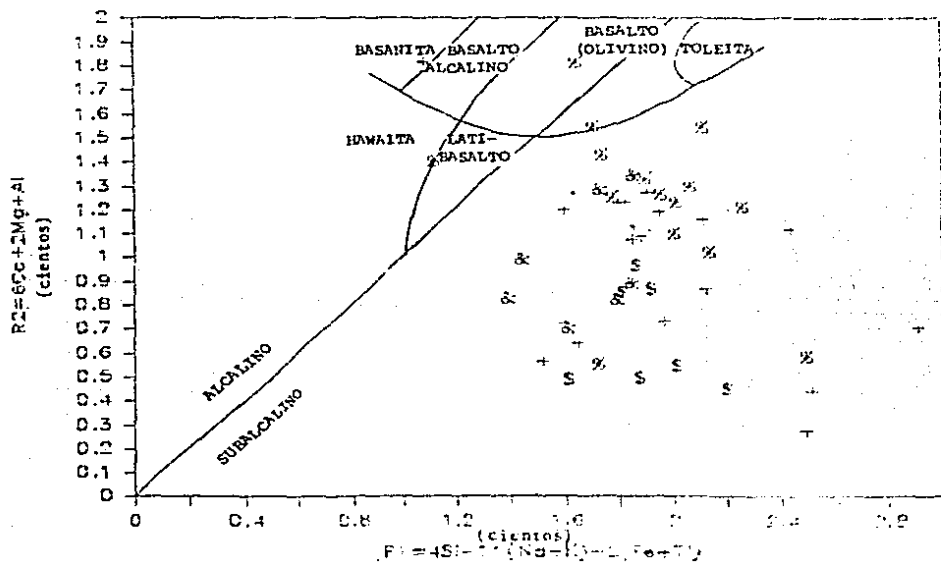


Fig. III.B.6 Diagrama multivariante R_2-R_1 , propuesto por La Roche *et al.*, (1980) con algunas zonas de los campos alcalino y subalcalino. Símbolos iguales a la Fig. III.B.4.

El derrame de basalto incluido dentro de la unidad ignimbrítica, que en la gráfica álcalis-silíce (Fig. III.B.4) se ubicaba en el campo de la traquiandesita; en el diagrama R_2-R_1 , propuesto por La Roche *et al.* (1980) (Fig. III.B.6), se ubica también en el campo alcalino, sólo que correspondiente al sector de la basanita. Asimismo dos muestras pertenecientes al vulcanismo periférico presentan esa misma tendencia alcalina. Ese carácter es más definido para la muestra que se encuentra en los límites del latibasalto y la hawaita (ver figuras III.B.4 y III.B.6).

A partir de los diagramas de Harker (Fig. III.B.7) se observa como los óxidos: TiO_2 , FeO^* , MgO y CaO , muestran una correlación inversa con respecto a SiO_2 y directa con K_2O , mientras que los valores de Na_2O muestran una dispersión muy amplia. En todos los casos, las relaciones tienen un comportamiento zonal más que lineal; pero a pesar de ello es posible distinguir, en términos generales, 2 líneas evolutivas para la Caldera de Amealco. Una de ellas iniciaría a partir del agrupamiento presentado por la mayoría de las muestras correspondientes a la Ignimbrita Amealco, sin embargo al avanzar hacia los miembros de las Andesitas de Borde, se observa una dispersión muy amplia de valores, sobre todo en el caso del MgO , donde se manifiestan 2 grupos extremos: con bajo MgO (1%) y con alto MgO (> 3%), este contraste debe estar asociado a las tendencias calcoalcalina y toleítica que presentan. Esta característica podría representar la alimentación al sistema, de un magma derivado de la formación de las estructuras anulares.

Una línea evolutiva ligeramente más definida, aunque parcialmente discontinua y dispersa, se puede trazar siguiendo la serie riolitas-riodacitas, dacitas-andesitas (domos centrales) y andesitas-basaltos (Vulcanismo Periférico), sobre todo observando las tendencias en TiO_2 y MgO (Fig. III.B.7).

Por otra parte, en el paquete que conforma la Ignimbrita Amealco se puede visualizar una variación general en sentido vertical, que va de composiciones intermedias (miembro inferior) a intermedio-ácidas (miembro superior) (Tabla III). Esta tendencia concuerda con la desaparición progresiva del olivino y la sustitución de plagioclasas cálcico-sódicas por sódico-potásicas, lo cual sugiere que la diferenciación fue posiblemente controlada por procesos de cristalización fraccionada. En el diagrama triangular de feldespatos normativos (Fig. III.B.8), se observa como la correlación entre los miembros de la Ignimbrita Amealco sigue una evolución normal (de básicos a ácidos), ente tanto que la relación de la Ignimbrita Superior con las Andesitas de Borde, y de los Domos centrales con el Vulcanismo Periférico, es inversa. El hecho de que simultáneamente aparezca pómez de composición dacítica y andesítico-basáltica dentro de la unidad ignimbrítica, apoya la idea de que el vulcanismo manifestado en Amealco estuvo alimentado por una cámara magmática parcialmente zonificada. La aparición de productos andesítico-basálticos en las etapas póstumas del centro volcánico, precedidos de manifestaciones ácidas, son una clara evidencia de la evolución que ha tenido el magmatismo con relación al tiempo.

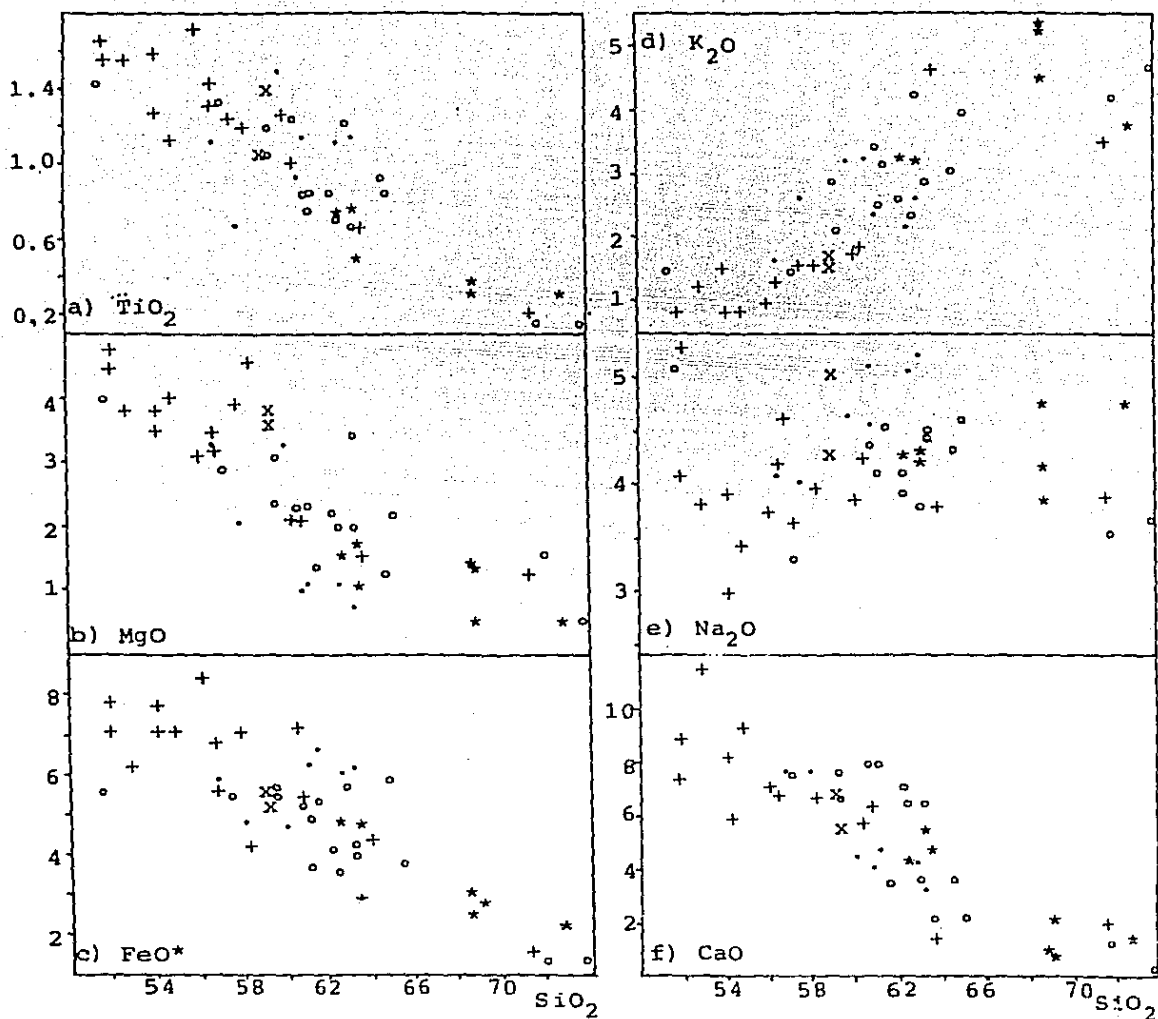


Fig. III.B.7 Diagramas de Harker para las rocas de la Caldera de Amealco. Símbolos: equis, Actividad preignimbritica; círculo, Ignimbrita Amealco; punto, Andesitas de Borde; asterisco, Domas centrales; cruz, Vulcanismo periférico.

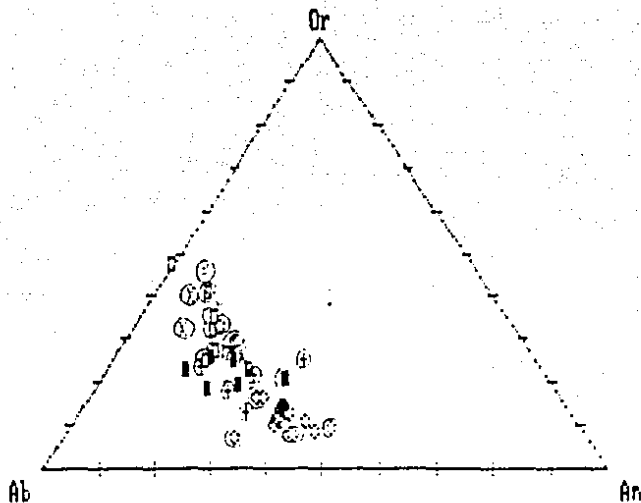


Fig. III.B.8 Diagrama de feldspatos normativos (Or-ortoclasa, Ab-albita y An-anortita) para las rocas de la Caldera de Amealco. Símbolos iguales a la Fig. III.B.5.

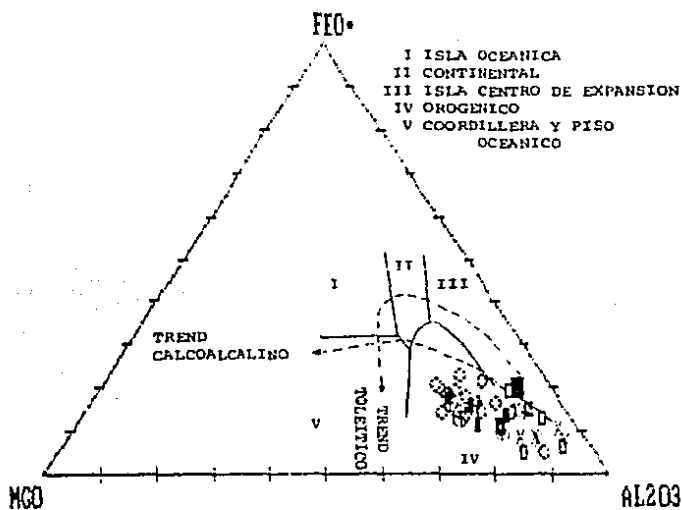


Fig. III.B.9 Ambientes vulcano-tectónicos y tendencias magmáticas para las rocas de la Caldera de Amealco, modificado de Barce *et al.*, (1978). Símbolos como en la Fig. III.B.5.

Si la cámara magmática se encontraba zonificada, la parte inferior de ella estaría formada por material denso, de composición máfica, de donde posiblemente fue suministrado el magma que dió origen al Vulcanismo Periférico. Aunque también debe considerarse que el sistema estuvo continuamente alimentado por nuevo material magmático.

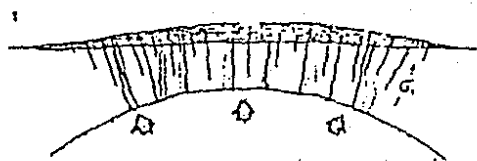
Por otra parte y como era de esperarse, el ambiente volcanotectónico en que se desarrolló el vulcanismo de la Caldera de Amealco, cae dentro del campo orogénico (Fig. III.B.9).

B.3 EVOLUCION DEL CENTRO VOLCANICO

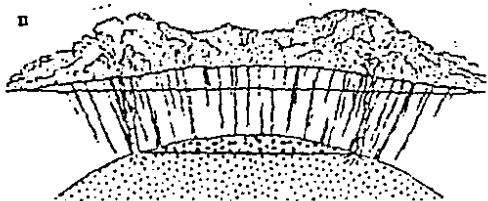
Aunque regionalmente existen numerosas estructuras volcánicas, muy variables en composición, que fueron emplazadas en forma previa a la emisión de la Ignimbrita Amealco, se considera sólo a los derrames andesítico basálticos que subyacen directamente bajo la ignimbrita, los presurroses del vulcanismo que dieron origen al campo volcánico de Amealco.

La evolución de la Caldera de Amealco está representada de manera esquemática en la figura III.B.10, de acuerdo con las etapas de desarrollo que se proponen en este trabajo.

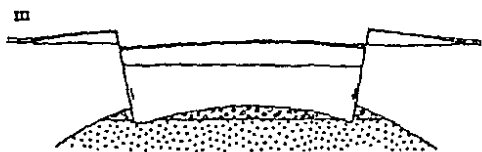
I. VULCANISMO PRECURSOR. El ascenso de magmas poco diferenciados hacia la superficie fue aprovechado debido a la existencia de un intenso fracturamiento cortical de la región. La presión magmática contribuyó por su parte a generar algunas otras superficies de debilidad. Las lavas emitidas, de composición andesítico-basáltico, se distribuyeron ampliamente en



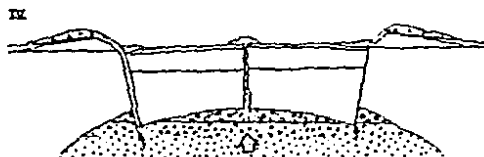
I. VULCANISMO PRECURSOR. Instalación de una cámara magmática a niveles someros, con manifestaciones fisurales de tipo andesítico-basáltico.



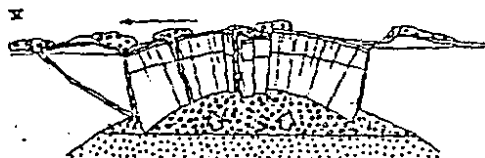
II. ERUPCIONES PAROXISMALES. De tipo pliniano, tanto centrales como laterales, que originaron la Ignimbrita Amealco. Zoneamiento incipiente en la cámara.



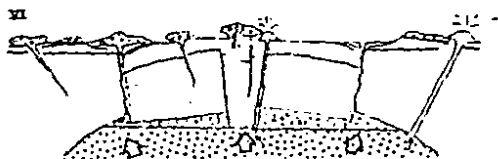
III. COLAPSO DE LA CALDERA. Sedimentación en el bloque colapsado y depósitos de caída libre.



IV. VULCANISMO DE BORDE. Andesitas emitidas a partir de fracturas anulares.



V. VULCANISMO CENTRAL. Emisión de domos riódacíticos y dacíticos que aparentemente migran hacia el W.



VI. VULCANISMO PERIFERICO. Andesitas y basaltos extrabasados de la parte inferior de la cámara.

Fig. III.B.10 Evolución de la Caldera de Amealco (modificado del modelo de Smith y Bailey, 1968).

la región debido a su gran fluidez, cubriendo parte de las irregularidades topográficas existentes.

II. ERUPCIONES PAROXISMALES. Erupciones plinianas de extraordinaria violencia y grado de explosividad clasificadas como de tipo San Vicente (Mc Donald, 1972), ocurrieron de manera central y lateral, y en forma sucesiva, aunque con algunos periodos de reposo; dando lugar a una secuencia de depósitos piroclásticos de flujo (ignimbritas) intercalados con depósitos de caída libre. La parte inferior está dominada por una ignimbrita litica cuyos componentes están asociados con la fragmentación de las rocas pre-existentes, a diferencia de la superior, que es preferentemente vítrea. Los productos pumíticos y vítreos presentan una aparente evolución que va de andesitas basálticas a andesitas, dacitas y riodacitas, aunque es claro el predominio de los miembros andesíticos sobre todos los restantes. El carácter químico de la Ignimbrita Amealco es calcoalcalino, sin embargo en la base de la secuencia existe un derrame de basalto con cierta afinidad alcalina (incluso se presenta nefelina normativa). Esto sugiere que en un principio, debió instalarse una cámara magmática de gran tamaño (estimada en 800 Km²) a niveles poco profundos (del orden de 5 a 10 Km), pero que la inyección continua y acelerada de magmas máficos impidió el desarrollo de una zonificación composicional en la misma, aprovechando su estado incipiente de formación y por lo tanto de inmadurez. Los cambios mineralógicos y químicos que se observan hacen suponer que la diferenciación en un principio estuvo controlada por procesos de cristalización fraccionada, sin

embargo, en la parte intermedia de la columna se presentan fragmentos tanto de pomez dacítica ($\text{SiO}_2=65\%$) como andesítica ($\text{SiO}_2=59\%$) que, por otra parte, permiten postular la creación de una zonificación de la cámara para ese tiempo. En ese sentido, Smith (1979) considera que todas las erupciones piroclásticas que excedan de 1 Km^3 se encuentran zonadas composicionalmente.

III. COLAPSO DE LA CALDERA. La parte superior de la cámara magmática fue desocupada por aproximadamente 72 Km^3 de magma (Fig. III.B.11), en periodos de tiempo casi instantáneos que ocasionaron un severo desequilibrio isostático y una notable descompensación de masas, que produjo a su vez, el colapso del bloque central de la caldera, con un salto mayor de 200 m. Posiblemente la falla regional conocida como Epitacio Huerta (Martínez et al., 1987) haya sido contemporánea al colapso, ya que las andesitas de la mesa El Garabato al parecer no fueron afectadas por esa falla.

IV. VULCANISMO DEL BORDE DE LA CALDERA. Posterior al colapso de la caldera, continuó un periodo de relajamiento en donde se emplazaron derrames andesíticos poco fluidos, a través de diversas fracturas anulares. Inclusive algunas de sus emisiones, presentan una tendencia química de tipo toleítica.

Por otra parte los escarpes de la Caldera cortan bruscamente a las andesitas que efusionaron en su borde, indicando que el borde estructural formado originalmente, ha sufrido modificaciones sustanciales con respecto al que actualmente se observa.

V. VULCANISMO CENTRAL. Después de un aparente periodo de reposo, se emplacaron en el centro de la estructura subsidente, una serie de estructuras dómicas de composición riodacítica y dacítica, que representan un volumen de 8 Km³ de magma, procedente de la parte superior (más fraccionada) de la cámara magmática. Los domos más grandes: "Chiteje" y "El Gallo" muestran una zonificación con frentes vitreos, hacia la parte intermedia e inferior de los cuerpos. Por otra parte, la presencia de algunos xenocristales de olivino sugiere una reabsorción o asimilación de productos derivados de una profundidad mayor, en donde se presupone que se ubican los magmas menos diferenciados; apoyando la hipótesis de una cámara parcialmente zonificada, donde posiblemente los procesos de termodifusión jugaron un papel importante, como lo propone Hildreth (1981) para este tipo de sistemas magmáticos.

Aunque la mayor parte de los domos se instalaron en la parte central de la Caldera, parece existir una migración de estas estructuras hacia el Oeste (ver mapa II).

VI. VULCANISMO PERIFÉRICO. Una vez emplazados los domos centrales y periféricos, debió ocurrir una obstrucción de los conductos principales por los que ascendió el magma dacítico-riolítico. La inyección de nuevo magma al sistema, así como el paulatino empobrecimiento de los miembros más diferenciados, ocasionó que se construyeran unos cuantos conos monogenéticos, distribuidos aleatoriamente en torno a la Caldera, y en el interior de la misma. Precisamente uno de los derrames internos,

es de las manifestaciones más básicas del campo ($\text{SiO}_2=51.93\%$) y presenta una ligera afinidad alcalina, por lo que pudiera tratarse de una inyección de magma que ascendió directamente desde su fuente original ($\text{MgO}=4.94\%$).

Al relacionar estos eventos, es muy probable que exista una derivación desde las riolacitas y dacitas (Domas Centrales) hasta las andesitas, andesitas basálticas y los basaltos, de acuerdo con la secuencia de eventos que se producen en una cámara estratificada composicionalmente.

En lo que respecta a la cámara magmática, se han hecho una serie de consideraciones que han permitido elaborar un modelo idealizado de la misma. En primera instancia, y de acuerdo con la proporción de 10 a 1 que propone Smith y Shaw (1975), se estimó el volumen que "queda" en la cámara magmática con respecto al material erupcionado, en 792 Km^3 (Fig. III.B.11).

Por otro lado, al introducir el valor del volumen de magma calculado para la Ignimbrita Amealco (de 72 Km^3 ; Fig. III.B.11) en el modelo gráfico de Smith (1979), que relaciona volumen, profundidad y periodicidad (Fig. III.B.12), se puede estimar la profundidad que alcanza el magma derivado, en 3.0 Km. En la figura III.B.12, se pueden calcular otros parámetros como son: nivel máximo de erupción (a 1.5 Km), zona de transición bajo la cual la viscosidad de los magmas es demasiado pequeña como para producir flujos de cenizas (a 3 Km), y zona con estados avanzados de cristalización (a 1.5 Km). El valor de la profundidad que separa al magma derivado, del primitivo o primario, fue utilizado para configurar una cámara magmática de

Fig. III.B.11 Algunos parámetros físicos y químicos del Campo Volcánico de Amealco. Explicación en el texto sobre la estimación de los "volúmenes dejados" en la cámara magmática.

UNIDAD DE ROCA	EDAD (m.a.)	VOLUMEN (km ³)	SiO ₂ (%)	VOLUMEN DEJADO EN LA CÁMARA MAGMÁTICA (km ³)
VULCANISMO PERIFÉRICO		6	52-64	54
BOMOS CENTRALES		8	63-73	72
ANDESITA DE BORDE		2	57-63	18
IGNIMBRITA AMEALCO	< 5.00	72	51-74	648
				792

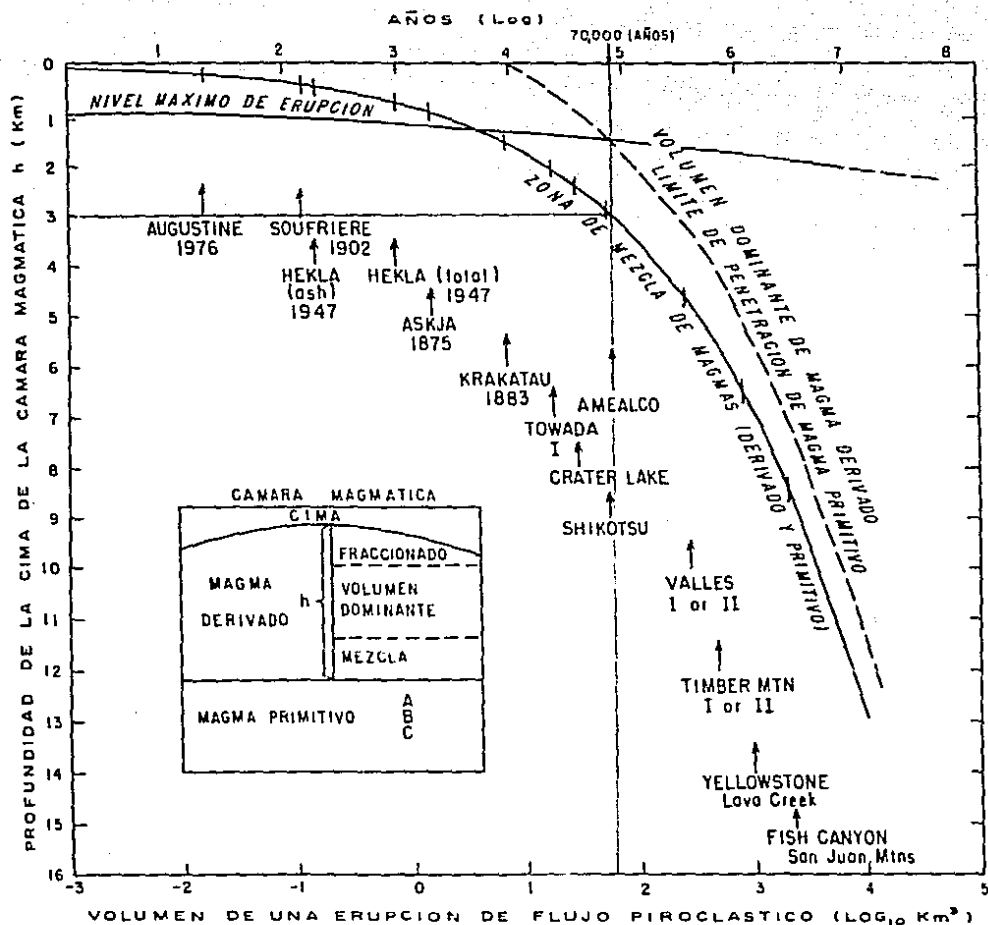


Fig. III.B.12 Modelo gráfico de una cámara magmática (Smith, 1979), que relaciona volumen, profundidad del magma derivado y tiempo para el desarrollo de un zoneamiento. Para Amealco $h = 3$ km.

forma elipsoidal-oblada, con un diámetro longitudinal de aproximadamente 18 Km. La profundidad a la que se localizaría la cámara magmática se desconoce, pero considerando los grandes volúmenes de ignimbritas que se emitieron, esta debe ser muy somera, posiblemente entre 5 y 8 Km.

A partir de la figura III.B.12, se puede obtener también una estimación del tiempo que se necesita para desarrollar una zonificación composicional en una cámara; para el caso de Amealco, este sería de 70,000 años. Este intervalo de tiempo seguramente empezó a contar en la época en la que se emplazó la Ignimbrita Amealco, pues esta unidad ya muestra ciertos indicios de zonificación.

Estas características permiten considerar a la Caldera de Amealco como un centro eruptivo de gran importancia, en cuanto a los volúmenes de flujos piroclásticos emitidos se refiere, siendo incluso superior a centros como Krakatoa y Crater Lake, según lo ilustra la gráfica de la figura III.B.12.

C. VOLCAN ZAMORANO.

C.1 INTRODUCCION

El Volcán Zamorano (Carrasco-Núñez *et al.*, 1988 b) se encuentra ubicado en la parte central de un amplio campo volcánico poligenético integrado por derrames andesíticos centrales, depósitos ignimbríticos, derrames andesíticos en forma de meseta y domos dacíticos pequeños. Este campo se localiza a 40 Km al noreste de la Cd. de Querétaro, geográficamente en las coordenadas $20^{\circ}56'$ de latitud norte, y $100^{\circ}10'$ de longitud occidental. Representa una de las manifestaciones más alejadas del frente volcánico que constituye el CVTM (a 465 Km de la TMA), razón que aunada a la marcada disección que muestra su morfología, ha motivado que virtualmente se le excluya de tal provincia, al asignarle una edad Mioceno-Oligoceno (Demant, 1981). En su lugar, y dados los volúmenes de ignimbritas que presenta, tiende a asociarse más bien con la provincia de la Sierra Madre Occidental, aunque la preservación del cono principal y la relativa juventud que muestra el domo que se instaló en el centro del cráter, hacen pensar que el Volcán tiene una edad pliocénica, o cuando más miocénica tardía. De la parte basal del Volcán, se fechó una muestra por el método de K/Ar (I.M.F.), obteniéndose una edad de 10.9 Ma, que puede ser considerada como máxima debido a que la única muestra utilizada fue analizada por roca total, y sin hacer duplicados de la misma.

No se tiene consignado ningún trabajo geológico en el área de estudio, tal vez por considerarlo como un volcán antiguo en relación con la juventud que exhibe el CVTM. Sin embargo debe

destacarse que además de que presenta una evolución magmática muy interesante, constituye uno de los pocos estratovolcanes de tamaño moderado (3400 msnm) que a pesar de los grandes volúmenes de ignimbritas que emitió conserva aún su estructura original. La cartografía realizada a semidistalle, permitió reconocer una geología con características muy particulares que permiten considerar a éste como el sexto centro silícico dentro del CVTM, en concordancia con los 5 centros propuestos por Ferriz y Mahood (1986).

Por otra parte, el sistema magmático se encuentra aparentemente inactivo, aunque en los alrededores se manifiestan algunos manantiales termales; por ejemplo en el área de Colón, Oro. alcanzan temperaturas de equilibrio 170°C, calculadas según el geotermómetro de SiO₂ (Prol y Juárez, 1985). Igualmente, en sitios más alejados como Jurica y Sta. Rosa de Jáuregui, a aproximadamente 30 Km al SW se obtuvieron temperaturas de 137 y 146°C, respectivamente.

C.2 GEOLOGIA

Indudablemente la estructura volcánica más importante de este campo está representada por el Volcán Zamorano, y la mayor parte de los productos emitidos se encuentran asociados al conducto principal del mismo; es decir, se trata de un vulcanismo central a través del cual se emplazaron grandes volúmenes de

ignimbritas. Finalmente, se desarrolló un domo, que seguramente bloqueó el conducto para dar fin a las erupciones centrales.

Por otra parte, las manifestaciones periféricas estuvieron asociadas tanto a domos, distribuidos aleatoriamente, como a posibles fisuras que más que originar la construcción de una estructura, formaron derrames de poca extensión, tipo meseta, que se consideran estrechamente vinculados con el sistema magmático central. La composición de la mayoría de las lavas de este centro volcánico es de naturaleza andesítica, con algunas tendencias tanto basáltica como dacítica. Esta composición contrasta con la de tipo riolítico que presentan los depósitos de flujo piroclástico (ignimbritas).

Por otro lado, para las unidades definidas en este trabajo se han propuesto informalmente los nombres de los sitios más cercanos en donde se encuentran los afloramientos más representativos de la unidad en cuestión. A continuación se describen las unidades litológicas que conforman al campo volcánico El Zamorano, empezando por la más antigua.

ANDESITA "ARROYO HONDO"

Con este nombre se designa a una sucesión de derrames predominantemente andesíticos intercalados con algunos horizontes piroclásticos, que afloran a todo lo largo del arroyo del mismo nombre y que conforman la estructura principal del Volcán Zamorano. El volcán se levanta a 3400 msnm sobre una topografía

irregular que en sus partes bajas alcanza un nivel medio de 1950 msnm. Esta estructura adquiere la forma de un cono achaparrado con un radio basal de aproximadamente 4.75 Km, que en su cima se encuentra truncado, configurando una elipse de orientación NE-SW, cuyos ejes varían de 2.3 a 3.3 Km de longitud (mapa III).

El cono, además de encontrarse afectado por un intenso fracturamiento de tipo radial, está bisectado en su diámetro mayor por una fractura de orientación NE-SW que seguramente jugó un papel importante en la destrucción de una parte del cráter, al causar el colapso parcial de las paredes de su flanco oriental y, de esa manera, originar la forma elíptica que muestra.

Las características de los productos emitidos por el Volcán Zamorano han sufrido cambios con el tiempo. En la parte basal de la secuencia se presentan derrames masivos, parcialmente lajeados, de andesita basáltica de color gris oscuro, con textura afanítica en ocasiones porfirítica y anisotrópica. Están compuestas por microlitos orientados de plagioclasas (labradorita) y microfenocristales de ortopiroxeno y clinopiroxeno, rodeados por vidrio de color pardo, en una textura hialopirítica, fluidal. Suelen encontrarse esporádicamente algunos xenolitos de composición riolítica. En la parte superior, se tienen andesitas porfiríticas, algunas de ellas con cierta tendencia ácida; son de color gris a gris oscuro, con fenocristales de plagioclasas macladas y zonadas (andesina y oligoclasa-andesina), clinopiroxeno y ortopiroxeno, en una matriz hialopirítica con microlitos de plagioclasas y vidrio de color pardo claro y transparente. Asimismo estas andesitas suelen

alternar con depósitos piroclásticos medianamente consolidados, tanto de caída libre en la parte media y superior de la secuencia, como de flujo en la parte superior. Estos últimos están compuestos principalmente por fragmentos de roca, escorias y material juvenil de composición andesítico-basáltico. Cabe mencionar que sólo en algunos sitios se encontraron basaltos vesiculares, compuestos por labradorita, piroxenos alterados, y olivino; que posiblemente correspondan a los magmas más primitivos asociados al nacimiento del Volcán Zamorano, debido a su posición estratigráfica y al grado de alteración que presentan.

Los volúmenes emitidos por la Andesita Arroyo Hondo fueron calculados conservadoramente en 32 Km³, de acuerdo con los métodos ya descritos (ver capítulo II), que para este caso permitieron hacer una analogía con la geometría equivalente a un cono truncado de 850 m de altura (promedio). Esta estructura constituye un 38 % de volumen total eruptado (Fig. III.C.1) y representa a las emisiones más antiguas de este centro volcánico. Está parcialmente sobreyacida por los flujos piroclásticos correspondientes a la Ignimbrita Zamorano.

En lo que respecta a la edad de la Andesita Arroyo Hondo, fue posible efectuar el fechamiento radiométrico de una muestra (ZA-26) de andesita poco porfirítica localizada en la parte media de la secuencia (Latitud Norte 20° 54' 50" y Longitud Occidental 100° 12' 00"). Esta roca se analizó por roca total empleando el método K/Ar, en el laboratorio de geocronometría del Instituto Mexicano del Petróleo (I.M.P.), obteniendo los siguientes

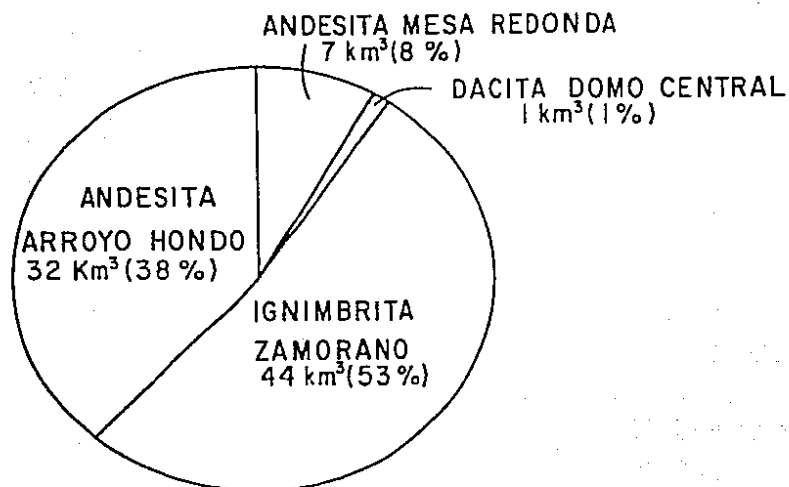


Fig. III.C.1 Proporciones de magma eyectado por las diferentes unidades que componen al Volcán Zamorano.

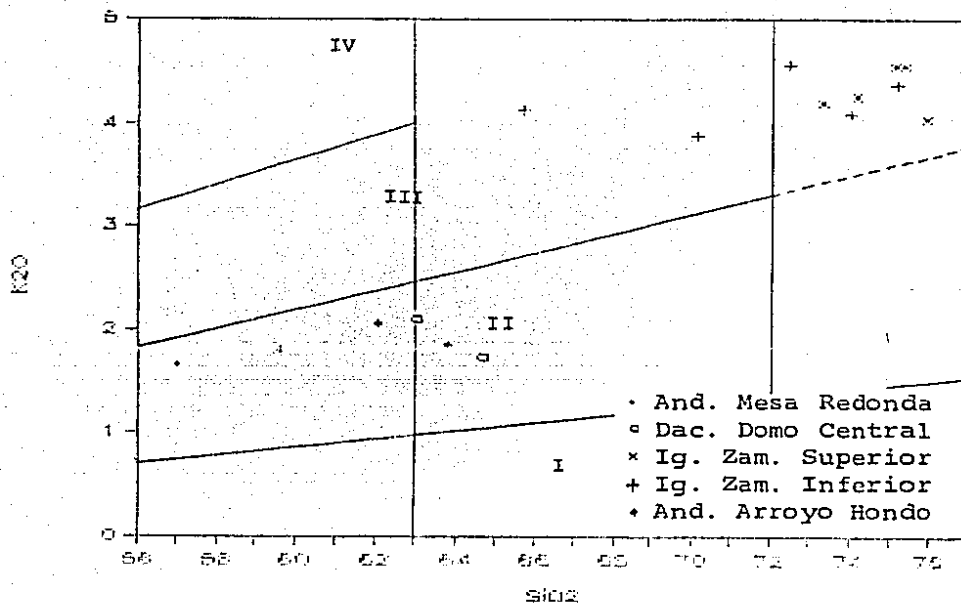


Fig. III.C.2 Diagrama K_2O-SiO_2 para el Volcán Zamorano con campos propuestos por Peccerillo y Taylor (1976): I. Toleítico; II. Calcoalcalino, III. Calcoalcalino rico en K y IV. Shoshonítico. Se observa cómo el evento ignimbrítico se localiza dentro del campo III, a diferencia de las lavas que se agrupan en el campo II.

resultados: 1.5349 % de K y 29.1393×10^{-12} moles/gr. de Ar; que permitieron calcular una edad máxima de 10.9 Ma, con un rango de error estimado entre 5 y 10%.

IGNIMBRITA ZAMORANO

Se propone en este trabajo el nombre de Ignimbrita Zamorano para designar a un grueso paquete de depósitos de flujo piroclástico intercalados con algunos horizontes de ceniza de caída libre, que se encuentran distribuidos en torno al Volcán Zamorano. Se asigna ese nombre por constituir la unidad de roca más característica del mismo, además de la que forma el propio volcán. Esta unidad se ha subdividido en dos partes: superior e inferior, cuyo contacto está marcado por un escarpe que se desarrolla en casi todo el ambiente ignimbrítico.

La unidad inferior se distribuye ampliamente en la zona y está constituida por una secuencia de ignimbritas que muestran un soldamiento de fuerte a bajo. En su parte basal se presentan algunos horizontes delgados de tobas de caída libre. Las tobas son de color beige y están compuestas predominantemente por pómez; cristales de cuarzo, feldespatos y biotita, con una ligera alteración a caolín; y algunas concreciones de sílice de forma esférica. Presentan una estratificación bien definida en la ladera sur del arroyo Los Pilonés. Las ignimbritas se presentan en flujos de enfriamiento masivos, muy compactos en general, de color predominantemente rosado, compuestos por cristales de cuarzo, sanidino, oligoclasa y biotita (parcialmente alterada); vidrio de color pardo claro, desvitrificados; y algunos fragmentos

de roca de composición riolítica, con una textura fluidal muy característica. La predominancia del vidrio permite nombrar a estas rocas de manera general como ignimbritas vitrocrystalinas soldadas de naturaleza riolítica, en la inteligencia de que existen variaciones laterales en donde predominan los fragmentos de pómez de la misma composición.

La unidad superior presenta una distribución que se restringe a las partes altas de los cerros El Finalito y Las Cocos, al oeste y este del volcán, respectivamente. También aflora típicamente en las laderas SW y NNE del volcán (mapa III), en donde se aprecia cierto redondeamiento en sus formas superficiales, seguramente asociadas a la disminución en el grado de soldamiento y compactación de sus constituyentes. Está compuesta por una cantidad ligeramente mayor de cristales de cuarzo, ocasionalmente sanidino, oligoclasa zonada, sin biotita, algunas veces con anfíboles oxidados y otras con ortopiroxenos, y con fragmentos de roca andesítica y riolítica, dentro de una matriz vítrea-fluidal con frecuentes esferulitas. La unidad superior carece de tobas de calda libre.

La Ignimbrita Zamorano sobreyace de manera discordante a la Andesita Arroyo Hondo que conforma al Volcán Zamorano, y es evidente que entre ambos eventos ocurrió un período prolongado de calma eruptiva ya que el intenso fracturamiento que afectó al cono es bruscamente interrumpido por el emplazamiento mismo de la Ignimbrita Zamorano (mapa III). De esta forma, puede asegurarse que la edad de la Ignimbrita es mucho menor de 10.9 Ma. Con respecto a los volúmenes emitidos, se estimó que la ignimbrita

queda circunscrita en un área de aproximadamente 756 Km², y que, considerando un espesor de 60 m en promedio, se obtiene como resultado un volumen total de 44 Km³, es decir 53 % del volumen total del campo (Fig. III.C.1).

DACITA DOMO CENTRAL

Se ha asignado el nombre de Dacita Domo Central al domo-espina que ocupan la parte central del cráter del Volcán Zamorano (mapa III), a falta de un elemento geográfico más apropiado al cual se pueda hacer referencia. Se han incluido también, como parte de esa misma unidad a 2 estructuras dómicas que aparecen en la porción meridional del campo volcánico (mapa III).

El domo central está formado por derrames lajeados de lava dacítica de color gris claro y textura porfirítica, holocristalina, constituidos por cristales de plagioclasas zonadas (oligoclasa y andesina), clinopiroxeno, ortopiroxeno y, en casos excepcionales, biotita. La textura que presentan estos derrames, así como su forma, permiten considerar a esta estructura como parte de un "cuello volcánico", ligado íntimamente con el conducto principal del volcán.

Por otra parte, los domos que aparecen externamente, son dacitas porfiríticas de color gris, compuestas por fenocristales de plagioclasas (oligoclasa y andesina), anfíboles, clinopiroxeno

y biotita, en algunas ocasiones dentro de una matriz de plagioclasas y vidrio desvitrificado.

Se considera que el domo central se emplazó posteriormente a la Andesita Arroyo Hondo y a la Ignimbrita Zamorano, como un evento póstumo de la actividad magmática que se encauzó a través del conducto principal, obturándolo. El domo central no se encuentra afectado por la fractura que bisecta al volcán, lo que implica que fue emitido en forma posterior. Por otra parte, el volumen de la Dacita Domo Central es muy bajo, apenas alcanza 1 Km³ (Fig. III.C.1).

ANDESITA MESA REDONDA

En este trabajo, se designa con el nombre de Andesita Mesa Redonda a un grupo de derrames periféricos que afloran preferentemente en forma de mesas, de 50 m de espesor promedio y longitudes que varían de 1 a 5 Km. Las mesas que más destacan regionalmente son: La Redonda, El Rosario-Las Marinas, El Calvario, Las Calabazas y Pueblo Nuevo (mapa III).

Esta unidad está compuesta por andesitas de tendencia basáltica, de color gris y gris oscuro, con fenocristales de plagioclasas (andesina y labradorita), ortopiroxeno y clinopiroxeno, en una matriz hialopíritica.

Los volúmenes de todas las manifestaciones que componen a la Andesita Mesa Redonda han sido estimados en 7 Km³, lo que representa un 8% del volumen total (Fig. III.C.1). Las mesas coronan siempre a los miembros tanto inferior como superior de la

Ignimbrita Zamorano, sugiriendo que su emplazamiento estuvo ligado a superficies de debilidad de tipo fisural, ya que además de ser formas tabulares de espesor más o menos constante, se encuentran aisladas y alejadas de posibles aparatos volcánicos fuente. Sin embargo, no fue posible determinar su conexión directa con estructuras (fracturas) derivadas de un sistema tectónico particular.

C.3 GEOQUIMICA

Aunque los datos geoquímicos disponibles en este trabajo no son muy abundantes, son suficientes para caracterizar a cada uno de los eventos que intervinieron en la formación del Volcán Zamorano. Las rocas más básicas ($\text{SiO}_2 = 56.99\%$) corresponden a la Andesita Mesa Redonda, en tanto que las más ácidas ($\text{SiO}_2=76.96\%$) están representadas por la Ignimbrita Zamorano.

En el diagrama $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ propuesto por Peccerillo y Taylor (1976) (Fig. III.C.2) se aprecia un agrupamiento general dentro del campo de la serie calcoalcalina rica en potasio por parte de las muestras que representan a los miembros tanto inferior como superior de la Ignimbrita Zamorano, a diferencia de las unidades restantes que se concentran en los miembros andesíticos y dacíticos de la serie calcoalcalina. En esta gráfica, la unidad ignimbritica se manifiesta como un evento aparentemente independiente y de hecho su naturaleza netamente riolítica contrasta claramente con respecto a las demás.

Por otra parte, en el diagrama álcalis-silice (Fig. III.C.3) que utiliza subdivisiones propuestas por Zanettin (1984), se observa por un lado, una separación muy bien definida entre las unidades inferior y superior de la Ignimbrita Zamorano, y por otro lado, una interrupción menos abrupta que la mostrada en la figura III.C.2, de las unidades menos diferenciadas. En este caso, todas las rocas representadas pertenecen al campo calcoalcalino.

De manera análoga al diagrama álcalis-silice, en el diagrama R_2-R_1 (Fig. III.C.4) introducido por La Roche *et al.* (1980), todas las muestras se ubican dentro del campo subalcalino, por debajo de la línea crítica ($R_2=R_1$) que separa a este campo, del alcalino; inclusive los integrantes del miembro superior de la Ignimbrita Zamorano muestran una concentración más definida. Si los datos utilizados para la Dacita Domo Central y para la Andesita Mesa Redonda se consideran representativos de cada uno de los episodios volcánicos que ocurrieron en aquél tiempo, es posible trazar una línea que siga la tendencia evolutiva desde la Ignimbrita Zamorano hasta la Andesita Mesa Redonda, pasando por la Dacita Domo Central (muestra que representa al domo de la parte central del cráter). Existen visibles discontinuidades que deben estar asociadas con interrupciones en el vulcanismo del área.

Al igual que en el diagrama K_2O-SiO_2 (Fig. III.C.2), la gráfica de compuestos alcalinos K_2O-Na_2O-CaO (Fig. III.C.5) muestra una acentuada interrupción del trend riolita, dacita y

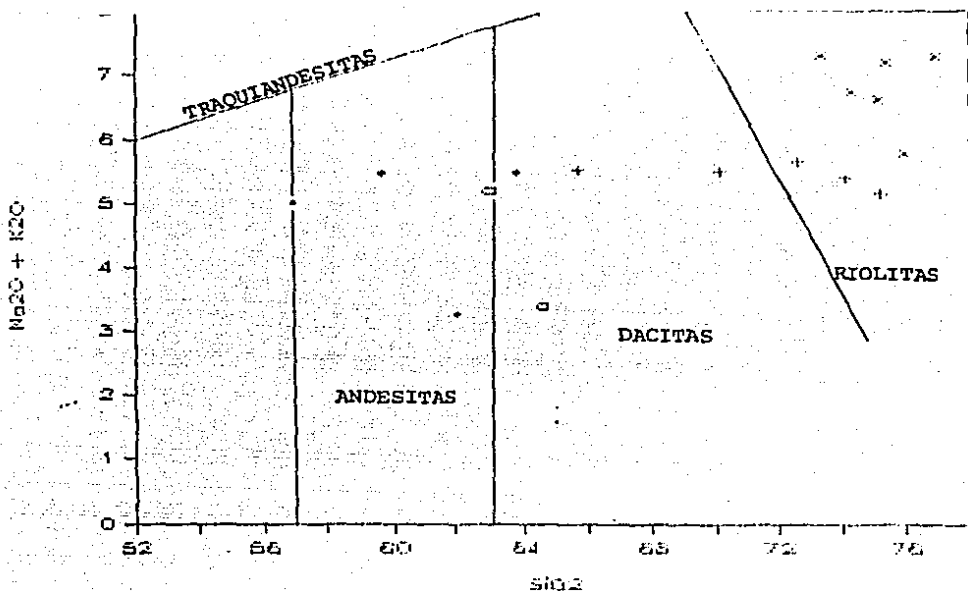


Fig. III.C.3 Diagrama álcalis-sílice para las rocas del Volcán Zamorano con límites propuestos por Zanettin (1984), donde la línea que separa a las traquiandesitas corresponde al límite propuesto por Kuno (1966) que separa los campos alcalino y subalcalino. Símbolos igual que en la Fig. III.C.2.

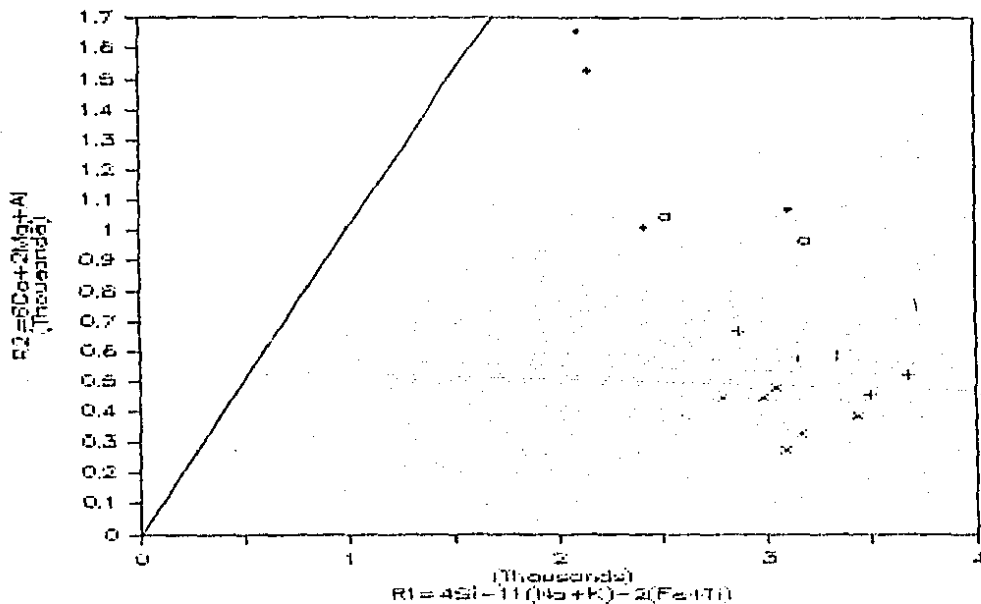


Fig. III.C.4 Diagrama multicatioic R_2-R_1 (La Roche *et al.*, 1980) para el Volcán Zamorano. La línea recta separa los campos alcalino (superior) y subalcalino (inferior). Símbolos igual que en la Fig. III.C.2.

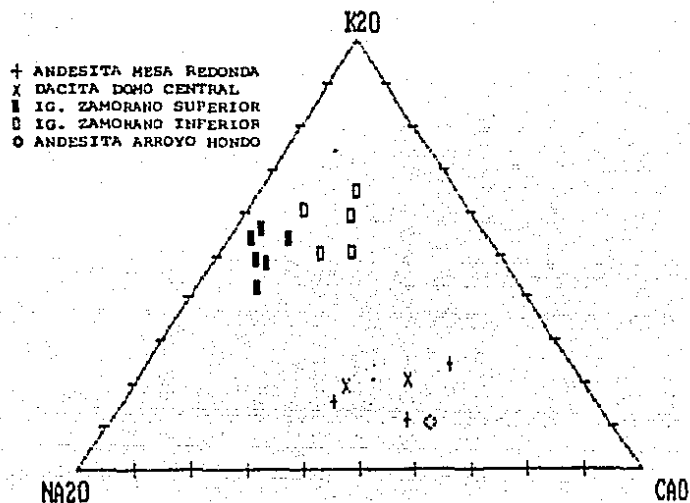


Fig. III.C.5 Diagrama K_2O-Na_2O-CaO para las rocas del Volcán Zamorano. Se observa con claridad el agrupamiento de las ignimbritas con respecto al resto de las manifestaciones lávicas.

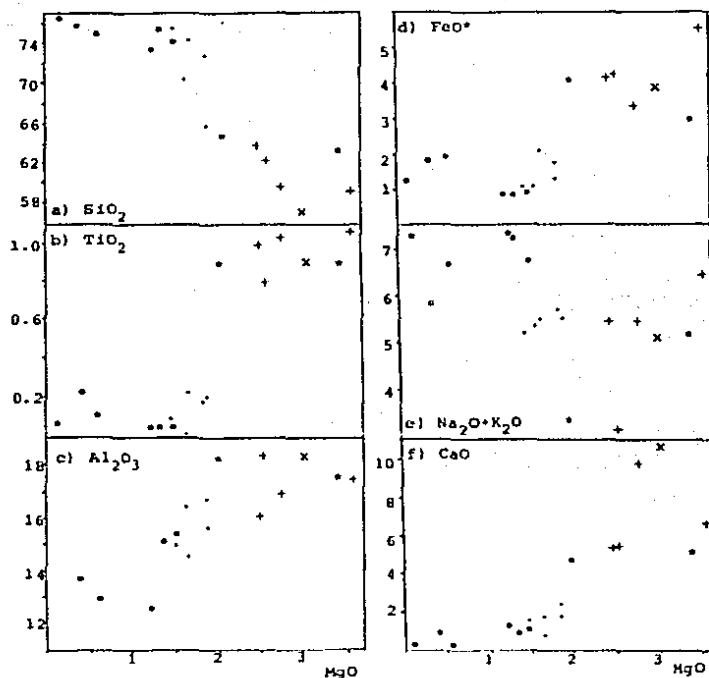


Fig. III.C.6 Diagramas de variación de elementos mayores vs. MgO para las rocas del Volcán Zamorano. Símbolos: cruz, Andesita Arroyo Hondo; punto, Ignimbrita Inferior; círculo, Ignimbrita Superior; asterisco, Dacita Domo Central; equis, Andesita Mesa Redonda. Las mejores correlaciones se observan con SiO_2 y Al_2O_3 .

andesita, mientras que por otra parte, se destaca una afinidad más cercana entre las dacitas y las andesitas de esa tendencia regresiva.

Algunos de los elementos mayores correspondientes a las diferentes unidades del Volcán Zamorano muestran grados de correlación muy irregulares. En los diagramas de variación (Fig. III.C.6) se utilizó como índice de fraccionamiento al MgO, por lo cual en cada gráfica las tendencias evolutivas se deben seguir de derecha a izquierda, es decir, de acuerdo con el orden normal de diferenciación. Se observa que al disminuir los valores de MgO se tiene un incremento general del SiO_2 y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, y un decremento en TiO_2 , Al_2O_3 , FeO total y CaO; de estos decrementos únicamente el SiO_2 y el Al_2O_3 presentan una tendencia más lineal, incluso en el caso del TiO_2 , se visualiza una abrupta separación entre las lavas básicas e intermedias, y los piroclastos ácidos.

De acuerdo con la clasificación geoquímica postulada por Pearce et al. (1977) (Fig. III.C.7), el ambiente vulcanotectónico que rodea a este centro volcánico corresponde al de tipo orogénico, asociado a un régimen de margen continental activo, semejante al de tipo andino.

El carácter químico de los productos derivados del Volcán Zamorano es calcoalcalino, y no se observa ninguna afinidad con las series alcalinas, como podría esperarse dentro de este tipo de ambientes, cuando el vulcanismo se manifiesta a distancias tan alejadas de la trinchera a la cual se asocia, como sucede en este caso, a aproximadamente 465 Km.

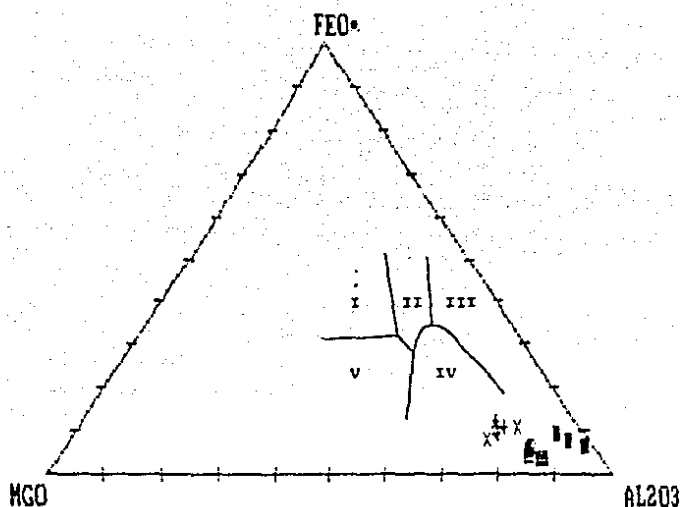


Fig. III.C.7 Ambientes vulcano-tectónicos (Pearce et al., 1977) para las unidades del Volcán Zamorano. Campos: como los de la Fig. III.B.9 y símbolos como la Fig. III.C.5.

Fig. III.C.8 Algunos parámetros físicos y químicos del Volcán Zamorano. Explicación en el texto sobre la estimación de los "volúmenes dejados en la cámara magmática".

UNIDAD DE ROCA	EDAD (m. a.)	VOLUMEN (Km ³)	SiO ₂ (%)	VOLUMEN DEJADO EN LA CÁMARA MAGMÁTICA (Km ³)
ANDESITA MESA REDONDA		7	56-57	63
DACITA CONO CENTRAL		1	63-65	9
IGNIMBRITA ZAMORANO		44	66-77	396
ANDESITA ARROYO HONDO	<10.9	32	60-64	288
				756

C.3 EVOLUCION E INTERPRETACION PETROLOGICA

La construcción del Volcán Zamorano ha pasado por diferentes etapas, que en términos generales han sido agrupadas en 3 grandes episodios de vulcanismo (Carrasco-Núñez *et al.*, 1989b): a) La edificación de un estratovolcán; b) El emplazamiento de la Ignimbrita Zamorano; y c) La emisión de domos y de derrames periféricos de tipo fisural.

En la primera etapa, representada por la Andesita Arroyo Hondo, un cono central se fue erigiendo mediante el apilamiento sucesivo de derrames lávicos de textura afanítica y naturaleza basáltica (labradorita, opx y cpx; y color oscuro); aunque químicamente se comportan como andesitas ($\text{SiO}_2=62.1\%$). En forma progresiva fueron apareciendo lavas más félsicas ($\text{SiO}_2=63.8\%$) compuestas por 2 piroxenos, plagioclasas macladas y ocasionalmente zonadas (oligoclasa-andesina). El régimen explosivo de las erupciones se fue incrementando de tal forma que las nubes de piroclásticos que se originaron, quedaron eventualmente intercaladas entre las coladas de lava.

En algunas muestras de andesitas se encontraron, de manera excepcional, xenolitos de riolita que pudieron ser adquiridos a partir de una cámara magmática bien diferenciada, instalada a relativa poca profundidad, por parte de un magma más félsico durante su ascenso. Este magma al ir cristalizando fue incapaz de fundir ese material, incorporándolo a su masa. Este hecho, aunado a la

aparente incompatibilidad entre el índice de color y el contenido de sílice, sugieren un proceso como la cristalización fraccionada (de acuerdo con las variaciones mineralógicas y químicas observadas), tal vez combinado con otros como la mezcla de magmas (con alguna asimilación parcial), según ha sido propuesto por otros autores para las fases terminales de construcción de los estratovolcanes que integran el CVTM (p. ej. Robin, 1982; Carrasco-Núñez, 1985). Sin embargo, las evidencias para apoyar esta hipótesis no son hasta ahora conclusivas.

Al concluir la construcción del estratovolcán, sucedió una prolongada época de calma volcánica, al final de la cual se desarrolló un sistema de fracturamiento de tipo radial, al tiempo que la estructura principal era seccionada diametralmente por una fractura de orientación NE-SW.

Aunque no se tienen evidencias para hablar sobre los procesos que pudieron actuar en el desarrollo de la cámara magnética, podría sugerirse de acuerdo con el modelo de Hildreth (1981), la existencia de una zona somera de composición riolítica que tuvo tiempo suficiente para ascender y diferenciarse por procesos convectivos controlados por difusión y/o termogravitación. Aprovechando los planos de debilidad generados por el sistema distensivo, se produjeron erupciones sucesivas de tipo Pliniano, representadas predominantemente por flujos piroclásticos de composición riolítica ($\text{SiO}_2=70.13-76.96\%$) que, de acuerdo con MacDonald (1972) se clasifican como de tipo Krakatoense, en función de su distribución (en todas direcciones), tipo de

estructura asociada (estratovolcàn) y composición (material juvenil). Algunas capas estratificadas de pómez dacítica y vidrio riolítico se depositaron vía aérea en las fases finales de este evento (Ignimbrita Zamorano).

Esta unidad consiste de dos miembros que manifiestan diferencias discretas tanto por su composición mineralógica como química, lo cual permite definir una sensible evolución de sus productos. Sin embargo, es evidente que aún cuando no existe una tendencia de evolución bien marcada entre la ignimbrita y los productos volcánicos subsiguientes (hecho que pudiera deberse en parte a la escasa cantidad de datos químicos), si es posible contemplar una asociación en la que se aprecia un notorio decremento en el contenido de sílice a 64.63-65.03 % para la Dacita Domo Central, y 56.99 % para la Andesita Mesa Redonda.

Con respecto a la tercera etapa de desarrollo del centro volcánico, esta consiste en la instalación de un cuerpo dómico en la parte central del cráter que, por el aspecto que presenta, simula en parte a un cuello volcánico. Con este evento queda sellado el conducto principal, por lo que las emisiones dacíticas subsiguientes se encauzaron de manera periférica a través de pequeñas estructuras dómicas, localizadas en la porción meridional del volcán.

Contemporáneas o posteriores a estas últimas manifestaciones, se emitieron numerosos derrames andesíticos de textura afanítica y apariencia basáltica, que cubrieron discordantemente a la Ignimbrita Zamorano y formaron mesetas

singulares de algunos kilómetros de longitud. Al no encontrarse aparatos cercanos a los cuales pueda relacionarse su actividad, se atribuye su emplazamiento a fracturas de dimensiones reducidas; sin embargo, este hecho no puede afirmarse inequívocamente; además el carácter químico de esas lavas es calcoalcalino y no alcalino como habría de esperarse por su ubicación tan lejana de la TMA.

La mineralogía que muestran estos últimos eventos revelan variaciones significativas. Mientras que la Ignimbrita Zamorano (miembro inferior) presenta una estrecha asociación con la biotita y otros minerales félsicos, las Dacitas Domo Central muestran una preferencia por los piroxenos, en especial por el clinopiroxeno, con anfíboles (en los domos periféricos) y biotita en muy escasa proporción; en tanto que los ejemplares que representan a la Andesita Mesa Redonda contienen ortopiroxeno y en ocasiones, clinopiroxeno (con anfíboles, escasos y alterados). Esta evolución regresiva podría ser interpretada también como el producto de procesos de termogravitación, como ya se ha mencionado anteriormente, si se considerara que la emisión de la serie fuese continua, pero el hecho de que existieron interrupciones entre cada episodio volcánico permite suponer la interacción de otros procesos como son la inyección y/o la mezcla de magmas.

Los depósitos ignimbriticos, que se consideran como eventos casi instantáneos, muestran una composición netamente riolítica que correspondería a la parte superior de una cámara magnética somera cuyo grado de diferenciación inició desde los términos

dacíticos ($\text{SiO}_2=65.71\%$), dado que no se encontró dentro de las diferentes unidades ignimbríticas, material pumítico menos diferenciado. En función de los volúmenes de ignimbritas eyectados se ha estimado un volumen para la hipotética cámara magmática del orden de 396 Km^3 (fig. III.C.8), según la proporción de 1 a 10 propuesta por Smith (1979), pero considerando el volumen del resto de las manifestaciones volcánicas, aquél podría ser hasta de 756 Km^3 .

En conclusión, las particulares características que presenta el Volcán Zamorano no permiten atribuir a un sólo proceso genético, la evolución que han seguido los eventos volcánicos involucrados. Estos han sufrido interrupciones y más que mostrar una tendencia evolutiva bien definida, presentan una aparente independencia en cada una de las etapas que se han propuesto en este trabajo. Por ejemplo, procesos de cristalización fraccionada debieron actuar en las etapas iniciales de formación del volcán; procesos de mezcla de magmas (basalto-andesítico y riolítico), en las fases póstumas de edificación del estratovolcán; y procesos de termogravitación y difusión (convección), que originaron un burdo zoneamiento composicional en la cámara (riolitas, zona superior; y dacitas-riodacitas, zona inferior).

IV. GEOQUIMICA REGIONAL

Dentro de la gama de modelos de evolución magmática que se han propuesto para caracterizar un sistema de arco-trinchera, sea este un arco de islas o bien un margen continental activo, se han establecido criterios generalizados que han ido evolucionando con el tiempo. En un principio, Kuno (1959; 1966) determinó las variaciones composicionales existentes a través del arco japonés, lo cual permitió definir las asociaciones de tres series magmáticas que corresponden a las que ahora se conocen como toleítica, calcoalcalina y alcalina (shoshonítica o hiperalcalina). La relación observada por Kuno (1966) entre el incremento de potasio o álcalis y la distancia con respecto a la trinchera fue posteriormente propuesta por Dickinson y Hatherton (1967) como la relación "K-h", donde "K" es el contenido de potasio que varía en relación directa con "h", que es la profundidad definida por la zona de Benioff. Más tarde, Jakes y White (1969; 1972) y Jakes y Gill (1970) en apoyo a estas ideas, formulan un modelo generalizado de sistema arco-trinchera, que es empleado por otros autores como Whitford y Nicholls (1976) y Whitford *et al.* (1979), donde se establecen las variaciones tanto temporales como espaciales que pueden existir entre las diferentes series de rocas volcánicas (Fig. IV.1). En cuanto al tiempo, se considera en todo momento la presencia de un arco toleítico, en tanto que en las etapas media y tardía se presentan las asociaciones calcoalcalina y shoshonítica o alcalina, respectivamente. Respecto al espacio, la serie toleítica aparecerá más cercana a la trinchera, y a ella le seguirán la serie calcoalcalina y la alcalina y/o shoshonítica.

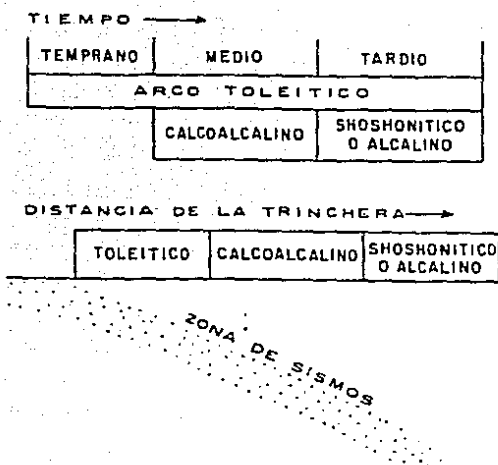


Fig. IV.1 Esquema sobre las relaciones temporales y espaciales entre las asociaciones de rocas en un sistema de arco-trinchera según el modelo generalizado de Jakes y White (1969; 1972) y Jakes y Gill (1970).

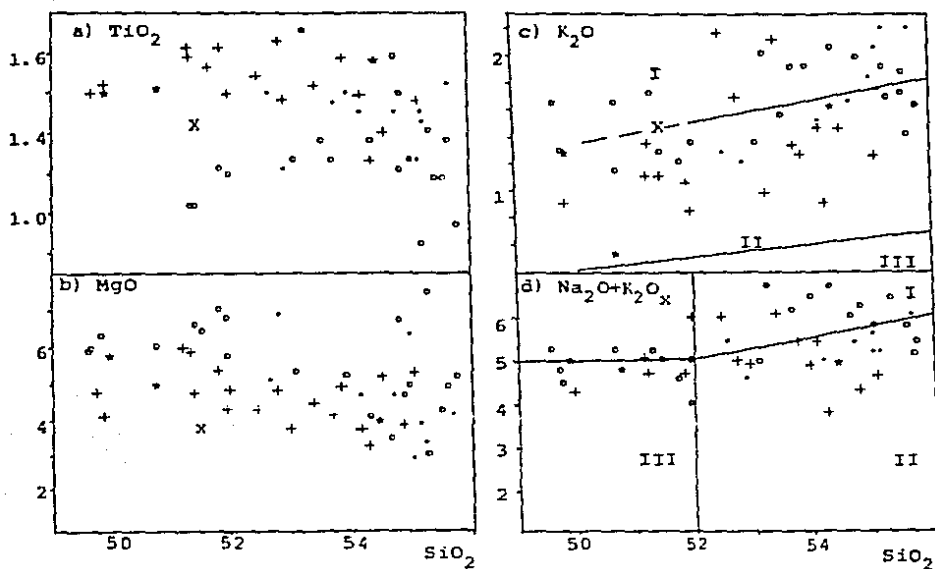


Fig. IV.2 Diagramas de Harker en función del tiempo para basaltos y andesitas basálticas pertenecientes a la RVAZ. Las edades están representadas por los siguientes símbolos: círculo, Cuaternario Superior; punto, Cuaternario Inferior; cruz, Plioceno Superior; equis, Plioceno Inferior y asterisco, Mioceno Superior.

Por otra parte, Arculus y Johnson (1978) han demostrado que en varias regiones en donde se presenta un vulcanismo de arco-trinchera, como por ejemplo en las Antillas Menores o en Papua, Nueva Guinea, no se presentan las relaciones espaciales, temporales y volumétricas antes señaladas, y hacen énfasis en que tales modelos no deben extrapolarse con tanta facilidad, ya que para cada caso particular intervienen factores propios del ambiente mismo que lo rodea.

Para el caso del CVTM, tal vez el modelo más parecido corresponda al de un margen continental de tipo andino en el cual el vulcanismo presenta un carácter químico preferentemente calcoalcalino (Miyashiro, 1974).

Con vistas a probar la posible correspondencia entre los modelos generalizados de los sistemas de arco-trinchera y el CVTM, Verma y Aguilar-y-Vargas (1988) han intentado establecer el comportamiento químico de los magmas con relación a su posición dentro del arco magmático (frontal, media o posterior), para lo cual han agrupado una gran cantidad de datos químicos (elementos mayores) dentro de diferentes zonas, que por cortar transversalmente al arco han sido denominadas como transectos. Estas zonas fueron subdivididas arbitrariamente en tres áreas que marcan la parte frontal, media y posterior del arco. Los resultados de este trabajo muestran que no existe una variación sistemática entre el contenido de potasio y la distancia que hay entre el arco y la trinchera. Sólo para el caso del transecto que pasa por la parte central del CVTM, entre Michoacán y

Guanajuato, fue posible establecer correlaciones positivas en basaltos y andesitas basálticas para TiO_2 , FeO^* , P_2O_5 , Na_2O y K_2O , y negativas para MgO y CaO ; correlaciones que son muy semejantes a las obtenidas por Hasenaka y Carmichael (1987) para esa misma zona.

En este trabajo, más que pretender ajustar las características de la RVAZ a un modelo preestablecido, se intentan obtener asociaciones o afinidades geoquímicas que tengan alguna relación con su posición tanto espacial como temporal; con base en las variaciones químicas observadas.

1. VARIACIONES COMPOSICIONALES EN FUNCION DEL TIEMPO

Para analizar las variaciones temporales debe reconocerse que ante la escasa cantidad de fechamientos, las edades relativas consideradas pueden acarrear algunas imprecisiones, por lo cual los datos han sido agrupados dentro de rangos de edades aproximados: Mioceno Inferior (>10 Ma), Mioceno Superior (5.6-10 Ma), Plioceno Inferior (4-5.6 Ma), Plioceno Superior (1.6-4 Ma), Cuaternario Inferior (0.7-1.6 Ma) y Cuaternario Superior (<0.7 Ma). En otros casos en donde existe un menor control geocronológico, se ha considerado pertinente utilizar rangos más amplios como Mioceno, Plioceno o Cuaternario, cosa que también ocurre cuando existen pocos datos de un rango determinado.

Tanto para el caso de los basaltos como de las andesitas basálticas, que se discutirán en este apartado, las muestras que representan edades del Mioceno Superior y Plioceno Inferior son

muy escasas por lo cual es difícil establecer con ellas algún tipo de relación.

En la figura IV.2a, se aprecian valores relativamente altos de TiO_2 para las rocas del Plioceno Superior (promedio de 1.6-1.9 %), mismos que van decreciendo progresivamente para edades cuaternarias, tanto inferiores (1.5 % en promedio) como superiores (1-1.4 %). En el caso del MgO (Fig. IV.2b), sólo en los basaltos es posible definir un ligero incremento general de las rocas del Plioceno Superior, con respecto a las del Cuaternario.

Las variaciones de K_2O con respecto al tiempo (Fig. IV.2c) definen un incremento general al hacerse más jóvenes. Asimismo la mayor parte de las muestras se localizan dentro del campo calcoalcalino (Fig. IV.2c), en tanto que sólo algunos del Plioceno Inferior y del Cuaternario Superior, así como la mayor parte de las andesitas basálticas del Cuaternario y algunas manifestaciones del Plioceno Superior, caen dentro del campo calcoalcalino rico en potasio (Feccerillo y Taylor, 1976). El incremento de álcalis con respecto al tiempo sólo se observa en las andesitas basálticas del Plioceno Superior al Cuaternario (Fig. IV.2d), aunque existen numerosos casos, tanto de basaltos como de andesitas basálticas, de edades Plioceno y sobre todo Cuaternario, que rebazan los límites establecidos para los traquibasaltos y las traquiandesitas (Zanettin, 1984).

Las tendencias alcalinas que se han observado en los diagramas antes presentados son corroboradas por tan sólo unas cuantas muestras del Plioceno Superior, Plioceno Inferior (una

muestra) y del Cuaternario Superior, en el diagrama multicationico R_2-R_1 (Fig. IV.3); sin embargo, no se observa ninguna tendencia definida.

Por otro lado, existe alguna afinidad toleítica por parte de los basaltos del Mioceno Superior y de algunas andesitas basálticas del Plioceno Superior y del Cuaternario Superior (Fig. IV.4). En general podría decirse que para el caso de los basaltos, estos pudieron estar ligados con los estados primitivos de formación del arco, en tanto que las andesitas basálticas cuaternarias, podrían asociarse a las condiciones locales de emplazamiento, algunas de ellas de tipo fisural.

2. VARIACIONES COMPOSICIONALES EN FUNCION DE SU DISTRIBUCION ESPACIAL

No existen evidencias geológicas o tectónicas claras en la RVAZ que permitan definir con precisión las zonas que corresponden a las partes frontal, media o posterior de un arco, por lo cual se ha considerado más conveniente utilizar como referencia a la distancia que guarda cada punto con relación a la Trinchera MesoAmericana (TMA).

El vulcanismo basáltico y andesítico de la RVAZ se extiende entre 335 y 440 Km con relación a la TMA. Para los fines analíticos, los datos han sido agrupados en diferentes zonas, como se especifica en la figura IV.5a.

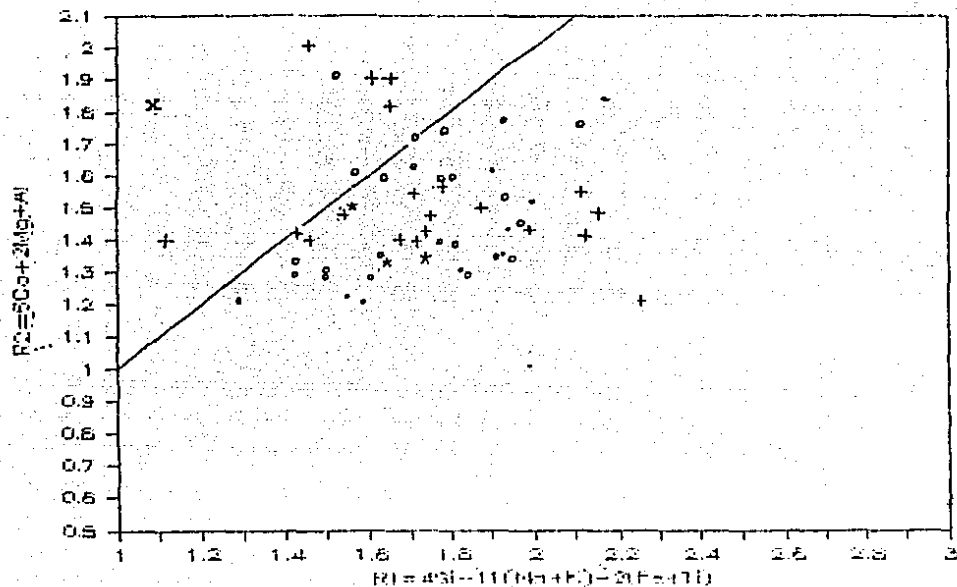


Fig. IV.3 Diagrama multicatiónico R_2-R_1 en función del tiempo para basaltos y andesitas basálticas pertenecientes a la RVAZ. La diagonal separa los campos alcalino (arriba) y subalcalino (abajo). Símbolos iguales a la Fig. IV.2.

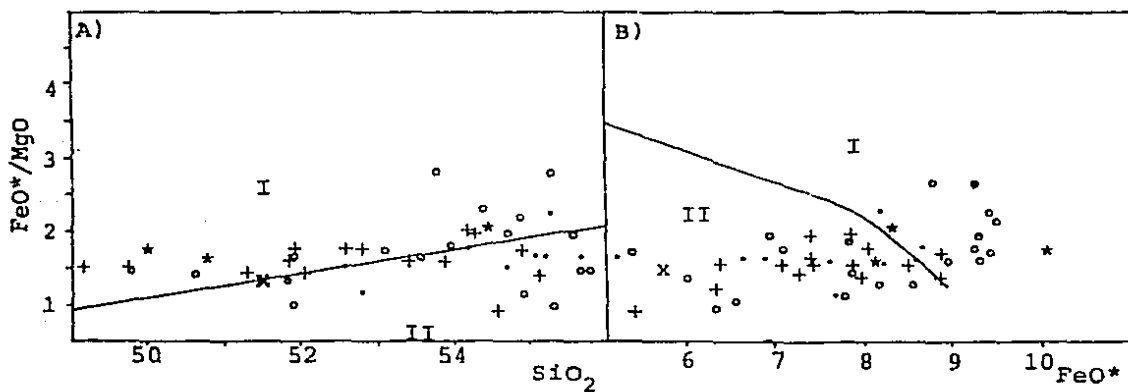


Fig. IV.4 Diagramas de Miyashiro (1974) en función del tiempo para la RVAZ. a) FeO total/ MgO vs. SiO_2 ; b) FeO total/ MgO vs. FeO total. Símbolos iguales a la Fig. IV.2. Campos: I, Toleítico; II, Calcoalcalino.

No es clara la relación entre el contenido de TiO_2 y la distancia a la TMA, sin embargo algunas de las muestras más alejadas suelen presentar valores generalmente más altos que el resto. Este incremento se manifiesta con mayor claridad en la región de Michoacán y Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1987). Se observan valores bajos e intermedios para el rango de 335 a 360 Km; valores intermedios, pero dispersos, para 360-385 Km, intermedios y altos para 385-410 Km, y altos para 410-440 Km, estos últimos para basaltos solamente (Fig. IV.5a).

Por otro lado, los basaltos y las andesitas basálticas no muestran una correlación definida para MgO (Fig. IV.5b), sobre todo en estas últimas, en que para la zona más cercana (335-360 Km) presenta una variación muy amplia que va de 3 a 7 %, mientras que para zonas alejadas (360-410Km) los valores oscilan entre 3.5 y 5 %. Los basaltos más cercanos (335-385 Km) tienen valores de MgO de 6 a 7 %, así como de 4-5 % para la zona de 410 a 440 Km.

Con respecto a la relación con el K_2O , las zonas más cercanas de la RVAZ (335-360 Km) manifiestan proporciones mayores de ese elemento e incluso se localizan en su mayoría dentro del campo calcoalcalino rico en potasio (Fig. IV.11). En las zonas que comprenden los 360-385 Km, los datos presentan cierta dispersión, pero muestran una relación decreciente con respecto a las zonas más alejadas; comportamiento que es opuesto al establecido por Dickinson y Hatherton (1967). Esa tendencia desaparece por completo en el diagrama álcalis-silice (Fig. IV.5d).

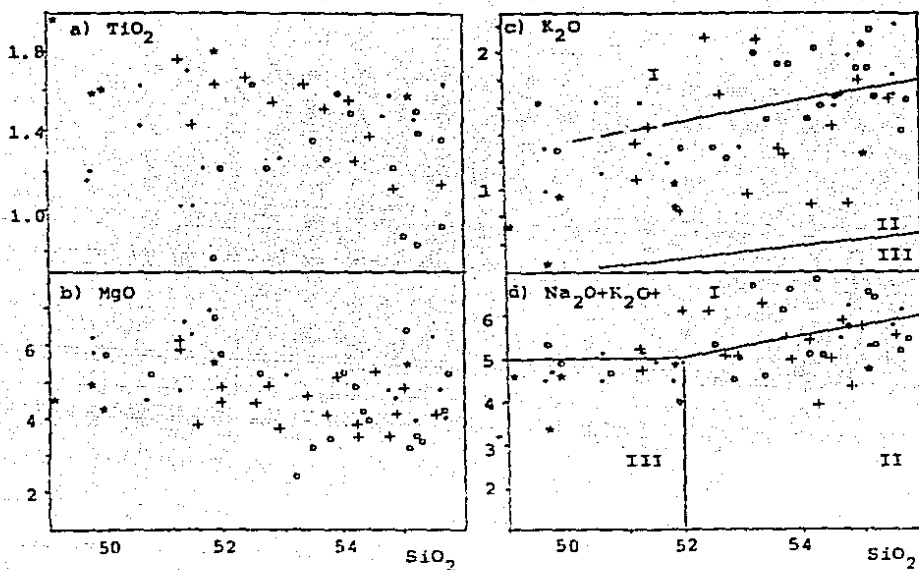


Fig. IV.5 Diagramas de Harker en función del espacio para basaltos y andesitas basálticas de la RVAZ. Los símbolos representan las distancias a las que se ubica cada muestra en relación a la TMZ: círculo, 335-360 km; punto, 360-385 km; cruz, 385-410 km y asterisco, 410-440 km.

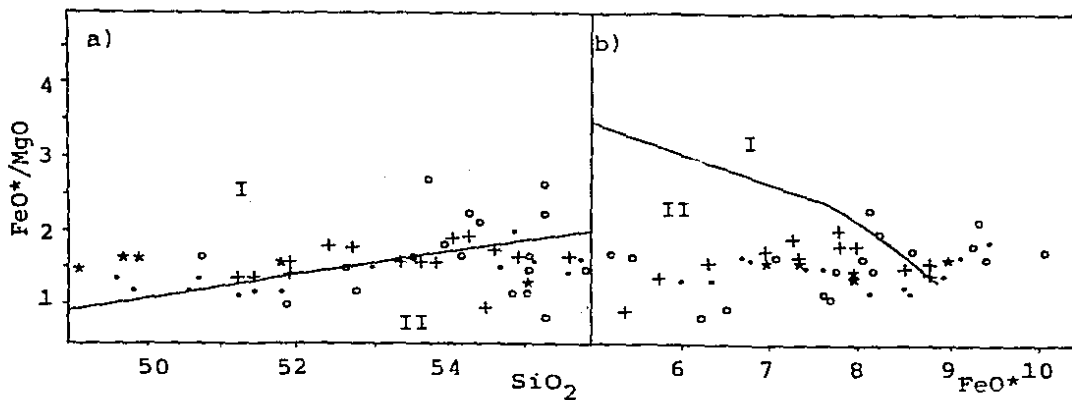


Fig. IV.6 Diagramas de Miyashiro (1974) en función del espacio para la RVAZ. a) FeO^*/MgO vs. SiO_2 ; b) FeO^*/MgO vs. FeO total. Campos como en la Fig. IV.4 y símbolos como en la Fig. IV.5.

Solamente algunos de los basaltos que se localizan en el frente volcánico manifiestan cierta afinidad teleítica (Fig. IV.6).

3. RELACIONES ESPACIO-TEMPORALES EN EL COMPORTAMIENTO QUIMICO DE LOS MAGMAS DE LA RVAZ

Para analizar el comportamiento químico de los magmas de la RVAZ con respecto a su distribución en el tiempo y el espacio se han elaborado una serie de gráficas para basaltos, andesitas basálticas y andesitas (con $\text{SiO}_2=56-60\%$), en las que la abscisa es la distancia con respecto a la TMA, y la ordenada puede ser ocupada por los porcentajes en peso de TiO_2 , MgO , K_2O o FeO^* ($\text{FeO}+0.9\text{Fe}_2\text{O}_3$), que son los elementos mayores que por presentar un rango de variabilidad alto se convierten en indicadores geoquímicos más sensibles.

Para los basaltos, el TiO_2 se ve incrementado a medida que aumenta la distancia de la TMA, pero disminuye con el tiempo, desde el Plioceno Superior hasta el Cuaternario, mientras que para el Mioceno Superior los porcentajes son intermedios (Fig. IV.7a). Para el MgO , se aprecia un decrecimiento general al aumentar la distancia de la TMA, así como un incremento a partir de las rocas del Plioceno Superior hasta las del Cuaternario (Fig. IV.7b). Los valores de K_2O muestran una disminución generalizada conforme aumenta la distancia de la TMA, en tanto que las proporciones de K_2O aumentan en las rocas más jóvenes del Cuaternario (Fig. IV.7c). El FeO^* se ve igualmente incrementado en las rocas más jóvenes, aunque alcanza su valor

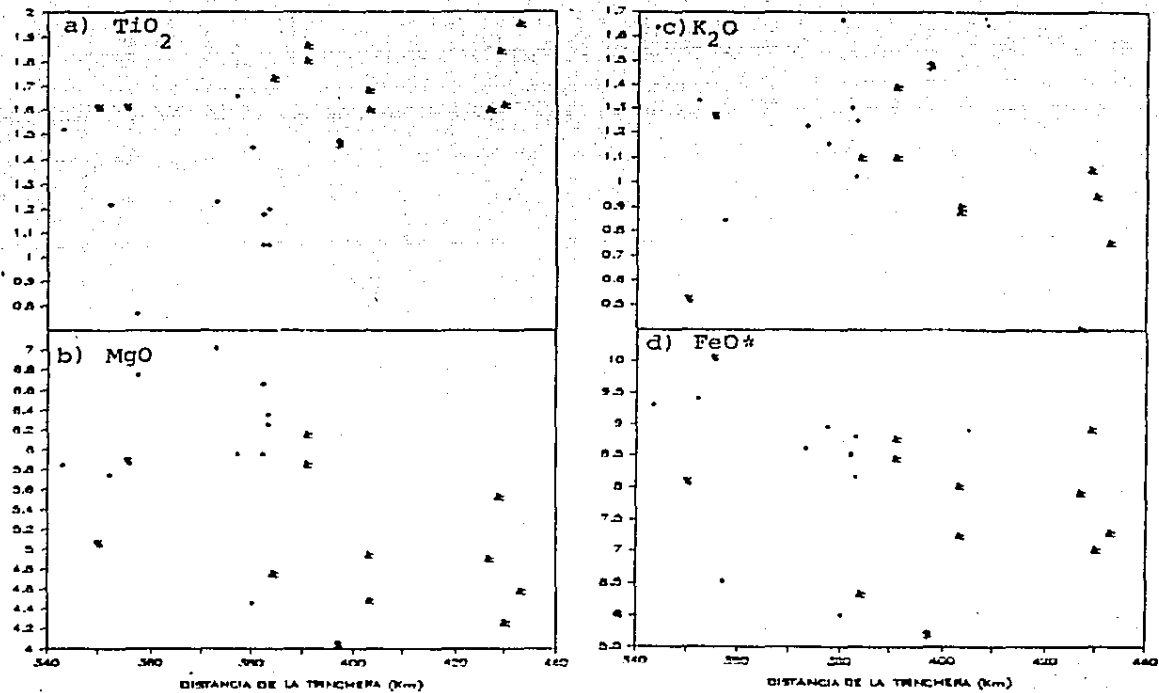


Fig. IV.7 Relación entre el contenido de TiO_2 , MgO , K_2O y FeO en basaltos y la distancia de la TMA, para diferentes tiempos. Símbolos: ∇ , Mioceno Superior; \$, Plioceno Inferior; &, Plioceno Inferior; *, Cuaternario.

máximo (10 %) en una de las manifestaciones del Mioceno Superior; sin embargo con respecto a su posición en el espacio, apenas es visible una ligera disminución general hacia los sitios más apartados de la TMA (Fig. IV.7d).

Con respecto a las andesitas basálticas, el TiO_2 no muestra tendencias definidas, pero se puede sugerir un sensible incremento hacia las zonas más alejadas de la TMA y un decremento hacia las rocas más recientes (Fig. IV.8a). Los valores de MgO presentan una distribución totalmente heterogénea (Fig. IV.8b); mientras que el contenido de K_2O presenta un comportamiento similar e incluso más definido que el mostrado por los basaltos, con una disminución general con respecto a la distancia y un incremento hacia las rocas más recientes (Fig. IV.8c). El FeO^* se comporta como en los basaltos, disminuye con la distancia y aumenta con el tiempo; los valores mínimo y máximo corresponden a rocas del Plioceno Superior, situadas a aproximadamente 400 Km, y del Cuaternario, a 360 Km de la TMA, respectivamente (Fig. IV.8d).

El comportamiento químico de las andesitas con un contenido de 56-60 % de SiO_2 , es en términos generales muy irregular. Sólo el TiO_2 muestra un incremento desde el Mioceno hasta el Plioceno, y después una disminución hacia el Cuaternario (Fig. IV.9a), aunque sin mostrar ninguna relación con respecto a su posición geográfica. El MgO no presenta correlación alguna, aunque los valores más altos (7-8 %) corresponden a rocas del Mioceno Inferior situadas en el frente volcánico, y los más bajos (2-3 %) a rocas pliocénicas alejadas de la TMA, a 400 y a 460 Km

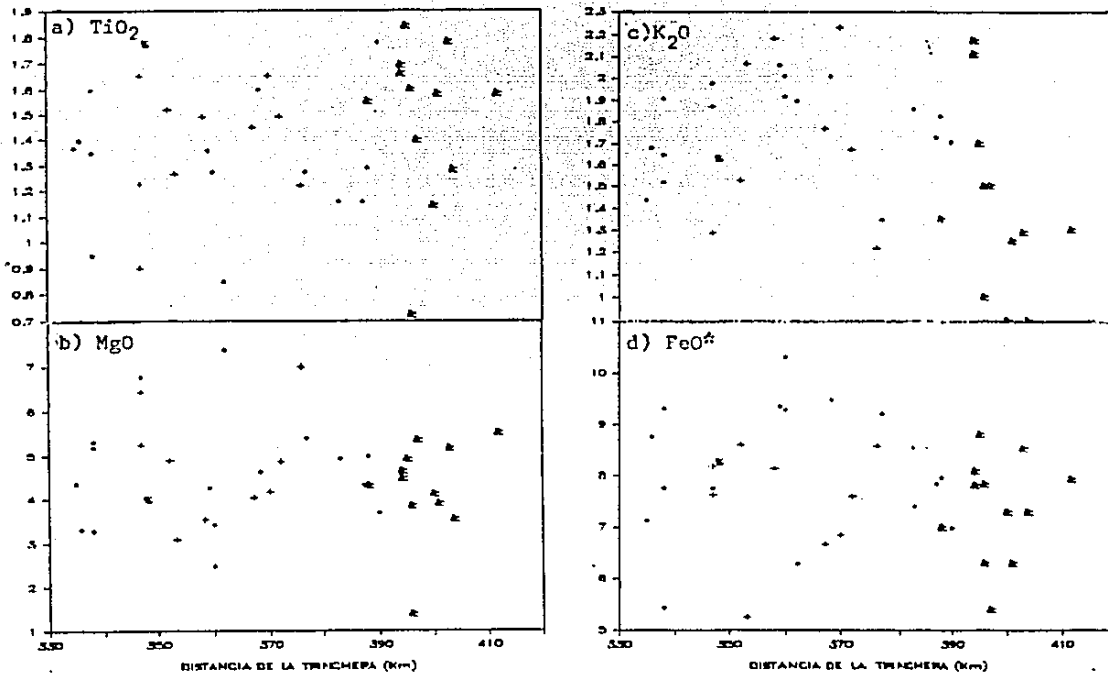


Fig. IV.8 Variación del contenido de TiO_2 , MgO , K_2O y FeO^* en andesitas basálticas, con la distancia de la TMA. Símbolos igual que la Fig. IV.7.

(Fig. IV.9b). Las rocas del Mioceno Inferior presentan números bajos de K_2O (de 0.8 a 1.8), que aumentan hacia el Mioceno Superior (a 1.6-2.6 %), en la zona del frente volcánico; mientras que las rocas restantes manifiestan valores intermedios (promedio de 1.3-2.0 %), y se localizan entre los 360 y los 400 Km (Fig. IV.9c). En lo que respecta al FeO^* , sólo se destaca el incremento que se observa de las rocas pliocénicas a las cuaternarias, aunado a una ligera migración de esa tendencia hacia el frente volcánico (Fig. IV.9d).

En resumen, para la distribución del vulcanismo en el espacio (distancia respecto a la trinchera), se ha determinado una correlación positiva para los valores de TiO_2 , y negativa para los valores de MgO , K_2O y FeO^* . Con relación al tiempo, existe una correlación decreciente para MgO , K_2O , Alcalis y FeO^* , y creciente para el TiO_2 . Estas correlaciones son aplicables preferentemente a basaltos y a andesitas basálticas.

El vulcanismo de tendencia alcalina y toleítica se manifiesta preferencialmente en la parte frontal o más cercana a la TMA, y es de edad Cuaternario Superior; aunque en el caso de la tendencia alcalina existe una predominancia de rocas del Plioceno Superior, mientras que la tendencia toleítica está representada también por rocas del Mioceno Superior.

Esa tendencia alcalina ha sido observada por Luhr y Carmichael (1985) para la parte frontal del CVTM, en Michoacán y en Colima; lo que probablemente represente un alto grado de

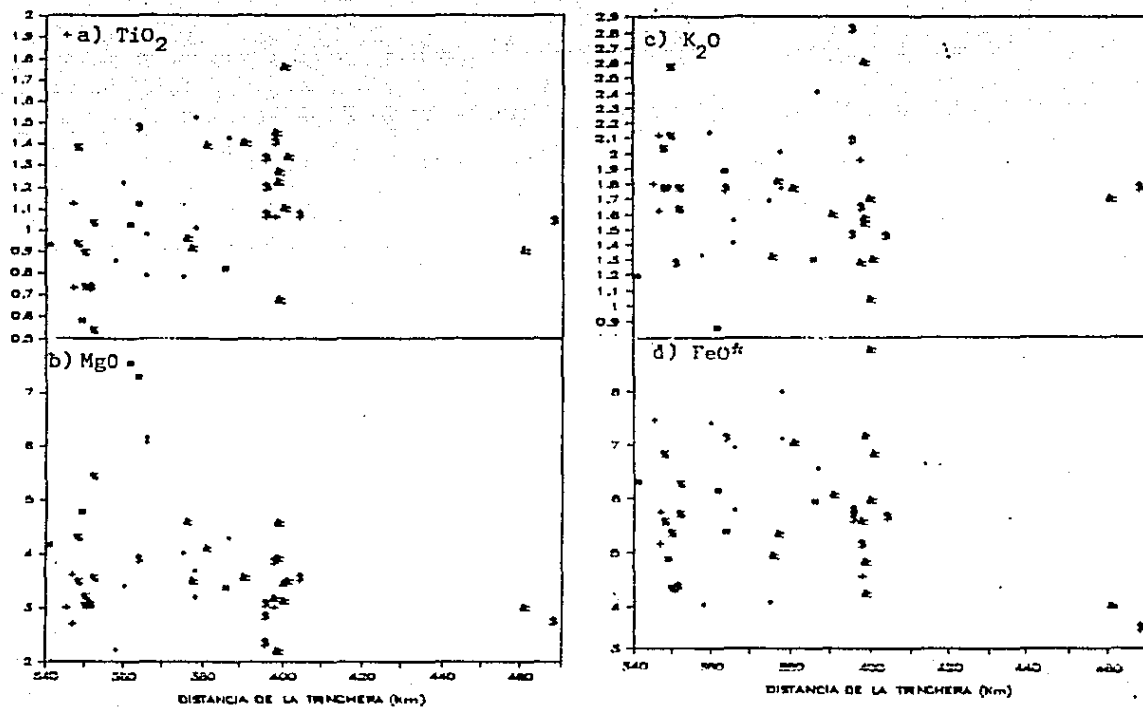


Fig. IV.9 Relación entre el contenido de TiO_2 , MgO , K_2O y FeO^* en andesitas (SiO_2 56-60%) y la distancia de la TMA. Símbolos iguales a la Fig. IV.7.

fusión parcial del manto que al ascender a la superficie sufre un fraccionamiento muy limitado.

Por otra parte, la variación que muestran algunos elementos como por ejemplo el MgO o FeO*, los cuales decrecen al aumentar la distancia de la TMA, podrían sugerir que los basaltos que fueron emitidos en la parte sur (cerca de la trinchera) provienen de una zona cuya corteza es menos profunda que en la zona norte (lejos de la trinchera). Sin embargo esta inferencia es muy subjetiva y no tiene fundamentos que la apoyen adecuadamente. Asimismo este vulcanismo se supone que debe proceder de profundidades mayores a las estimadas para los centros poligenéticos, a los cuales se asocian importantes volúmenes de magma riolítico. Por otro lado, las variaciones en K₂O no son sistemáticas, pero su grado de correlación negativo con respecto a la distancia con la TMA, se aparta de las condiciones que se han postulado para los modelos tradicionales de arco-trinchera según la relación "K-h".

V. ANALISIS ESTRUCTURAL

1. ESTRUCTURAS GENERADAS

En términos regionales, el CVTM ha sido afectado por varios sistemas estructurales, que de acuerdo con sus particulares características han permitido el establecimiento de tres grandes sectores, según Pascuaré *et al.* (1987a). El sector occidental correspondería al sistema de grabens que se orienta en la dirección NW-SE; el sector central estaría representado por un sistema de bloques afallados y basculados en la dirección NE-SW y ENE-WSW; y el sector oriental, por un sistema de fallas orientadas N-S.

La zona que contempla este trabajo (RVAZ) se localiza estructuralmente dentro del sector central, en los límites con el sector oriental. El rasgo limitrofe entre ambos sectores está representado por el sistema de fracturamiento "Querétaro" de orientación NW-SE, que también se conoce como San Miguel de Allende-Taxco (Demant, 1978). Este es uno de los sistemas predominantes en la región, al igual que los orientados en las direcciones NE-SW y E-W, según se puede apreciar en la roseta de fracturamiento respectiva (Fig.V.1). Una comparación de los sistemas estructurales mostrados en la figura V.2 con el mapa geológico de la RVAZ (Fig. I.1), permite observar como los patrones de fracturamiento regional antes señalados pueden, en la mayoría de los casos, ser asignados a distintas épocas de actividad tectónica, en función de las rocas a las que afectan. De acuerdo con esto, los sistemas que siguen las orientaciones NW-SE o NNW-SSE afectaron preferentemente a rocas del Mioceno

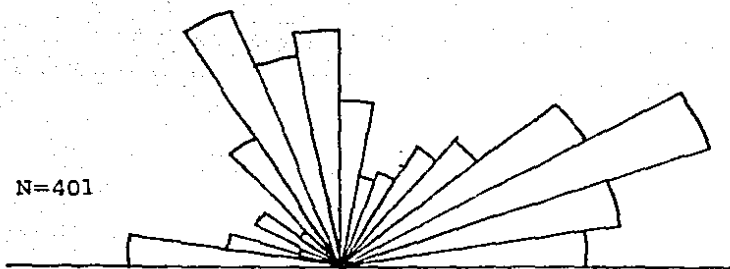


Fig. V.1 Roseta de fracturamiento para la RVAZ. Las orientaciones principales NNW y NW corresponden a sistemas del Mioceno o Plioceno Inferior; mientras que las direcciones NE y E-W son de edad cuaternaria.

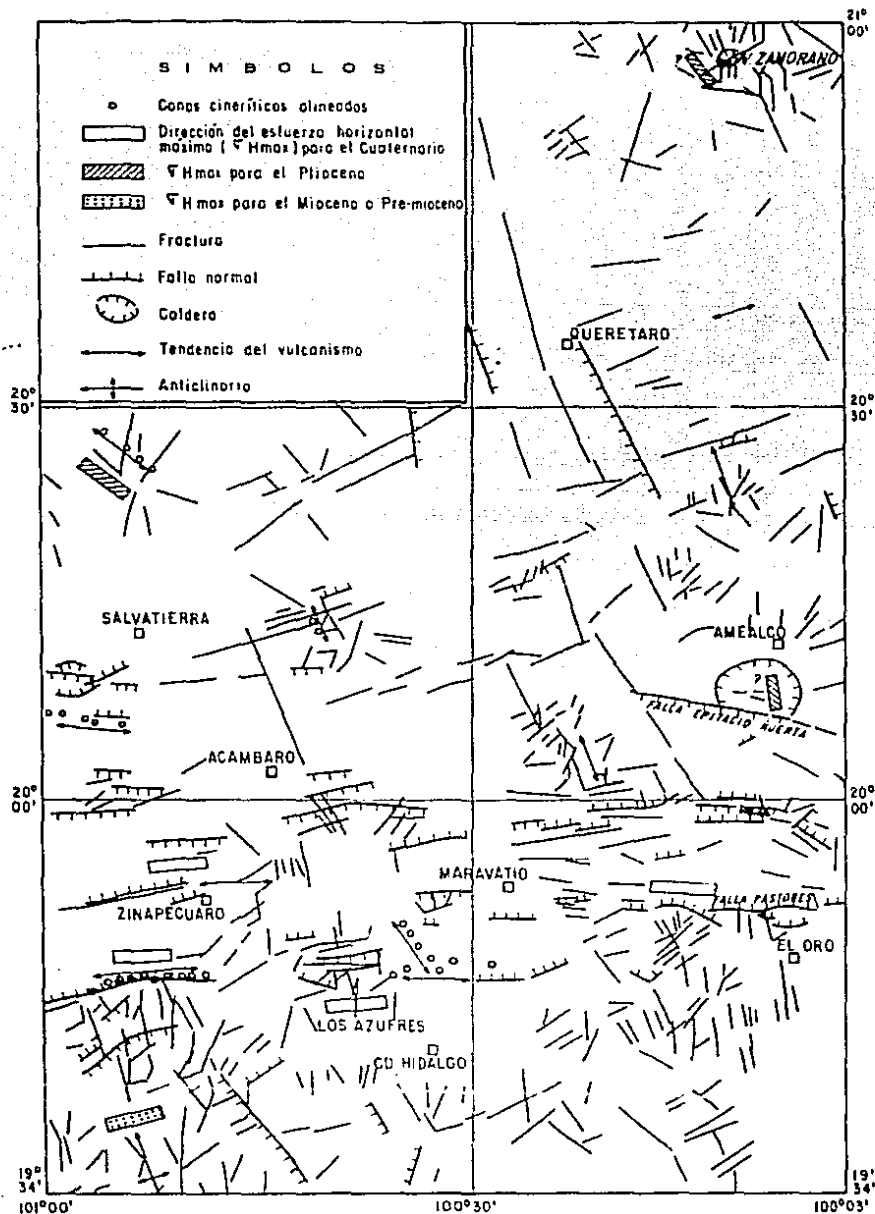


Fig. V.2 Principales rasgos estructurales en la RVAZ interpretados a partir de imágenes de satélite y datos compilados. El esfuerzo horizontal máximo (σ_{Hmax}) está orientado con base en indicadores geológicos como: alineamiento de conos, fallas normales y grabens, pliegues y elongación de calderas.

Superior y/o Plioceno Inferior. Tales tendencias se concentran predominantemente en las zonas de Tzitzio-Mil Cumbres y de Tlalpujahua-Tuxpan.

En lo que se refiere a las tendencias NE-SW y E-W, estas se encuentran aparentemente asociadas a un mismo sistema, ya que al prolongarlas hacia el occidente de la RVAZ se integran en una misma dirección, sin cortarse unas a otras. El grupo de fracturas NE-SW es el que más destaca en la región de estudio (Fig. V.1), presenta una orientación preferencial de 60° a 70°, que es paralelo con el alineamiento general que presenta la mayor parte de los conos de la región volcánica de Michoacán y Guanajuato (Fig. V.3). Los fechamientos efectuados en esa zona (Hasenaka y Carmichael, 1985) revelan edades holocénicas en las que el vulcanismo se ha manifestado en diferentes épocas hasta tiempos históricos. Si se considera que la disposición lineal de esos aparatos estuvo regulada por el sistema estructural NE-SW, entonces esa tendencia es de edad cuaternaria.

El patrón E-W es seguido predominantemente por estructuras que configuran un sistema discontinuo de grabens y horsts, al que se alinean en forma paralela algunos grupos de conos. Este sistema ha estado activo durante el Cuaternario, en diferentes épocas y lugares. Así por ejemplo, en el área de Los Azufres existe un sistema de horsts y grabens que afecta a las rocas pertenecientes a la Formación Dacita San Andrés, fechadas en 0.33 Ma (Dobson, 1984), que sin embargo no corta a las rocas contiguas de la Formación Riolita Yerbabuena, fechada en un rango de 0.14 a

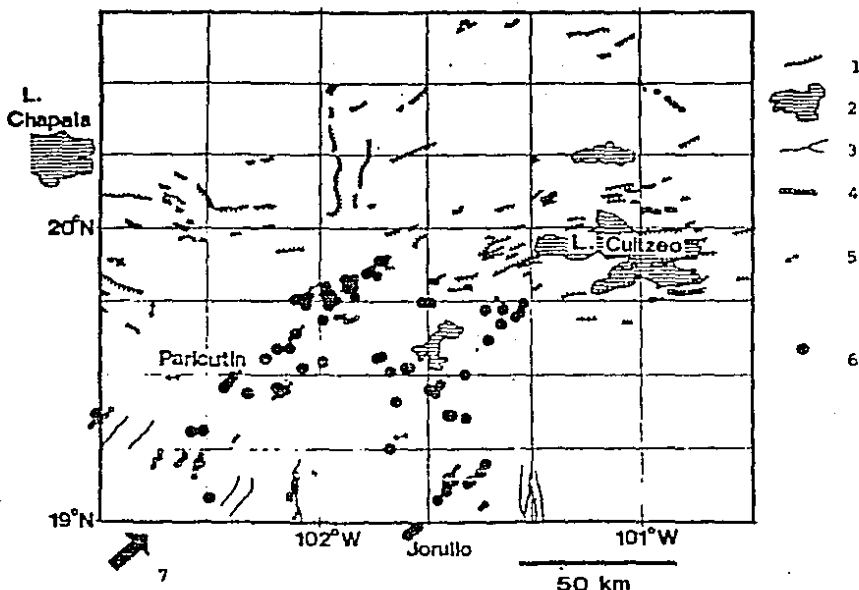


Fig. V.3 Alineamiento de conos, centros eruptivos y fallas normales en la región volcánica Michoacán-Guanajuato (tomado de Hasenaka y Carmichael, 1985). Clave: 1 = falla normal; 2 = lago; 3 = cañón; 4 = conos alineados; 5 = orientación de diques y conos parásitos; 6 = conos cineríticos y flujos de lava más jóvenes de 40,000 a; 7 = vector de desplazamiento relativo de la Placa de Cocos y Norteamericana.

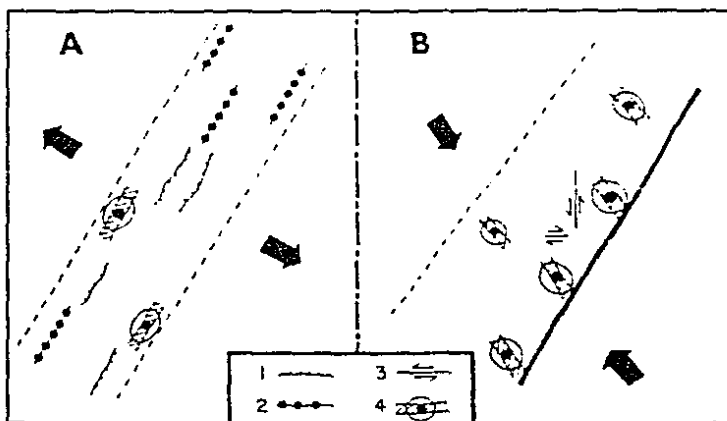


Fig. V.4 Relaciones angulares entre el Cinturón Volcánico y las zonas de cráteres de flanco (tomado de Nakamura, 1977). (A) representa un campo de esfuerzos extensional y (B) compresional. Clave: 1 = falla normal; 2 = erupciones fisurales regionales; 3 = falla lateral; 4 = volcán poligenético con una zona de erupciones de flanco. El primer caso podría corresponder en términos generales a la RVAZ.

0.30 Ma (Dobson, 1984), sugiriendo que el fallamiento ocurrió entre 0.3 y 0.33 Ma.

La actividad histórica del sistema E-W ha sido corroborada por diversas observaciones de campo y algunas manifestaciones sísmicas (Quintero-Legorreta, comunicación personal: 1988). En ese sistema destacan las fallas Acambay y Pastores, cuya disposición permite conformar un graben de 40 Km de extensión (Quintero-Legorreta, 1987). La Falla Acambay no aflora en el Área de estudio, pero Martínez y Nieto (1987) consideran que la falla Epitacio Huerta que truncó el sector meridional de la Caldera de Amelco, es la extensión occidental de la misma, y actualmente se encuentra en actividad; hecho que no pudo constatarse en el campo. Por otro lado, la Falla Pastores que pasa al norte de El Oro y al sur de Maravatio, en algunos sectores se encuentra activa, incluso se ha considerado que su desplazamiento no es solamente vertical, sino que también ha existido un movimiento horizontal importante de tipo sinistral (Quintero-Legorreta, comunicación personal: 1988).

2. REGIMEN DE ESFUERZOS Y SU RELACION CON EL VULCANISMO

Las direcciones de esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) que actúan sobre un área determinada pueden ser inferidos a partir de datos geológicos, solución de mecanismos focales en sismos y mediciones in situ.

Según Zoback y Zoback (1980), a partir de la información geológica, se pueden emplear dos diferentes tipos de indicadores,

que son: a) la observación de las componentes de desplazamiento de fallas, sean estas normales, inversas o de movimiento lateral; y b) el alineamiento de estructuras alimentadoras de magma, sean estas conos volcánicos o diques. En el primer caso, si el régimen es distensivo (fallamiento normal), la dirección del esfuerzo principal mínimo (σ_3) corresponderá a la componente del desplazamiento y σ_1 será vertical; pero si el régimen es compresional (fallamiento inverso), será el esfuerzo principal máximo (σ_1) paralelo a la dirección de desplazamiento. El segundo tipo de indicador geológico permite determinar la orientación de los esfuerzos principales a partir de la geometría de los sistemas de fracturas por donde es posible que el magma se emplace en forma de diques, o superficialmente como conos cineríticos alineados. En varios ejemplos de enjambres de diques se ha aplicado el modelo teórico propuesto por Odé (1957), en el cual el eje del esfuerzo principal mínimo se ubica en un plano perpendicular a la dirección que siguen los diques. Asimismo, Nakamura (1977) ha demostrado que un grupo de diques radiales o bien de conos parásitos alineados, que representan erupciones de flanco generalmente asociados a un volcán poligonético, están siempre orientados de manera perpendicular a la compresión horizontal mínima del esfuerzo regional. Lachenbruch y Sass (1978) sugieren que el esfuerzo principal mínimo debe corresponder con el eje de elongación máxima de estructuras tipo caldera.

Como la orientación de al menos dos de las componentes principales de esfuerzos no siempre estarán dentro de un plano horizontal, al hablar de esfuerzos horizontales (σ_h), estos

podrán ser máximos "máx" o mínimos "min", pero no necesariamente corresponderán a los esfuerzos σ_1 , σ_2 o σ_3 .

De acuerdo con algunos de los criterios antes mencionados, como son la disposición de fallas normales y grabens, estructuras plegadas, alineamiento de conos y geometría de calderas, se ha determinado la orientación del esfuerzo horizontal máximo ($\sigma_{hmáx}$) correspondiente a la época en la que el indicador geológico se encontraba en actividad, como se expresa en la figura V.2. Así pues, el pliegue Terciario (Mioceno) de Tzitzio (N 15° W) sugiere un régimen compresivo con σ_1 perpendicular al eje del pliegue (ver figura V.1). Durante el Plioceno, estructuras volcánicas independientes entre sí, como la Caldera de Amealco, Volcán Zamorano (?) y Volcán Cerro Grande (La Gavia) indican una orientación similar (NW-SE, 45° a 10°) del esfuerzo horizontal máximo. Los sistemas de fallas y conos alineados generados durante el Cuaternario se orientan de manera preferencial en la dirección E-W ($\sigma_{hmáx}$) para la RVAZ.

El patrón de fracturamiento que se presenta durante el Mioceno y parte del Plioceno (Fig. V.1) es coincidente con las direcciones determinadas para $\sigma_{hmáx}$, es decir NW-SE, mientras que para el Cuaternario, el sistema de fracturamiento dominante, de orientación NE-SW (Fig. V.1), sigue el comportamiento que se determinó para el estado de esfuerzos que rige a la región central de Michoacán y Guanajuato (de acuerdo con el alineamiento de conos y fallas normales que se presenta en la dirección NE-SW), más que para la región de estudio, que es E-W.

En apoyo a las ideas de Nakamura (1977) con respecto a la relación entre la distribución de volcanes monogenéticos con el régimen de esfuerzos regional, Bacon (1985) considera que cuando se trata de sistemas magmáticos pequeños, la localización de los volcanes esta controlada por la tectónica regional, mientras que en el caso de grandes cámaras emplazadas a niveles poco profundos, como en el caso de los campos volcánicos de Los Azufres, Amealco y quizá, El Zamorano, el régimen regional es perturbado por un campo de esfuerzos local y anómalo.

Se infiere que en la parte centro-meridional de la RVAZ el esfuerzo horizontal máximo actúa en la dirección E-W, a diferencia de la región central de Michoacán y Guanajuato que muestra una orientación NE-SW (50° - 60°). Hasenaka y Carmichael (1985) han postulado que el vulcanismo que se manifiesta en esa última zona se encuentra relacionado a reservorios magmáticos de pequeñas dimensiones, lo que concuerda con lo citado por Bacon (1985).

La orientación de estructuras cuaternarias (E-W) permite considerar que la parte frontal (o zona volcánica más cercana a la TMA) de la RVAZ se encuentra bajo un campo de esfuerzos de tipo extensional, en concordancia con el modelo de Nakamura (1977) (Fig. V.4), aunque θ_{max} (E-W) guarda una relación angular (de 40° a 30°) con relación a la orientación del esfuerzo horizontal máximo (NE 50° - 60°) estimado para Guanajuato y Michoacán, que por cierto es paralelo al vector de convergencia de las placas Norteamericana y de Cocos (Minster *et al.*, 1974).

Dentro de la compresión general que existe debido a la convergencia de las placas litosféricas, se presenta un régimen regional de esfuerzos de tipo distensivo en donde el esfuerzo principal máximo (σ_1), tiende a ser vertical, mientras que los esfuerzos intermedio y mínimo (σ_2 y σ_3) ocupan aproximadamente las direcciones de los esfuerzos horizontales máximo ($\sigma_{h\max}$) y mínimo ($\sigma_{h\min}$), respectivamente. En general, $\sigma_{h\max}$ (σ_2) está orientado E-W.

La parte frontal del CVTM presenta variaciones significativas a lo largo del mismo. En la región RVAZ en particular, el frente se encuentra muy alejado de la TMA, a diferencia de las regiones adyacentes (ver recuadro Fig. I.1), por lo cual el campo de Los Azufres, que ocupa la parte frontal o meridional en la RVAZ, regionalmente correspondería a la parte central del arco, El Zamorano a la parte septentrional y Amealco a una zona intermedia entre ambas. A pesar de esto, Ferriz y Mahood (1986) consideran que los centros silícicos del CVTM se localizan en su porción septentrional, asociados con una tectónica extensional plio-pleitocénica que aparentemente se ha desplazado hacia el sur, hecho que podría estar ligado con una migración similar del vulcanismo andesítico.

Por otra parte, Hildreth (1981) ha propuesto que el desarrollo de un centro volcánico está determinado por los siguientes factores: a) variación a profundidad de las velocidades relativas de transporte de magma, calor, y componentes volátiles, variables que dependen del ambiente local

de esfuerzos; b) espesor y composición de la corteza afectada; y c) velocidad y tiempo de residencia del magma basáltico alimentador. Este mismo autor considera que independientemente del proceso que haya actuado para originar un sistema magmático, ya sea basáltico, andesítico o riolítico, el común denominador siempre será la inyección de un magma máfico en la corteza. De manera sintética se puede decir que el vulcanismo estará en función de la velocidad del magma suministrado por la astenósfera, así como de su ritmo de ascenso a través de la litósfera, que a su vez depende del régimen local de esfuerzos.

Según lo anterior, se puede considerar que el Campo Volcánico de Los Azufres fue originado bajo un régimen de extensión rápida, en combinación con un ritmo lento de inyección de magma máfico. Pueden sugerirse condiciones similares para manifestaciones silícicas aisladas como en la región de Puruague. En áreas como la Caldera de Amealco o la fase ignimbrítica del Volcán Zamorano, puede sugerirse un ritmo moderado de extensión y un suministro de magma máfico, de forma también moderada. Por otro lado, una alimentación lenta de magma basáltico podría contribuir a una fusión avanzada de la corteza, que aunada a los procesos de diferenciación y mezcla de los diferentes productos derivados, permitiría formar un centro de tipo andesítico.

3. IMPLICACIONES TECTONICAS

Los principales factores que controlan la evolución de un arco magmático (Miyashiro, 1974; Arculus y Johnson, 1978; Cross y Pilger, 1982; Uyeda, 1982) son en síntesis los siguientes: a)

velocidad relativa de convergencia; b) desplazamiento absoluto de la placa superior; c) edad de la placa que subduce; d) espesor de la corteza; e) composición y tipo de interfase entre placas; f) profundidad de los sismos y ángulo de subducción; g) expansión o no del retroarco (back-arc); etc.

En función de las características que muestran los sistemas de arco-trincheras, los gradientes de esfuerzos regionales presentan múltiples variantes. Nakamura y Uyeda (1980) han propuesto que la zona de ante-arco es generalmente compresiva, y que en la zona del arco donde σ_{\max} (σ_1) es paralelo a la dirección de convergencia, se generan fallas laterales. En la parte posterior del mismo existen en general dos diferencias substanciales: por un lado, se tiene un régimen extensional con fallamiento normal y lateral que se representa por el sistema de arco de islas tipo "Mariana"; y por otro, una tectónica compresiva con fallamiento inverso y lateral, que se representa por un sistema de margen continental tipo "chileno". En el primero, se efectúa la subducción de una corteza antigua, con un ángulo de subducción muy alto, que produce un arco muy cercano a la trincheras. En el segundo tipo, interviene una placa joven con un ángulo bajo de subducción que permite la formación de un prisma de acreción en la zona de la trincheras.

Al igual que Cross y Pilger (1982), Uyeda (1982) considera que la trincheras mexicana se asemeja mucho a la de tipo "chileno", y debido a que presenta un ángulo moderado de subducción (20°), a la juventud de la placa de Cocos (4 Ma), a la relativa convergencia rápida (5.5 a 7 cm/año) y al

desplazamiento absoluto hacia el NW de la Placa Norteamericana; los primeros autores sugieren que las regiones de intra-arco y retroarco de México están dominadas por un campo de esfuerzos compresivos, en donde el esfuerzo principal máximo se encuentra orientado en la dirección NE-SW. Consideran que la zona de retroarco está formada por los pliegues y fallas inversas que se presentan en la corteza transicional bajo el Golfo de México; indican que ese régimen compresivo es una relación directa del bajo ángulo de subducción que se presenta. Sin embargo, es evidente que ese plegamiento orientado NW-SE está sujeto a un régimen tectónico muy diferente al que actúa en el CVTM.

Las consideraciones de Cross y Pilger (1982) tratan de forzar la aplicación estricta del modelo de Uyeda sobre el régimen de esfuerzos que actúa en un arco para el caso de México, sin embargo carecen de evidencias. Nakamura y Uyeda (1980) han encontrado que en algunas zonas de subducción de tipo chileno, como en las regiones de Los Andes y Japón, existen algunos segmentos del retroarco que posiblemente tienen un comportamiento extensional. El modelo antes esbozado se contrapone a las evidencias presentadas en este trabajo que demuestran un régimen tectónico distensivo para la parte central del CVTM. En este sentido, Padilla (1986) considera que para el plio-pleistoceno el desplazamiento relativo entre la Placas Norteamericana, Caribeña y de Cocos, creó una componente de cizalla que es capaz de producir esfuerzos de compresión orientados perpendicularmente a la traza de la TMA.

Por otra parte, la relación que existe entre el vulcanismo y la sismicidad en el CVTM, no es muy clara. Por un lado, la posición de los focos ha permitido configurar una zona de Benioff, que según diferentes autores corresponde a ángulos de subducción variables; por ejemplo, para Molnar y Sykes (1969) es de 20°-30°; para Anderson et al. (1985), de 10°-15°; para Nixon (1982) disminuye del NW (30°) al SE (20°). Por otra parte, la máxima profundidad que alcanzan los focos sísmicos es del orden de 150 Km (Molnar y Sykes, 1969; Nixon, 1982) mientras que horizontalmente se localizan un poco más de 200 Km, desde la trinchera.

Para la región de estudio, la distribución de los focos es muy errática (Fig. V.5), pero de acuerdo con los autores antes citados, la placa oceánica buza con un ángulo de 20°, y con una velocidad aproximada de 5.5 cm/año (Minster et al., 1974). Sin embargo, los focos intermedios y profundos (50-150 Km) no llegan horizontalmente más allá de los 250 Km desde la trinchera, es decir que bajo el arco volcánico existe una zona asísmica que aparentemente no guarda una relación estrecha con el vulcanismo que se genera a distancias tan alejadas de la trinchera (310-475 Km). Por otro lado, LeFevre y McNally (1985) con base en la solución de mecanismos focales, proponen un modelo de distribución de esfuerzos para la zona de subducción que corresponde a la costa suroccidental de México; donde se determinan 3 zonas: una somera con mecanismos compresivos; otra intermedia, de baja sismicidad como una zona de separación o reajuste de placas y otra, con soluciones normales que se interpreta como una zona de rompimiento de la placa descendente

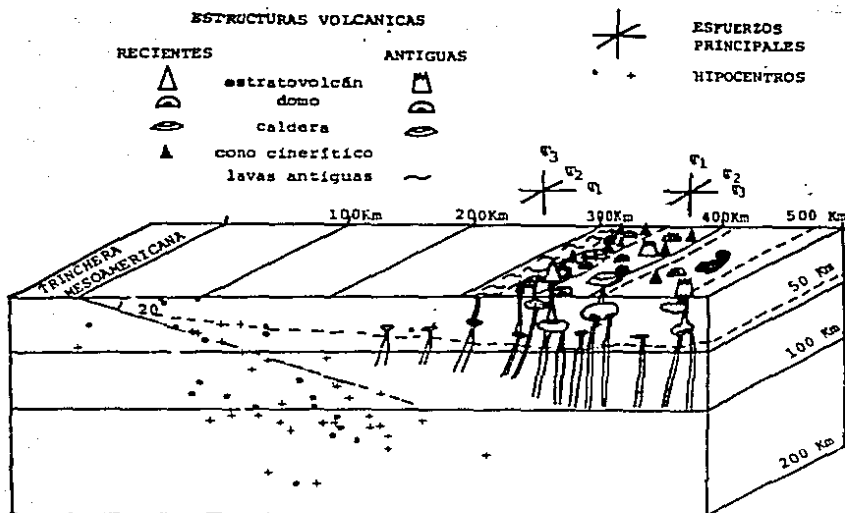


Fig. V.5 Modelo sobre las relaciones entre la distribución de focos sísmicos (Zona de Benioff) y la generación del vulcanismo de la RVAZ. Los círculos corresponden a hipocentros compilados de Hanus y Vaneek (1978); y las cruces, LeFevre y McNally (1985). Ver explicación en el texto.

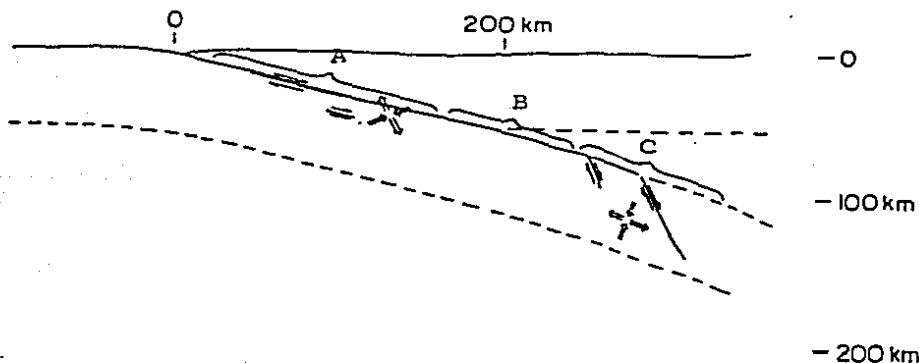


Fig. V.6 Modelo de interacción de las placas Norteamericana y de Cocos y distribución de esfuerzos a partir de mecanismos focales para la costa de México (de LeFevre y McNally, 1985). A. Zona acoplada con eventos inversos; B. Zona de separación de baja sismicidad; C. Zona de rompimiento con eventos normales.

(Fig. V.6). Tal vez esta zona de rompimiento produzca la desintegración y posible fusión en el manto de la placa que subduce, con la posibilidad de que se genere un sistema convectivo que a su vez, permita el ascenso de magmas a la superficie.

Con las características estructurales que se presentan en la región de estudio, no es posible establecer un comportamiento más regional del CVTM, pues esta provincia está integrada por zonas muy distintas que posiblemente estén controladas tectónicamente bajo diferentes regímenes de esfuerzos, que aún cuando se consideran como un reflejo de la complejidad estructural que existe en la corteza, pueden también representar alguna discontinuidad en el manto, no necesariamente relacionada con la introducción de la placa subsidente. A este respecto, Stoiber y Carr (1973) han propuesto que la placa oceánica desciende dentro del manto en forma de segmentos discretos que se desplazan de manera independiente, provocando que el CVTM tenga un comportamiento muy distinto para cada una de las zonas que lo integra.

La idea de una placa segmentada es concordante con las características de la convergencia (como su oblicuidad) y de su edad (Nixon, 1982), pero faltan argumentos para apoyar la existencia de ese tipo de placa, sobre todo para las zonas más alejadas del arco.

A pesar de los múltiples modelos que se han propuesto para explicar el origen del CVTM, asociados con procesos de

subducción, rompimiento continental o grandes fallas (en Aguilar-y-Vargas y Verma; 1987), es evidente la falta de un modelo congruente.

VI. CONCLUSIONES

El conocimiento de las características petrológicas de los centros volcánicos de Los Azufres, Amealco y El Zamorano, en particular y de la RVAZ, en general, permiten hacer inferencias con relación a los procesos que intervinieron en la evolución magmática de esa zona. Las condiciones que influyeron en dicha evolución quedan reflejadas en el tipo de vulcanismo generado, su distribución y abundancia, en las variaciones químicas de sus productos y en el régimen estructural imperante en la región.

Los principales centros eruptivos (Los Azufres, Amealco y El Zamorano) se encuentran asociados a cámaras magmáticas de grandes dimensiones -estimadas en 450-800 Km³-, emplazados a poca profundidad -posiblemente entre 5 y 10 Km- y donde se desarrolla un zoneamiento composicional dentro de las mismas. Esas cámaras fueron alimentadas a partir de reservorios más profundos que, de acuerdo con estudios isotópicos realizados en varias áreas del CVTM, se localizan dentro del manto superior (Verma, 1982, 1983, 1984a; Verma y Armienta, 1985), o bien, en la corteza inferior, para el área que comprende el Valle de México según Negendank (1973).

Los procesos magmáticos que se han inferido para cada campo, a partir de datos petrográficos y químicos, indican que la cristalización fraccionada fue uno de los procesos fundamentales de diferenciación, sin embargo los magmas durante su ascenso deben atravesar una corteza que para la RVAZ ha sido estimada de manera preliminar en aproximadamente 45 Km, según información obtenida en Urrutia-Fucugauchi (1986), lo cual implica que en

algún momento debió existir asimilación de corteza superior, como en Los Azufres (Verma y Dobson, 1987).

Si no existieran perturbaciones en la química de un magma durante su ascenso a la superficie, posiblemente podría asociarse el decremento generalizado en FeO^* y MgO que se observa en las zonas más alejadas de la RVAZ, con cierto engrosamiento de la corteza. Por otro lado, los volúmenes estimados para las hipotéticas cámaras magmáticas son mayores para la zona centro (Amealco) y norte (Zamorano) de la RVAZ, que para la sur (Los Azufres).

El vulcanismo de la RVAZ involucra entre sus últimas manifestaciones a rocas máficas con cierta tendencia química toleítica y alcalina, lo cual sugiere una menor participación de la corteza en los procesos de transporte desde zonas de relativa profundidad. Si las condiciones de emplazamiento de esas rocas se pudieran correlacionar con las de la región de Michoacán y Guanajuato, se podría considerar que las presiones máximas estimadas en 8 Kbars por Haseanaka y Carmichael (1987) para esa zona, implican profundidades menores a las del Moho considerado para esta zona, de 45 Km, es decir, la zona de segregación o el reservorio temporal del magma se encontraría dentro de la corteza inferior.

Las conclusiones de este trabajo se pueden sintetizar de la siguiente manera:

- Los campos volcánicos más representativos de las porciones frontal, media y posterior de la RVAZ son: Los Azufres,

Amealco y El Zamorano, respectivamente. Los 3 se encuentran relacionados con magmatismo silícico importante, que se puede asociar con cámaras magmáticas someras desarrolladas con diferentes grados de zonificación composicional, en donde posiblemente intervinieron procesos de convección termogravitacional y de cristalización fraccionada, acompañados por eventuales reinyecciones de magma máfico y con posibles mezclas de magma. Sin embargo, debe mencionarse que en todos los casos, el vulcanismo estuvo controlado por el régimen de esfuerzos imperante.

- Las características de estos campos volcánicos quedan resumidos en el siguiente cuadro:

CAMPO	EDAD (Ma)	TIPO DE CAMPO	ESTRUCTURAS	LITOLOGIA DOMINANTE	VOLUMEN ESTIMADO CAMARAS MAGMATICAS Km ³	POSICION DISTANCIA DE LA TMA
LOS AZUFRES	<1.6	monogenetico bimodal	domos y conos cineriticos	dacitas riodacitas riolitas	450	frente o intra-arco 350 Km
AMEALCO	< 5	poligenetico	caldera con domos y conos asociados	ignimbritas (andesítico-dacíticas)	792	intra-arco/tras-arco 410 Km
EL ZAMORANO	<10.9 ?	poligenetico	estratovolcan con emisiones fisurales y domos asociados	ignimbritas (riolíticas) andesitas	756	tras-arco 465 Km

- Geoquímicamente, se presenta una correlación positiva entre en contenido de TiO₂ y la distancia de la TMA, y negativa para MgO y K₂O. Esta última relación es contraria a la obtenida para la región de Michoacán y Guanajuato y en general, a la esperada en los sistemas de arco-trinchera. Asimismo para las rocas más jóvenes se obtuvieron incrementos

en MgO, K₂O y álcalis, y decremento en TiO₂. El carácter químico de las rocas de la RVAZ es esencialmente calcoalcalino, sin embargo existen ligeras tendencias alcalina y toleítica en algunas de las rocas del Plioceno Superior y sobre todo del Cuaternario, que se localizan en la parte "frontal" o más cercana (335-360 Km) de la RVAZ. Cabe mencionar que sólo una manifestación perteneciente a la Caldera de Amealco presentó nefelina normativa, lo que indica cierta alcalinidad (relación "K-h"). Por otra parte, las rocas del Mioceno Superior muestran también una tendencia toleítica, hecho que podría asociarse a los estados iniciales de formación de un arco magmático, como lo propone Jakes y White (1972).

- La distribución de las diferentes estructuras volcánicas que se manifiestan en la RVAZ muestra una marcada migración del vulcanismo cuaternario hacia la parte frontal (RVAZ) o de intra-arco (CVTM); distribución que podría estar asociada al régimen distensivo regional (E-W) que impera en esa región.
- La RVAZ se encuentra dominada por tres grandes patrones de fracturamiento que son: NNW y NW para el Mioceno y Plioceno Superior, respectivamente; NE, para el Cuaternario (dominante); y E-W, actualmente activo. El régimen de esfuerzos prevaeciente presenta al esfuerzo horizontal máximo orientado en la dirección E-W, a diferencia de la zona central de Guanajuato y Michoacán, donde aparentemente se orienta NE 50°-60° y es paralelo al vector de convergencia de las Placas Norteamericana y de Cocos.

- La distribución de los focos sísmicos compilados de la zona, define una amplia zona de Benioff que parece introducirse con un ángulo de 20° , alcanzando profundidades menores a los 150 Km y con una extensión superficial máxima de 240 Km. Esto hace ver que sísmicamente no existe una conexión definida entre el régimen de subducción y la generación de magmas. El rompimiento, fragmentación y fusión de la placa oceánica, subsidente en esa parte del manto, podría considerarse como una solución alternativa, si se considera el modelo de subducción.
- El análisis geoquímico, estructural y sísmico sugiere que el modelo generalizado de arco-trinchera no es aplicable para la RVAZ del CVTM, aunque si se ajusta para la región aledaña de Michoacán y Guanajuato. Esto permite pensar que si bien los procesos de subducción contribuyeron a la generación del vulcanismo del CVTM, estos, aún bajo condiciones muy especiales, no parecen haber intervenido de la misma forma a todo lo largo del mismo. Sin embargo, las características limitadas de este estudio no permiten sostener algún otro postulado con relación a procesos que resulten ser más apropiados para explicar la evolución de la RVAZ.
- Asimismo debe enfatizarse que la corteza y el régimen tectónico imperante juegan un papel importante en el desarrollo de un centro eruptivo. Si los magmas son originados en el manto superior al ascender tienden en su mayor parte a interactuar con la corteza y a producir

reservorios más someros y de gran tamaño que eventualmente alimentan a centros poligenéticos de naturaleza silícica (Los Azufres, Amealco y El Zamorano); a diferencia de otros eventos que ascienden directamente sin sufrir mucho fraccionamiento (p. ej. el Basalto Cd. Hidalgo) y que están asociados al régimen regional de esfuerzos (E-W) que afecta a la RVAZ, en el marco de una tectónica distensiva.

- Finalmente debe mencionarse que las características geológicas del vulcanismo perteneciente a la RVAZ y las manifestaciones termalés que en ella existen, permiten suponer condiciones favorables para la prospección de recursos geotérmicos. Algunas áreas que podrían resultar de interés para efectuar trabajos de exploración geotérmica se ubican en las inmediaciones de la Ciudad de Querétaro.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar-y-Vargas, V.H. y S.P. Verma, 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas del Cinturón Volcánico Mexicano. Geof. Int., Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte 3B (Ed. S.P. Verma), 26, 195-291.
- Aguirre-Díaz, G. J., 1983. Estudio geológico-petroológico de la Hoja "Fresa Solís", Jerécuaro, Gto. Tesis profesional Ing. Geol. F.I., U.N.A.M., 152 p.
- Anderson, J., P. Bodin, J. Brune, G. Masters, F. Vernon, D. Almora, E. Mena, M. Onate, J. Prince and K. Singh, 1985. Strong ground motion and source mechanism of the earthquake of september 19, 1985 (M₀=0.1). Unión Geof. Mex. Reunión Anual 1985, Oaxaca (resúmenes).
- Arculus, R.J. and R.W. Johnson, 1978. Criticism of generalized models for the magmatic evolution of arc trench systems. Earth Planet. Sci. Lett., 39, 118-126.
- Aumento, F. y L.C.A. Gutiérrez, 1980a. El campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán C.F.E. (Reporte interno), 14-80.
- Aumento, F. y L.C.A. Gutiérrez, 1980 b. Geocronología de Los Azufres, Michoacán. C.F.E. (Reporte interno), 6 p.
- Bacon, C.R. 1985, Implications of silicic vent patterns for the presence of large crustal magma chambers. J. Geophys. Res., 90, 11243-11252.
- Bryan, W.B., I.W. Finger and F. Chayes, 1969. Estimating proportion in petrographic mixing equations by least-squares approximation. Science, 163, 926-927.
- Camacho, A.F., 1979. Geología de la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán (México). Informe 6-79, C.F.E. (Reporte

interno) 18 p.

- Carrasco-Núñez, G., 1985. Estudio geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis profesional Ing. Geol. F.I., UNAM, 138 p.
- Carrasco-Núñez, G., M. Milán y S.P. Verma, 1988a. Fases volcánicas de la Caldera de Amealco. GEOMIMET Revista, 153.
- Carrasco-Núñez, G., M. Milán y S.P. Verma, 1988b. El Volcán Zamorano. Sometido a Geof. Int.
- Cathelineau, M., R. Oliver, G. Izquierdo, A. Garfias, D. Nieva and D. Izaguirre, 1983. Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (Mex) geothermal field. Geother. Reservoir Engineering. Stanford Univ. Stanford, Cal., 269-274.
- Cathelineau, M., R. Oliver y D. Nieva, 1987. Geochemistry of volcanic series of the Los Azufres geothermal field (Mexico). Geof. Inter., Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte 3B (Ed. S.P. Verma) 26, 177-273.
- Combredet, N., 1983. Etude du puits A1 du champ géothermique de Los Azufres-Michoacán-Mexique. Ph.D. Thesis, Univ. Pierre et Marie Curie. Paris, 181 p.
- Cross, A.T. and R.H. Pilger, 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. Geol. Soc. Am. Bull., 93, 545-562.
- De la Cruz, M., J. Aguilar, D. Ortega y J.M. Sandoval, 1982. Estudio geológico estructural a detalle del campo geotérmico de Los Azufres Michoacán. Informe 9-82, C.F.E. (Reporte interno).
- Demant, A., 1978. Características del eje neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Inst.

- Geol. Revista, 2, 172-187.
- Demant, A., 1981. L'axe neo-volcanique transmexicain etude volcanologique et petrographique signification geodynamique. Ph.D. Thesis, Univ. de Droit, d'economie et des sciences D'aix-Marseille, 259 p.
- Demant, A., R. Mauvois y L. Silva., 1975. Estudio geológico de las hojas Morelia, Maravatío, Edo. de Michoacán. UNAM Inst. Geol. (Reporte interno).
- Dickinson, W.R. and T. Hatherton, 1967. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science, 157, 801-803.
- Dobson, P.F., 1984. Volcanic stratigraphy and geochemistry of the Los Azufres geothermal center, México. Stanford Univ. (Unpublished M.S. thesis) 58 p.
- Dobson, P.F. and G.A. Mahood, 1985. Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, México. J. Volcanol. Geotherm. Res., 20, 117-132.
- Ferriz, H., 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Hornos, Puebla, México. Geof. Int., Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte I (Ed. S.P. Verma), 24, 97-157.
- Ferriz, H. and G.A. Mahood, 1986. Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. Geof. Int., 25, 85-117.
- Fisher, R.V. and H.V. Schminke, 1984. Pyroclastic Rocks. Springer Verlag, 472 p.
- Fries, C. Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región meridional de México, UNAM, Inst. Geol. Boletín 60, 236 p.
- Garduño, V.H., 1984. Análisis estructural de la zona sur del

- campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Inf. 24/84, C.F.E. (Reporte interno).
- Garduño, V.H., 1985. Análisis estructural de la zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán. Inf. 19/85. C.F.E. (Reporte interno).
- Garduño, V.H., 1988. La Caldera de Los Azufres y su relación con el sistema regional E-W. Geotermia, 4-1, 49-61.
- Garfias, F.A. y A.S., González. 1978. Resultados de las exploraciones en la zona geotérmica de Los Azufres, Michoacán. C.F.E. (Reporte interno) 42 p.
- González-Partida, E., 1985. Etude metallogénique de la partie centre-occidentale du Mexique. These de doctorat, L'Insitut National Polytechnique de Lorraine. France.
- Gutiérrez, L.C.A., y A.M. López. 1983. Muestreo superficial de radón en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Reunión Interdis. de Actual. sobre Los Azufres. C.F.E. - IIE, 25-32.
- Hanus, and Vanek, 1978. Subduction of the Cocos plate and deep active fracture zones of Mexico. Geof. Int., 17, 14-53.
- Hasenaka, T. and S.E. Carmichael. 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J. Volcanol. Geotherm. Res., 25, 105-124.
- Hasenaka, T. and S.E. Carmichael, 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central México: Petrology and chemistry of scoriae and lavas. J. Petrol., 28, 241-270.
- Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. J. Geophys. Res., 86, 10153-10192.

- Huitrón, E.R. y A. Franco, 1986. Carta geológica del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. México. C.F.E., Geotermia, Revista, 2, No. 3, 211-213.
- Jakes, P. and A.J. White, 1969. Structure of the Melanesian arcs Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. Tectonophysics, 8, 22-236.
- Jakes, P. and J.B. Gill. 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. Earth Planet. Sci. Lett., 9, 17-28.
- Jakes, P. and A.J.R. White, 1972. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 29-40.
- Kuno, H. 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Volcanol., 20, 37-76.
- Kuno, H. 1966. Lateral variation of basaltic magma types across continental margins and island arcs. Bull. Volcanol., 29, 195-222.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basaltic magmas. In Basalts, 2 Ed. H. H. Hess and A. Földerváart. Interscience, N.Y., pp. 623-688.
- Lachenbruch, A.H. and J.H. Sass, 1978. Models of an extending lithosphere and heat flow in the basin and range province, Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western cordillera. Geol. Soc. Amer. Mem., 152, 209-250.
- La Roche, H. de, J. Leterrier, F. Grandclaude and M. Marshal, 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2 diagram and major elements analysis. Its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. 29,

185-210.

- LeFevre, L.V. and K.C. McNally, 1985. Stress distribution of aseismic ridges in middle America subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- López-Ramos, E., 1983. *Geología de México*. Ed. Escolar. Tomo III, 3a. Ed. 453 p.
- Luhr, J. F. and I. S. E. Carmichael, 1985. Contemporaneous eruptions of calc-alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Sp. Vol. on M.V.B., Part 1 (Ed. S. P. Verma), 24, 203-216.
- MacDonald, G.A., 1972. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 463 p.
- MacDonald, G.A. and T. Katsura, 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- Mahood, G.A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 129-149.
- Mahood, G.A. 1981. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 129-147.
- Martínez, R.J. y A.F. Nieto, 1987. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. 2o. Simposio sobre Geol. Regional de Méx. Progr. y Resúmenes. México D. F., 7-9 Dic. 1987, 34-36.
- Mauvois, R., A. Demant y L. Silva, 1976. Estructuras terciarias en la base del Eje Neovolcánico (Ejemplo de la Depresión Tzitzio-Huetamo, Edo. de Mich.) 3er. Congreso Latinoamer. Geol. Acapulco, Méx. Memorias.

- Milán, M., G. Carrasco-Núñez y S.P. Verma, 1988. Muestreo y resultados preliminares del estudio petrológico transversal al Cinturón Volcánico Mexicano. GEOMIMET Revista, 151, 18-34.
- Minister, J.B., T.H. Jordan, P. Molar and E. Haines, 1974. Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. Royal Astronom. Soc. Geophys. J., 36, 541-576.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. Amer. Jour. of Scien., 274, 321-355.
- Molnar, P. and L.R. Sykes, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanism and seismicity. Geol. Soc. Am. Bull., 80, 1639-1684.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation. Principle and proposal. J. Volcanol. Geotherm. Res., 2, 1-16
- Nakamura, K. and S. Uyeda, 1980. Stress gradient in arc-back regions and plate subduction. J. Geophys. Res., 85, 6469-6428.
- Negendank, J. F. W., 1973. Geochemical aspects of volcanic rocks of the valley of Mexico, Geof. Int., 13, 267-278.
- Nieva, D.L., L. Quijano, A. Garfias, R.M. Barragán y F. Laredo, 1983. Heterogeneity of the liquid phase and vapor separation in Los Azufres (Méx.). Geothermal reservoir. In: Proceeding Ninth Workshop Geothermal Reservoir Engineering, Stanford Univ.
- Nixon, G.T., 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. Geol. Soc. Am. Bull., 93, 515-523.

- Odé, H., 1957. Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, 567-579.
- Padilla y Sánchez, 1986. Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geof. Int.*, 25, 187-206.
- Palma, G.H. y E.P. Figurra, 1986. Compilación de las campañas geoelectricas de resistividad (sondeos Schlumberger) en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., México. C.F.E., Geotermia, Revista, 2, No. 3, 215-224.
- Pascuaré, G., F. Camacho, R. Canul. 1984. Estudio geológico de la porción NE de Michoacán y SW de Guanajuato. Informe 27/84 C.F.E. (Reporte interno).
- Pascuaré, G., L. Verzolli and A. Zanchi, 1987a. Morphological and structural model of the Transmexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte 3B (Ed. S.F. Verma), 159-177.
- Fearce, T.H., B. E. Gorman y T.C. Birkett, 1978. The relationship between major elements chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 121-132.
- Pecerillo, A and S.R. Taylor, 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rock from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Pérez-Reynoso, J., 1978. Geología y petrografía de la caldera de Los Hornos. *Geomimet*, 91, 97-106.
- Prol, R.M. and G. Juárez, 1985. Silica geotemperature mapping and thermal regime in the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.*, Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte 3B (Ed. S.F. Verma), 24.

- Pradal y C. Robin, 1985. Découverte d' une caldera majeure associée au champ géothermique de Los Azufres (Mexique). C. R. Acad. Sc. Paris, 301, s. II, 14
- Quintero-Legorreta, O. 1987. Distribución de los sistemas de Fallas en la porción central de la Faja Volcánica Mexicana. 2o. Simposio Geol. Regional de Mex., Progr. y Res., México, D.F., 7-9 Dic. 1977, 36-38.
- Robin, C., 1982a. Volcanologie, magmatologie, géodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalain et andésitique dans le sud mexicain (Axe Trans-Mexicain et province alcaline) Annal. Sci. L'Univ. Clermont-Ferrand II, 30, 503 p.
- Sánchez-Rubio, G., 1978. The Amealco Caldera. Geol. Soc. Amer. Abstr., 10., 145 p.
- Sánchez-Rubio, G., 1983. Cenozoic Volcanism in Toluca-Amealco region, Central Mexico. Imperial College of Science and Technology, Univ. of London, U.K., M. Sc. Thesis, 275 p.
- Schmincke, H.U. 1981. Ash from vitric muds in deep sea cores from the Mariana trough and fore-arc regions. (South Philippine Sea) (Sites 453, 454, 455, 458, 459.) Deep Sea Drilling Project., 60, 473-481.
- Schwarzer, R. and J.W. Rogers. 1974. A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiations trends. Earth and Planetary Sci. Lett., 23, 296-296.
- Silva-Mora, L., 1979. Contribution a la connaissance de l'axe volcanique transmexicain. Etude géologique et pétrologique del lavas du Michoacan north oriental. (tesis doctoral). Univ. Aix-Marseille III, 234 p.

- Smith, R.L., 1979. Ash-Flow magmatism. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 180, : 5-127.
- Smith, R.L. and R.A. Bailey, 1968. Resurgent caudrons. Geol. Soc. Amer. Mem., 116, 613-662.
- Smith, R.L. and H.R. Shaw, 1975. Igneous-related geothermal systems. U.S. Geol. Surv. Circ. 726 : 58-83.
- Streckeisen, A.L., 1968. Nomenclatura y clasificación de las rocas ígneas. Naves Jahrbuch Für Mineralogia. Abh. 107, 144-120.
- Stoiber, R.E. and M.J. Carr, 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. Bull. Volcanol., 37, 304-325.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-preliminary report. Geof. Int., 25, 559-573.
- Uyeda, S. 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology. Elsevier Scientific Publishing Co.
- Venegas, S., J. Herrera y R. Maciel, 1985. Algunas características de la faja volcánica y de sus recursos geotérmicos. Geof. Inter. Vol Esp. sobre el C.V.M., Parte 1 (Ed. S.P. Verma), 24, 47-81.
- Verma, S.P., 1982. Datos isotópicos de Sr y Nd en el Cinturón Volcánico Mexicano: una síntesis e implicaciones. Resúmenes Reunión Anual 1982, Unión Geofis. Mex., A3-A4.
- Verma, S.P., 1983. Magma genesis and chamber processes at Los Hornos caldera, Mexico-Nd and Sr isotope data. Nature, 301, 52-55.
- Verma, S.P., 1984a. Alkali and alkaline earth element

- geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 21-40.
- Verma, S.P., 1984b. Sr and Nd isotopic evidence for petrogenesis of mid-Tertiary felsic volcanism in the Mineral District of Zacatecas, Zac. (Sierra Madre Occidental), Mexico. *Isot. Geosci.*, 2, 37-53.
- Verma, S.P., 1985a. Mexican Volcanic Belt (Preface). *Geof. Int.*, Sp. Vol. on M.V.B., Part 1 (Ed. S.P. Verma), 24, 7-19.
- Verma, S.P., 1985b. On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry examples from Mexican geothermal areas. *Phys. Earth Planet Int.*, 41, 207-214.
- Verma, S.P., 1987. Mexican Volcanic Belt: Present state of knowledge and unsolved problems. *Geof. Int.*, Sp. Vol. on Mexican Volcanic Belt-Part 3B (Ed. S.P. Verma), 26, 309-340.
- Verma, S.P. and M. A. Armienta-H., 1985. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alkali and alkaline earth element geochemistry of Chichinautzin Sierra, Mexico. *Geof. Int.*, Sp. Vol. on Mexican Volcanic Belt-Part 2 (Ed. S.P. Verma), 24, 665-678.
- Verma, S.P. and P.F. Dobson, 1987. Sr, Nd, O and Pb isotopic evidence for Complex Petrogenetic evolution of silicic lavas in the Los Azufres Volcanic Field, Michoacán, Mexico. EOS68,1520.
- Verma, S.P. and V.H. Aguilar-y-Vargas, 1988. Bulk chemical composition of magmas in the Mexican Volcanic Belt (Mexico) and inapplicability of generalized arc-models. *Chemie der Erde*, in press.
- Whitford, D.J. and I.A. Nicholls, 1976. Potassium variation in

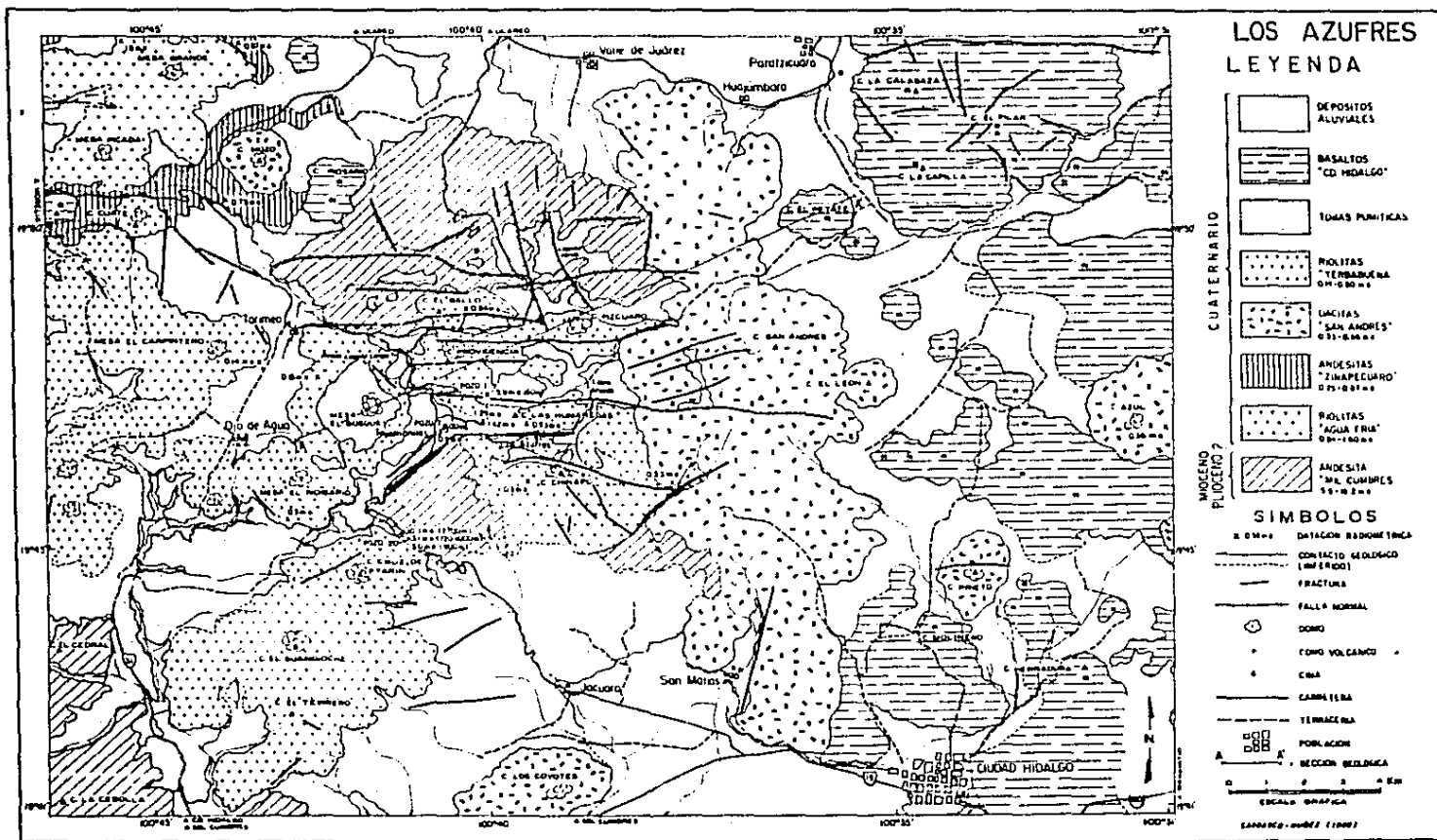
lavas across the Sunda arc in Java and Bali. Johnson (Ed.)
Volcanism in Australasia, Elsevier, 63-75.

Whitford, D.J., I.A. Nicholls y S.R. Taylor, 1979. Spatial
variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the
Sunda arc in Java and Bali. Contrib. Mineral. Petrol. ,
1979, 341-356.

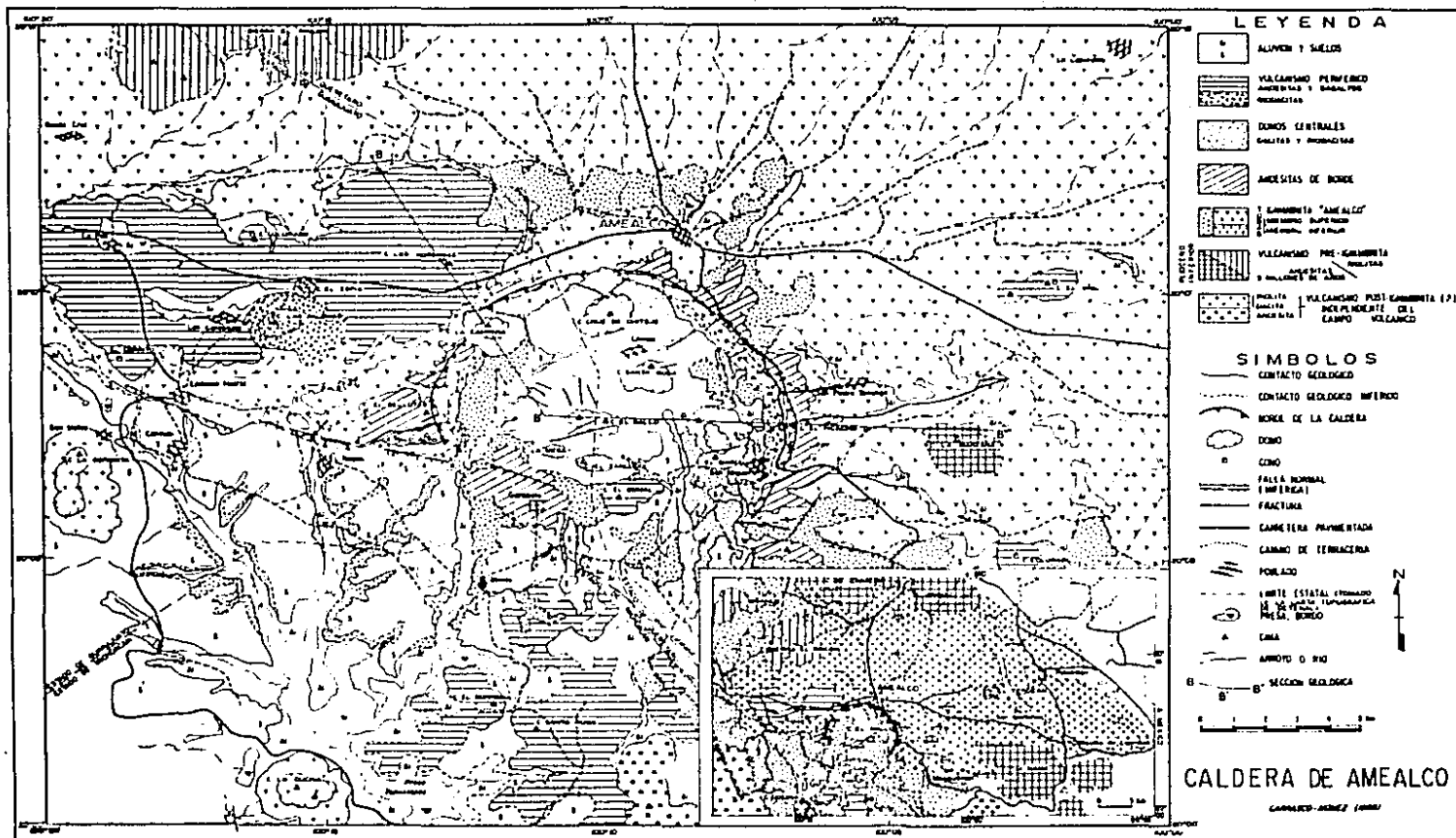
Yañez, C., 1984. Exploración geológica de la Caldera de
Huichapan, Edo. de Hidalgo. Soc. Geol. Mex. Resúmenes VII
Cong. Nal., 171.

Zanettin, B., 1984. Proposed new chemical classification of
volcanic rocks. Episodes, 7, No. 4, 19-20.

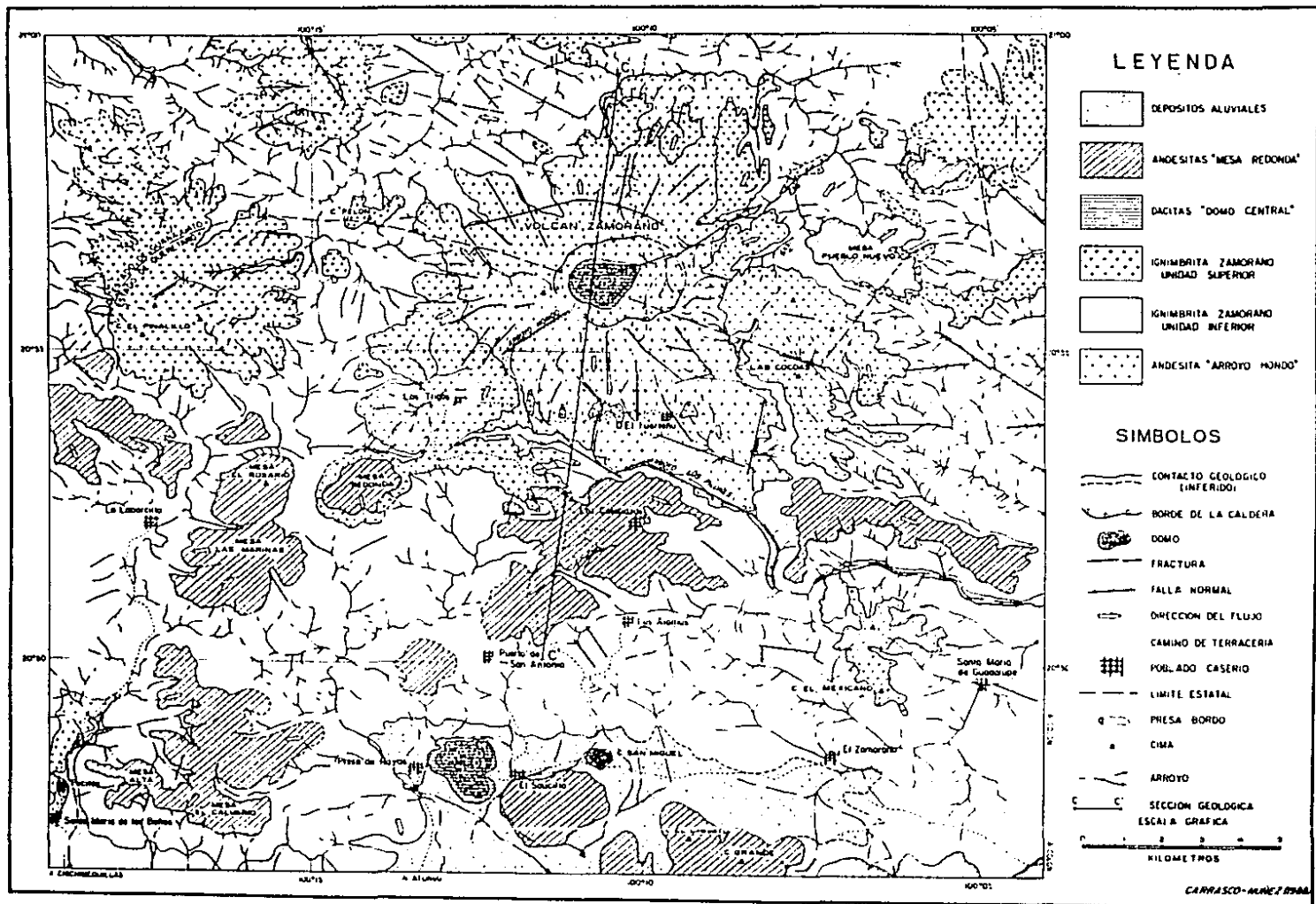
Zoback, M.I. and M. Zoback, 1980. State of stress in the
conterminous United States. J. Geophys. Res. 85, 6113-6156.



Mapa I



Mapa II



Mapa III

TABLA I. DATOS RADIOMETRICOS COMPILADOS DE LA RVAZ.

LOCALIDAD UNIDAD	CLAVE MUESTRA	COORDENADAS LATITUD	COORDENADAS LONGITUD	GEOLÓGICAS	LITOLÓGICA	MATERIAL	METODO	EDAD	REFERENCIAS
EL ORD	SIL-1001	19 34'50"	100 07'20"	ANDESITA	-	-	-	0.011	DEMANT et al. (1975)
TUXPAN	452	19 32'00"	100 23'50"	RIODACITA	ROCA TOTAL	K/Ar	0.05=0.03		DEMANT et al. (1975)
AZ*RY*	S/N 1	19 48'05"	100 43'15"	RIOCLITA	VIDRIO	K/Ar	0.14=0.02		DOBSON (1984)
AZ*RY*	62.52	19 47'41"	100 42'27"	RIOCLITA	BIGTITA	K/Ar	0.15=0.05		DOBSON (1984)
AZ*RY*	S/N 2	19 45'32"	100 42'52"	RIODACITA	BIGTITA	K/Ar	0.30=0.07		DOBSON (1984)
AZ*DSA*	82.24	19 46'38"	100 37'30"	RIODACITA	PLAGIOCLASA	K/Ar	0.33=0.07		DOBSON (1984)
AZ*DSA*	455	19 47'30"	100 29'10"	DACITA	ROCA TOTAL	K/Ar	0.36=0.06		DEMANT et al. (1975)
AZ*AZ*	MEX-211	19 50'26"	100 43'45"	BAS-AND	-	K/Ar	0.75=0.15		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
AZ*RAF*	S/N 3	19 48'46"	100 40'22"	RIOCLITA	VIDRIO	K/Ar	0.84=0.02		DOBSON (1984)
AZ*AZ*	MEX-219	19 53'38"	100 44'55"	BAS-AND	-	K/Ar	0.67=0.17		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
AZ*AZ*	A7 (500g)	19 46'45"	100 40'45"	DIAE. BAS	-	K/Ar	0.90=0.01		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980b)
AZ*RAF*	82.64	19 46'58"	100 39'46"	RIOCLITA	ROCA TOTAL	K/Ar	0.93=0.04		DOBSON (1984)
AZ*RAF*	82.38	19 49'48"	100 38'11"	-	ROCA TOTAL	K/Ar	1.03=0.20		DOBSON (1984)
ZIN*RAF*	AR-2	19 51'05"	100 47'05"	RIOCLITA	-	K/Ar	1.14=0.04		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
ZIN*RAF*	AR-4	19 53'45"	100 51'25"	RIOCLITA	-	K/Ar	1.19=0.09		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
ZIN*RAF*	AR-3	19 51'45"	100 50'50"	RIOCLITA	-	K/Ar	1.21=0.04		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
AZ*RAF*	EN-9	19 47'00"	100 40'00"	OBSDIANA	-	TR. FIS	1.29=0.4		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980b)
AZ*RAF*	EN-8	19 47'00"	100 40'00"	OBSDIANA	-	TR. FIS	1.42=0.48		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980b)
ZIN*RAF*	AR-1	19 50'45"	100 50'08"	RIOCLITA	-	K/Ar	1.53=0.13		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
ZIN*RAF*	AR-5	19 51'35"	100 47'50"	-	-	K/Ar	1.54=0.15		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
UCA*RAF*	MEX-219'	19 54'50"	100 44'00"	-	-	K/Ar	1.57=0.57		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
UCA*RAF*	443	19 53'40"	100 45'30"	RIOCLITA	ROCA TOTAL	K/Ar	1.6=0.15		DEMANT et al. (1975)
UCA*RAF*	6N-10	Ucareo, Mich.	-	OBSDIANA	-	TR. FIS	1.6=0.17		GUTIERREZ Y LOPEZ (1983) en VENEGAS et al. (1985)
CELAYA	HA-555	20 29'50"	100 59'53"	ANDESITA	ROCA TOTAL	K/Ar	2.78		HASENAGA (1984)
AMEALCO	S-121	20 09'00"	100 03'00"	TOBA	PLAGIOCLASA	K/Ar	3.0=1.		archivo IMP
AZ*AMC*	(a 720g)	19 45'23"	100 41'10"	-	ROCA TOTAL	K/Ar	3.1=0.2		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980b)
AZ*AMC*	(a 900g)	19 46'47"	100 40'00"	-	ROCA TOTAL	K/Ar	5.0=0.4		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980b)
AMEALCO	IMP-1	Carr. Amalco-Aculco (Dro)	-	ANDESITA	-	K/Ar	5.0		SANCHEZ-RUSIO (1983)
AZ*AMC*	COM-13	19 47'29"	100 39'59"	ANDESITA	-	-	5.0		COMBÉDET (1983)
AZ*AMC*	A1 (180g)	19 47'29"	100 40'00"	ANDESITA	ROCA TOTAL	K/Ar	5.9=0.6		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980)
CELAYA	S-122	20 25'00"	100 40'00"	VID. RIOCL.	PLAGIOCLASA	K/Ar	7.0		archivo IMP
LC*AMC*	S-94	19 59'00"	100 59'00"	ANDESITA	ROCA TOTAL	K/Ar	8.0		archivo IMP
PD*AMC*	S-123	20 22'20"	100 39'00"	ANDESITA	PLAGIOCLASA	K/Ar	10.1		archivo IMP
AZ*AMC*	A20 (2700g)	19 45'23"	100 41'10"	BASALTO	ROCA TOTAL	K/Ar	10.1=0.6		AUMENTO Y GUTIERREZ (1980b)
TZ*AMC*	LS-23	19 39'10"	100 57'30"	AND. POP	-	K/Ar	13.8=0.7		DEMANT et al. (1975)
TZ*AMC*	IS-23	19 39'00"	100 57'00"	ANDESITA	ROCA TOTAL	K/Ar	14.1=0.7		DEMANT et al. (1975)
MC*AMC*	MEX-215	19 44'36"	100 51'40"	ANDESITA	-	K/Ar	18.2=0.6		(CAMACHO, 1979)

LOCALIDAD: AZ-Azufres; ZIN-Zinapécuaro; UCA-Ucareo; LC-Lago Cuitzeo; PS-Fresa Solis; TZ-Tzitzio; ML-Mil Cumbres.
 UNIDAD: *RY*-Riolita Yerbabuena; *DSA*-Dacita San Andres; *RAF*-Riolita Agua Fria; *AMC*-Andesita Mil Cumbres;
 AZ-Andesita Zinapécuaro.

TABLA II. ANALISIS QUIMICOS DEL CAMPO VOLCANICO DE LOS AZUFRES.

UNIDAD	ROCA	MUESTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	TOTAL
AMC	AND. BAS.	LA-08	49.90	1.61	16.73	4.67	5.84	0.17	5.87	8.25	3.70	1.27	0.45	0.89	0.47	99.82
AMC	AND. BAS.	A9-1705	50.70	1.61	16.86	4.40	4.12	0.17	5.05	6.87	4.14	0.52	0.47	4.31	0.22	99.44
AMC	AND. BAS.	B2-29	54.40	1.77	16.70	9.17	0.00	0.17	3.98	7.56	3.47	1.63	0.32	0.66	0.00	99.83
AMC	ANDESITA	AZ-02	56.38	1.03	15.97	6.96	0.00	0.19	5.42	7.05	3.71	1.63	0.21	0.00	0.54	99.09
AMC	ANDESITA	SIL-388	56.64	1.36	17.69	1.50	5.47	0.14	3.46	6.17	4.22	2.03	0.33	0.93	0.07	100.69
AMC	ANDESITA	LA-06	57.81	0.93	17.23	2.55	3.27	0.09	4.29	6.54	3.57	1.77	0.21	1.00	0.49	99.75
AMC	ANDESITA	AZ-03	58.23	0.53	17.04	6.33	0.09	0.11	3.53	7.12	3.87	1.77	0.11	1.20	0.52	100.36
AMC	ANDESITA	A9-1600	58.73	0.89	16.15	3.51	2.18	0.10	3.18	6.03	3.67	2.11	0.25	2.04	0.26	99.32
AMC	ANDESITA	A9-2359	59.57	0.73	17.31	1.88	2.64	0.11	3.02	5.28	3.27	2.57	0.15	2.97	0.09	99.59
AMC	ANDESITA	A9-1440	60.60	0.76	16.41	3.14	1.90	0.09	2.02	5.93	3.73	1.93	0.16	2.21	0.24	99.14
AMC	ANDESITA	LAS-07	60.19	1.13	17.43	3.08	2.93	0.10	1.55	5.03	4.32	2.35	0.24	0.89	0.57	99.81
AMC	ANDESITA	A9-2288	60.45	0.62	16.67	2.40	2.25	0.10	2.63	4.91	4.04	2.48	0.31	2.22	0.31	99.63
RAF	RIODACITA	LA-04E	69.95	0.39	15.03	2.61	0.33	0.05	0.09	0.57	3.87	4.30	0.00	1.51	0.76	99.45
RAF	RIODACITA	B2-64	70.10	0.36	14.60	3.02	0.00	0.06	0.35	1.06	3.63	4.21	0.05	1.74	0.00	99.42
RAF	RIODACITA	ZIN-04	70.64	0.22	14.16	0.09	1.96	0.07	0.32	0.96	3.61	4.72	0.13	2.15	0.32	99.46
RAF	RIODACITA	B2-48	71.20	0.22	14.10	2.24	0.00	0.05	0.40	1.31	3.86	4.22	0.07	1.11	0.00	99.78
RAF	RIODACITA	B2-70	71.50	0.16	13.70	0.95	0.06	0.04	0.16	0.57	3.14	4.66	0.05	4.55	0.00	99.42
RAF	RIOLITA	B2-50	73.50	0.06	13.50	1.60	0.00	0.05	0.10	0.54	4.39	4.61	0.05	0.26	0.00	98.66
RAF	RIOLITA	ZIN-07	73.85	0.11	13.72	0.00	2.12	0.02	0.15	0.96	3.84	4.31	0.02	0.43	0.22	99.76
RAF	RIOL. VITR	LA-10	74.75	0.09	12.60	0.52	0.65	0.04	0.21	0.37	3.79	4.43	0.00	1.31	0.45	99.19
RAF	RIOL. VITR	LA-03	75.50	0.09	13.26	0.78	0.14	0.02	0.03	0.08	3.53	4.70	0.00	0.97	0.33	99.45
RAF	RIOLITA	SIL-443	76.14	0.18	12.92	0.22	0.74	0.03	0.08	0.64	4.36	4.55	0.01	0.48	0.01	100.36
RAF	RIOLITA	B2-38	76.20	0.05	12.70	1.01	0.00	0.03	0.16	0.34	3.62	4.55	0.05	0.89	0.00	99.54
AZ	ANDESITA	HA-546	52.58	1.65	18.08	6.19	2.62	0.14	5.23	8.15	4.13	1.29	0.48	0.00	0.00	100.54
AZ	ANDESITA	SIL-471	52.77	1.22	16.80	1.23	7.47	0.14	7.01	7.81	3.31	1.22	0.30	0.22	0.18	99.68
AZ	ANDESITA	AZ-04	54.13	1.52	16.81	0.00	8.61	0.23	4.89	7.98	3.56	1.53	0.51	0.71	0.16	100.64
AZ	ANDESITA	DM-391	55.02	0.90	15.62	2.91	5.00	0.13	6.44	6.81	3.85	1.97	0.34	0.11	0.03	99.64
AZ	ANDESITA	SIL-393	55.23	1.49	17.88	1.50	6.79	0.19	3.56	6.51	4.35	2.18	0.30	0.23	0.07	100.28
AZ	ANDESITA	SIL-442	58.36	1.12	16.26	1.41	3.69	0.07	3.59	5.79	3.72	2.12	0.22	0.92	0.16	99.63
AZ	ANDESITA	AZ-05	58.56	0.73	18.21	0.00	5.75	0.05	2.70	5.93	4.36	1.62	0.33	0.62	0.28	99.14
DSA	DACITA	AZ-09	64.96	0.85	14.61	0.00	4.03	0.05	2.13	4.32	3.98	3.15	0.20	0.82	0.25	99.35
DSA	DACITA	SIL-943	65.77	0.79	14.50	1.50	2.57	0.07	1.97	3.97	4.12	3.01	0.17	0.93	0.13	99.50
DSA	DACITA	SIL-968	66.11	0.67	15.17	1.50	2.47	0.06	1.47	3.48	4.29	2.95	0.16	0.48	0.33	99.14
DSA	DACITA	LA-01	66.30	0.55	16.24	1.40	2.23	0.07	1.32	3.30	4.02	3.27	0.08	0.74	0.34	99.86
DSA	DACITA	AZ-12	67.40	0.58	14.87	0.00	3.23	0.08	1.13	2.94	4.02	4.15	0.14	1.52	0.12	100.18
DSA	DACITA	SIL-455	67.59	0.67	15.06	0.31	2.66	0.06	0.98	2.81	3.69	3.66	0.12	1.86	0.16	100.05
DSA	RIODACITA	B2-24	69.40	0.43	14.90	3.33	0.00	0.07	0.76	2.39	3.97	3.55	0.11	0.35	0.00	99.30
DSA	RIODACITA	LA-02	71.70	0.65	12.19	1.04	0.00	0.08	0.03	0.07	3.30	4.45	0.11	3.58	2.73	99.93
RY	RIOL. FLUI	A-B0-5	72.80	0.05	12.20	1.02	0.00	0.04	0.10	0.36	2.07	5.93	0.05	4.87	0.00	99.51
RY	RIOL. FLUI	B2-52	72.90	0.07	12.40	1.25	0.00	0.04	0.16	0.53	3.32	4.29	0.05	4.07	0.00	99.07
RY	RIOL. FLUI	DM-389	73.67	0.11	12.71	0.71	0.49	0.02	0.17	0.63	3.87	4.35	0.05	2.51	0.33	99.62
RY	RIOL. FLUI	B2-74	74.70	0.08	12.56	1.17	0.00	0.04	0.13	0.52	3.44	4.74	0.05	2.02	0.00	99.35
RY	RIOL. FLUISIL	447	74.71	0.30	12.78	0.19	0.97	0.04	0.33	0.66	3.97	4.89	0.01	1.69	0.16	100.70
RY	RIOL. FLUI	ZIN-05	74.72	0.05	12.15	0.00	2.86	0.02	0.40	1.27	3.72	4.71	0.04	0.40	0.10	100.44
RY	RIOL. FLUI	ZIN-03	75.32	0.08	12.20	0.00	2.57	0.05	0.23	0.90	3.74	4.73	0.05	0.18	0.38	100.46
BCH	BAS. VES.	AZ-06	49.63	1.51	17.62	0.00	5.29	0.19	5.82	6.96	3.71	1.63	0.30	0.85	0.22	99.78
BCH	BAS. VES.	HA-550	51.88	0.76	18.19	1.57	5.09	0.12	6.73	9.84	3.08	0.64	0.11	0.00	0.00	98.19
BCH	BAS. VES.	AZ-07	51.95	1.21	17.41	0.00	5.37	0.21	5.72	8.87	3.79	1.33	0.02	0.54	0.12	100.41
BCH	ANDESITA	SIL-396	53.18	1.90	16.43	1.50	8.93	0.13	2.44	7.07	4.80	2.00	0.28	1.07	0.39	100.10
BCH	ANDESITA	DM-396	53.72	1.27	17.34	4.16	5.52	0.13	3.39	7.13	4.22	1.91	0.41	0.55	0.18	99.97
BCH	ANDESITA	AZ-10	54.31	1.35	16.20	0.00	9.33	0.12	4.22	7.03	4.74	2.05	0.23	0.42	0.25	100.25
BCH	ANDESITA	AZ-11	56.88	1.21	17.10	0.00	7.37	0.08	3.36	6.82	4.02	2.13	0.15	0.74	0.29	100.16

FRECUENCIA DE LOS ANALISIS: Claves LA, LAS Y A9 - Catherineau et al. (1967); B2 - Dobson (1934); DM - Deant (1961); SIL y A-B0 - Silva (1979); HA - Hasenaka y Caracrael (1985); AZ y ZIN - Este trabajo.

TABLA III. ANALISIS QUIMICOS DE LA CALDERA DE AMEALCO

U#	ROCA	MUESTRA	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-
1	A	CAM-22	59.11	1.07	17.38	6.29	0.00	0.11	3.55	6.81	5.00	1.46	0.26	0.22	0.28
1	A	CAM-10	59.26	1.41	16.42	5.72	0.00	0.09	3.86	5.60	4.30	1.65	0.10	0.34	0.25
2	B	CAM-43	51.47	1.46	17.26	6.33	0.00	0.00	4.03	11.95	5.08	1.48	0.00	0.85	0.03
2	I	CAM-02	61.50	0.86	16.90	5.88	0.00	0.10	1.35	3.53	4.61	3.15	0.00	0.19	1.81
2	P	CAM-35b1	57.29	1.33	11.28	6.33	0.00	0.00	2.84	7.42	3.31	1.47	0.00	5.76	3.04
2	I	CAM-41	59.36	1.07	13.96	6.40	0.00	0.00	2.33	7.57	4.26	2.82	0.00	1.66	0.46
2	P	CAM-35a1	59.49	1.20	12.41	6.22	0.00	0.00	3.07	6.73	2.40	2.09	0.00	5.57	1.70
2	I	CAM-35a2	60.63	1.27	13.03	5.67	0.00	0.00	2.28	8.02	4.17	2.38	0.00	1.81	0.51
2	I	CAM-42	61.16	0.77	15.91	4.21	0.00	0.00	2.25	7.93	4.10	2.53	0.00	1.16	0.29
2	P	CAM-12	63.01	1.20	15.10	6.23	0.00	0.12	3.42	3.77	3.81	2.32	0.10	1.94	0.25
3	(A)I	SR4676	61.10	0.82	16.99	3.26	2.02	0.09	1.08	3.15	4.36	3.50	0.22	2.35	0.37
3	I	CAM-34	62.28	0.85	15.92	4.57	0.00	0.00	2.23	7.15	4.10	2.60	0.00	0.93	0.49
3	I	CAM-40	62.53	0.72	14.80	4.02	0.00	0.00	2.05	6.46	3.91	3.31	0.00	1.63	0.42
3	I	CAM-24	63.36	0.78	14.33	4.39	0.00	0.00	2.00	6.45	4.48	2.78	0.00	0.80	0.53
3	I	CAM-01	63.43	0.66	15.80	4.73	0.00	0.13	0.81	2.02	4.41	4.31	0.10	0.34	2.29
3	(D)I	SR19177	64.66	0.94	14.59	2.63	3.29	0.10	1.20	3.63	4.32	3.05	0.31	0.79	0.10
3	(V)I	CAM-13	55.09	0.85	15.72	4.25	0.00	0.00	2.17	2.14	4.60	3.97	0.00	0.00	0.00
3	I	CAM-50	71.87	0.12	12.52	1.42	0.00	0.00	1.54	1.12	3.56	4.19	0.00	2.99	0.29
3	(V)I	SR877	72.74	0.10	12.62	0.61	0.75	0.04	0.57	0.00	3.70	4.69	0.05	2.77	0.17
4	A	SR8277	56.63	1.10	17.85	1.67	4.45	0.14	3.44	7.65	4.10	1.70	0.27	0.28	0.46
4	A	SR2677	57.70	0.67	18.49	1.99	3.02	0.10	2.18	7.60	4.05	2.60	0.30	1.12	0.14
4	A	CAM-04	60.02	1.47	16.99	5.26	0.00	0.12	3.27	4.60	4.63	3.19	0.10	0.28	0.95
4	A	SR13077	60.88	0.93	16.78	2.33	4.25	0.12	1.01	4.16	5.10	3.30	0.33	0.67	0.49
4	A	SR4677	61.12	1.16	16.63	0.88	5.90	0.13	1.05	4.79	4.58	2.35	0.56	0.50	0.05
4	A	SR22077	62.75	1.13	16.00	1.18	4.90	0.13	1.12	4.22	5.10	2.23	0.45	1.03	0.01
4	A	SR4477	63.27	1.15	15.07	4.04	2.62	0.13	0.83	3.43	5.20	2.70	0.33	0.51	0.74
5	D	SR2877	62.54	0.76	16.68	1.92	3.01	0.06	1.50	4.18	4.30	3.25	0.24	1.30	0.72
5	V	CAM-47	63.26	0.50	15.45	3.21	0.00	0.00	1.73	5.36	4.24	3.20	0.00	2.49	0.15
5	D	SR7177	63.43	0.77	16.40	1.71	3.15	0.10	0.99	4.60	4.30	3.10	0.20	1.06	0.30
5	Rd	CAM-07	69.68	0.38	16.22	3.20	0.00	0.08	1.35	0.98	3.85	5.33	0.10	0.20	0.25
5	Pc	CAM-03	68.71	0.34	15.46	2.76	0.00	0.06	1.27	1.11	4.75	5.15	0.10	0.22	1.25
5	Rc	SR2977	68.77	0.34	15.29	1.41	1.55	0.03	0.46	2.04	4.16	4.50	0.11	1.37	0.34
5	Rd	CAM-06	72.68	0.26	14.20	2.41	0.00	0.07	0.46	1.38	4.80	3.75	0.08	0.15	0.21
6	B	SR7977	51.91	1.60	17.76	1.85	6.35	0.16	4.48	9.08	4.10	0.90	0.36	0.06	0.14
6	B	CAM-48	51.93	1.68	18.01	8.05	0.00	0.00	4.94	7.45	5.34	0.88	0.00	0.41	0.50
6	B	CAM-33	52.87	1.58	18.00	6.99	0.00	0.00	3.91	11.82	3.85	1.25	0.00	0.02	0.08
6	Ab	SR4077	54.12	1.60	17.44	2.92	5.22	0.10	3.84	8.32	3.95	1.50	0.36	0.55	0.42
6	Ab	CAM-16	54.22	1.28	20.80	2.04	5.46	0.10	3.56	5.63	3.00	0.90	0.20	0.55	0.60
6	Ab	SR25277	54.83	1.14	16.85	3.01	4.59	0.13	4.12	9.43	3.47	0.90	0.21	0.64	0.43
6	A	SR19777	56.00	1.76	16.21	3.50	5.62	0.14	3.11	7.08	3.60	1.04	0.37	1.00	0.28
6	A	SR10677	56.59	1.34	17.49	1.66	5.33	0.15	3.48	7.59	4.20	1.30	0.28	0.25	0.24
6	A	SR18677	56.71	1.45	18.76	1.14	4.54	0.11	3.16	6.76	4.60	1.26	0.28	0.80	0.02
6	A	SR20777	57.61	1.27	16.02	2.94	4.50	0.14	3.90	7.34	3.67	1.57	0.38	0.71	0.16
6	A	CAM-21	59.26	1.22	17.16	4.69	0.00	0.08	4.57	6.55	4.00	1.54	0.10	0.30	0.50
6	A	SR19777	60.35	1.27	15.49	2.84	4.74	0.11	2.15	5.72	3.86	1.80	0.34	0.93	0.28
6	A	SR17877	60.64	1.02	16.49	2.93	2.89	0.08	2.10	6.30	4.25	1.85	0.25	1.21	0.46
6	D	SR26377	62.79	0.68	15.54	2.68	2.06	0.05	1.56	1.56	3.81	4.65	0.25	3.02	0.49
6	Rd	CAM-29	71.42	0.20	15.88	1.79	0.00	0.00	1.30	1.96	3.92	3.55	0.00	0.65	0.23

CLAVE: ROCA: A-Andesita, B-Basalto, I-Ignibrita sin litico, V-vidrio, D-Dacita, Rc-Riodacita, P-Pozos.
 Al-Andesita Basaltica

PROCEDECENCIA DE LAS MUESTRAS: SR- Sanchez-Rubio (1983); CAM- Este trabajo. U#-UNIDADES: 1-Actividad preignibrita, 2-Ignibrita Superior, 3-Ignibrita Inferior, 4-Andesita de Borde, 5-Domas Centrales, 6-Vulcanismo Periferico.

TABLA IV. ANALISIS QUIMICOS DEL VOLCAN ZAMORANO.

UNIDAD	ROCA	MUESTRA	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	H2O+	H2O-	TOTAL
AAH	ANDESITA	ZA-24	59.65	1.04	16.96	3.75	0.00	0.00	2.73	9.80	3.65	1.78	0.00	1.10	0.01	100.47
AAH	ANDESITA	ZA-08	62.10	0.83	16.49	4.70	0.00	0.09	2.53	5.36	1.20	2.03	0.05	1.26	0.49	99.13
AAH	ANDESITA	ZA-02	63.80	0.98	16.07	4.61	0.00	0.09	2.45	5.27	3.60	1.83	0.30	0.26	0.73	99.99
I2I	IG RIDL	ZA-16	70.13	0.23	16.42	2.29	0.00	0.00	1.64	1.66	1.60	3.88	0.00	1.46	0.24	99.55
I2I	IG RIDL	ZA-30A	72.54	0.19	15.62	1.42	0.00	0.00	1.84	1.73	1.10	4.55	0.00	0.66	0.74	100.41
I2I	IG RIDL	ZA-23	74.08	0.01	14.50	1.19	0.00	0.00	1.63	0.80	1.30	4.10	0.00	1.74	1.01	100.36
I2I	IG RIDL	ZA-14	75.21	0.10	14.90	1.08	0.00	0.00	1.47	1.42	0.80	4.36	0.00	0.84	0.22	100.42
I2I	POMEI	ZA-31*	65.71	0.21	16.75	1.99	0.00	0.00	1.84	2.30	1.40	4.12	0.00	4.39	1.49	100.23
I2S	IG RIDL	ZA-31'	73.28	0.05	12.55	1.01	0.00	0.00	1.23	1.28	3.10	4.22	0.00	3.71	0.50	100.93
I2S	IG RIDL	ZA-21	74.24	0.06	15.27	1.03	0.00	0.00	1.50	1.00	2.50	4.24	0.00	0.72	0.38	100.96
I2S	IG RIDL	ZA-04	75.16	0.12	12.98	1.59	0.65	0.01	0.56	0.43	2.10	4.55	0.14	1.04	0.47	99.80
I2S	IG RIDL	ZA-20	75.35	0.06	14.99	1.02	0.00	0.00	1.34	0.75	2.70	4.55	0.00	0.14	0.10	101.04
I2S	IG RIDL	ZA-01	75.90	0.24	13.64	2.16	0.00	0.05	0.38	0.95	1.75	4.06	0.00	0.68	0.91	100.72
I2S	IG RIDL	ZA-03	76.94	0.08	11.28	1.39	0.00	0.06	0.14	0.41	2.50	4.83	0.08	0.44	1.15	99.32
DDC	DACITA	ZA-10	63.01	0.89	17.40	3.19	0.00	0.08	3.42	5.00	3.10	2.12	0.00	0.71	0.44	99.36
DDC	AND-DAC	ZA-67	64.60	0.90	19.23	4.45	0.00	0.09	2.00	4.77	1.66	1.75	0.10	0.57	0.33	99.48
AMR	AND BAS	ZA-22	56.99	0.90	18.28	4.23	0.00	0.00	2.99	10.82	3.35	1.70	0.00	0.60	0.36	100.22

UNIDAD: AAH-Andesita Arroyo Hondo, I2I-Ignimbrita Zamorano Inferior, I2S-Ignimbrita Zamorano Superior, DDC-Dacita Doma Central, AMR- Andesita Mesa Redonda.

TABLA V.- LOCALIZACION DE LAS MUESTRAS COMPILADAS QUE PRESENTAN ANALISIS QUIMICO

CLAVE MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS LONGITUD	LATITUD	CLAVE MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS LONGITUD	LATITUD	CLAVE MUESTRA	COORDENADAS LONGITUD
SIL-25	100 56'48"	19 36'52"	COM-9	100 39'59"	19 47'29"	16A-1	100 26'30"
SIL-390	100 53'00"	19 38'00"	COM-13	100 39'59"	19 47'29"	HA-631	100 27'05"
SIL-7	100 45'20"	19 35'00"	MA-43	100 31'15"	19 39'45"	16A-2	100 20'10"
SIL-24	100 42'17"	19 36'23"	SIL-387	100 30'34"	19 38'16"	16A-7	100 28'00"
SIL-398	100 51'57"	19 40'52"	MA-38	100 28'33"	19 36'10"	16A-9	100 21'30"
SIL-22	100 55'08"	19 39'57"	SIL-944	100 28'33"	19 35'00"	16A-10	100 21'30"
SIL-397	100 46'48"	19 37'03"	MA-1E	100 28'55"	19 34'16"	SAL-22	100 42'39"
SIL-338	100 49'28"	19 39'57"	SIL-388	100 41'15"	19 45'21"	16A-11	100 21'30"
SIL-399	100 57'27"	19 39'31"	MA-45	100 36'55"	19 38'19"	HA-554	100 56'32"
SIL-23	100 58'51"	19 39'15"	MA-42	100 28'29"	19 39'58"	16A-16	100 27'00"
DM-36A	100 27'10"	19 47'00"	SIL-1001	100 07'20"	19 34'56"	HA-553	100 57'47"
SIL-396	100 27'10"	19 47'00"	DM-378	100 18'45"	19 47'00"	SAL-13	100 28'00"
HA-549A	100 57'57"	19 45'10"	DM-380	100 18'43"	19 55'12"	16A-17	100 27'00"
B2.29	100 34'03"	19 42'09"	DM-383	100 10'55"	19 51'19"	16A-18	100 25'36"
SIL-442	100 52'45"	19 48'21"	SIL-379	100 26'17"	19 48'17"	HA-640A	100 39'08"
DM-387	100 28'19"	19 32'42"	SIL-467	100 14'00"	19 59'08"	16A-B	100 26'00"
HA-550	100 42'48"	19 52'46"	MA-57	100 01'57"	19 30'54"	16A-E	100 22'00"
MA-55	100 24'18"	19 34'47"	SIL-471	100 27'34"	19 56'30"	HA-555	100 59'53"
DM-391	100 48'43"	19 48'45"	SIL-383	100 10'55"	19 51'19"	HA-555D	100 59'53"
MA-22	100 29'05"	19 31'34"	SIL-391	100 13'57"	19 55'20"	SIL-611	100 44'11"
MA-55B	100 24'18"	19 34'47"	SIL-380	100 18'43"	19 55'12"	16A-13	100 35'00"
SIL-337	100 28'19"	19 32'42"	DM-381	100 13'57"	19 55'20"	16A-12	100 26'00"
SIL-394	100 48'43"	19 48'45"	SIL-382	100 09'54"	19 54'18"	DM-46E	100 11'15"
B2.71	100 42'47"	19 43'13"	SIL-378	100 18'45"	19 47'00"	SIL-679	100 45'49"
B2.52	100 42'27"	19 47'41"	DM-382	100 09'54"	19 54'18"	16A-14	100 36'30"
DM-389	100 41'16"	19 47'00"	SIL-463	100 00'56"	19 51'50"	SR4676	100 09'40"
A-80.5	100 44'37"	19 42'25"	HA-551B	100 50'30"	20 05'09"	SR877	99 55'00"
B2.19A	100 40'20"	19 44'43"	HA-648B	100 48'38"	20 06'37"	SR2677	100 11'15"
A-80.7	100 44'57"	19 42'54"	SIL-955	100 23'16"	19 55'39"	SR2877	100 10'30"
SIL-389	100 41'16"	19 47'00"	SIL-980B	100 44'22"	19 59'21"	SR2977	100 10'15"
SIL-943	100 35'58"	19 43'21"	HA-552	100 53'41"	20 10'50"	SR4077	100 03'50"
SIL-447	100 43'03"	19 42'10"	SIL-794	100 43'04"	20 00'33"	SR4477	100 09'45"
B2.34	100 36'18"	19 47'32"	MA-75	100 14'00"	19 45'36"	SR4677	100 08'00"
B2.24	100 37'18"	19 46'02"	SIL-384	100 09'00"	19 47'00"	SR7177	100 09'45"
SIL-968	100 37'00"	19 52'10"	SIL-461	100 07'00"	19 46'00"	SR7977	100 07'15"
SIL-455	100 29'07"	19 47'16"	SIL-376	100 01'00"	19 48'00"	SR5277	100 06'45"
SIL-452	100 24'24"	19 39'24"	SIL-385	100 08'00"	19 49'00"	SR10677	100 12'00"
HA-547	100 59'59"	19 53'46"	SIL-377	100 08'00"	19 48'00"	SR13077	100 12'50"
B2.64	100 39'29"	19 47'07"	SIL-1004	100 01'30"	19 53'44"	SR17877	100 07'00"
B2.7	100 39'52"	19 47'13"	SIL-964	100 31'38"	19 59'00"	SR18677	100 18'30"
B2.48	100 38'53"	19 45'16"	16A-15	100 37'30"	20 02'00"	SR19177	100 17'46"
B2.38	100 38'58"	19 45'33"	MA-68	100 13'19"	19 35'57"	SR19777	100 17'40"
B2.5	100 39'26"	19 46'21"	SIL-999	100 10'42"	19 39'21"	SR19977	100 16'10"
HA-543	100 51'37"	19 51'27"	16A-4	100 23'00"	20 07'36"	SR20777	100 09'45"
SIL-392	100 51'45"	19 52'49"	16A-5	100 36'20"	20 12'00"	SR22077	100 10'15"
SIL-443	100 45'41"	19 53'40"	16A-19	100 22'30"	20 01'00"	SR25277	100 03'20"
SIL-393	100 43'50"	19 53'49"	16A-20	100 37'00"	20 14'00"	SR26377	100 01'25"
COM-7	100 39'59"	19 47'29"	16A-3	100 27'00"	20 07'00"		

TABLA VI .- LOCALIZACION DE LAS MUESTRAS QUE PRESENTAN ANALISIS QUIMICO EN ESTE TRABAJO

CLAVE MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS LONGITUD	COORDENADAS GEOGRAFICAS LATITUD	CLAVE MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS LONGITUD	COORDENADAS GEOGRAFICAS LATITUD	CLAVE MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS LONGITUD	COORDENADAS GEOGRAFICAS LATITUD
CAM-01	100 07'05"	20 20'30"	ZA-04	100 13'15"	20 53'35"	PUR-02	100 27'10"	20 07'10"
CAM-02	100 09'25"	20 10'20"	ZA-07	100 10'50"	20 55'50"	SF-01	100 28'30"	19 38'05"
CAM-03	100 09'15"	20 09'25"	ZA-08	100 11'25"	20 55'25"	SF-02	100 27'45"	19 36'20"
CAM-04	100 06'50"	20 08'10"	ZA-10	100 10'45"	20 48'25"	TU-01	100 28'30"	19 32'15"
CAM-06	100 09'50"	20 10'10"	ZA-14	100 10'40"	20 49'00"	GA-01	100 03'00"	20 40'45"
CAM-07	100 09'45"	20 10'15"	ZA-16	100 10'50"	20 49'20"	CR-02	100 16'10"	20 21'00"
CAM-09	100 10'20"	20 08'50"	ZA-20	100 11'40"	20 53'05"	CA-01	100 17'30"	20 20'20"
CAM-10	100 12'45"	20 06'40"	ZA-21	100 13'15"	20 53'10"	LS-01	100 15'05"	20 16'05"
CAM-12	100 18'05"	20 02'00"	ZA-22	100 13'35"	20 52'50"	COT-01	100 09'55"	20 23'40"
CAM-13	100 17'45"	20 08'05"	ZA-23	100 13'25"	20 53'00"	DF-01	100 23'30"	20 18'05"
CAM-16	100 11'50"	20 10'25"	ZA-26	100 11'05"	20 56'20"	ZIN-01	100 49'15"	19 53'45"
CAM-21	100 09'35"	20 06'00"	ZA-29	100 21'30"	20 46'50"	ZIN-02	100 47'10"	19 52'00"
CAM-22	100 04'00"	20 06'55"	ZA-30	100 18'50"	20 48'55"	ZIN-03	100 47'55"	19 48'00"
CAM-24	100 11'20"	20 18'40"	ZA-31	100 11'05"	20 53'00"	ZIN-04	100 45'00"	19 53'40"
CAM-29	100 15'10"	20 10'05"	JUR-02	100 28'30"	20 41'30"	ZIN-07	100 46'10"	19 51'25"
CAM-33	100 14'45"	20 09'55"	ORD-01	100 23'05"	20 33'10"	A2-01	100 42'00"	19 45'50"
CAM-34	100 17'55"	20 08'10"	ORD-03	100 17'45"	20 32'55"	A2-02	100 42'00"	19 48'40"
CAM-35	100 18'05"	20 08'00"	ORD-04	100 18'55"	20 28'35"	A2-03	100 42'50"	19 49'30"
CAM-40	100 17'45"	20 08'00"	ORD-05	100 23'00"	20 37'15"	A2-04	100 43'50"	19 50'40"
CAM-41	100 17'55"	20 08'05"	ORD-06	100 22'10"	20 44'25"	A2-05	100 41'50"	19 45'10"
CAM-42	100 15'30"	20 07'20"	TLA-02	100 17'30"	19 52'05"	A2-06	100 48'00"	19 42'00"
CAM-43	100 15'50"	20 07'35"	TLA-03	100 20'05"	19 54'10"	A2-07	100 46'30"	19 50'20"
CAM-47	100 12'10"	20 09'20"	TLA-04	100 22'35"	19 55'45"	A2-09	100 37'10"	19 47'30"
CAM-48	100 07'15"	20 07'30"	TLA-05	100 09'50"	19 58'55"	A2-10	100 32'40"	19 49'40"
CAM-50	99 57'00"	20 10'05"	TLA-07	100 10'05"	20 00'45"	A2-11	100 31'15"	19 49'35"
ZA-01	100 11'45"	20 53'00"	TLA-08	100 13'50"	19 59'50"	A2-12	100 33'05"	19 45'00"
ZA-02	100 11'50"	20 54'20"	TLA-09	100 14'35"	20 00'45"	A2-13	100 40'00"	19 45'30"
ZA-03	100 12'00"	20 54'10"	PUR-01	100 28'50"	20 05'30"			