

Geofís. Int., Vol. 28-5, 1989, pp. 975-991

Spec. Vol.: Dynamics and Evolution of the Lithosphere, Part 2.

*AMBIENTE TECTONICO DE LA REGION VOLCANICA
LOS AZUFRES, MICH. - ZAMORANO, QRO.*

G. CARRASCO-NUÑEZ*

(Recibido: 10 de febrero, 1989)

(Aceptado: 28 de Julio, 1989)

RESUMEN

La región volcánica Los Azufres, Mich. - Zamorano, Qro., situada en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano, está dominada por al menos tres sistemas principales de fracturamiento que siguen las orientaciones NW 5 - 25°, NE 65° y E-W. El primero afecta preferentemente a rocas miocénicas y pliocénicas, a diferencia de los otros dos, que afectan además a rocas de edad cuaternaria. El sistema NE es el dominante en la región, mientras que el E-W coincide con la orientación del esfuerzo horizontal máximo, que se determinó con base en la disposición de los conos cineríticos y los sistemas de fallas de tipo normal que se presentan particularmente en la porción meridional de la región. Se estimaron también los esfuerzos locales de algunos volcanes pliocénicos, coincidiendo sus orientaciones en la dirección NW, con variaciones de 10 a 50°. La orientación del esfuerzo horizontal máximo (E-W) podría sugerir que la región estuvo sometida a un régimen tectónico de tipo extensional durante el Cuaternario.

ABSTRACT

The Azufres, Mich. - Zamorano, Qro. volcanic field is located in the central part of the Transmexican Volcanic Belt. Three fracture systems were observed in the area, one oriented NW 5 - 25° affecting only miocenic and pliocenic rocks; the others, NE 65° and E-W, affect the Quaternary rocks also. The NE system is predominant, but the E-W system is coincidentally oriented on the direction of the maximum horizontal stress, as determined by the cinder cone alignments and the normal faults distribution found in the southern volcanic field. The direction of the local stress of some pliocenic volcanoes was estimated to be NW (10 to 50°). The current orientation of the maximum horizontal stress (E-W) could suggest that the tectonic regime of the volcanic region during the Quaternary time was distensive.

* *Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, U.N.A.M., Cd. Universitaria, Coyoacán, 04510, México, D. F., MEXICO.*

INTRODUCCION

La distribución irregular del volcanismo que se presenta en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), así como la particular disposición de los principales sistemas estructurales que lo afectan, han permitido a algunos autores (Demant, 1978; Nixon, 1982; Pasquaré *et al.*, 1987) dividir esta provincia en varios sectores. Independientemente de las divisiones que se propongan para el CVT, es necesario indicar que sus características son una respuesta al régimen tectónico que lo ha afectado.

En la parte central del CVT, justamente en donde confluyen dos importantes patrones estructurales, se realiza un análisis sencillo de las relaciones que pueden establecerse entre el volcanismo generado dentro de la región volcánica de los Azufres-Zamorano (RVAZ) y su ambiente tectónico.

La región comprende una amplia zona que atraviesa el eje del CVT y pasa por algunas partes de los estados de Michoacán, Guanajuato, Querétaro y México (figura 1). El volcanismo es muy heterogéneo y está representado desde el Mioceno hasta el Cuaternario, a través de numerosas estructuras, tales como: conos cineríticos, domos, volcanes monogenéticos, estratovolcanes y calderas, cuya distribución es aleatoria, como se puede apreciar en el mapa geológico de la región (figura 1). La composición de sus productos es muy variada, abarcando desde basaltos hasta riolitas.

Para observar las características estructurales y volcánicas que permitieron inferir el campo de esfuerzos imperante en la zona en estudio fue indispensable realizar una interpretación detallada de imágenes de satélite ERTS y LANDSAT en escalas 1:500 000 y 1:250 000, impresas unas en color y otras en blanco y negro. Los principales rasgos estructurales y una parte de la cartografía geológica se documentaron en trabajos anteriores compilados, de los cuales destaca a nivel regional el desarrollado por Demant *et al.* (1975). Algunos de esos rasgos fueron también verificados en el campo en el momento de realizar la geología de la RVAZ.

ESTRUCTURAS

De acuerdo con la división estructural propuesta por Pasquaré *et al.* (1987) para el CVT, el sector occidental corresponde al sistema de grabens orientado en la dirección NW-SE; el sector central está 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.

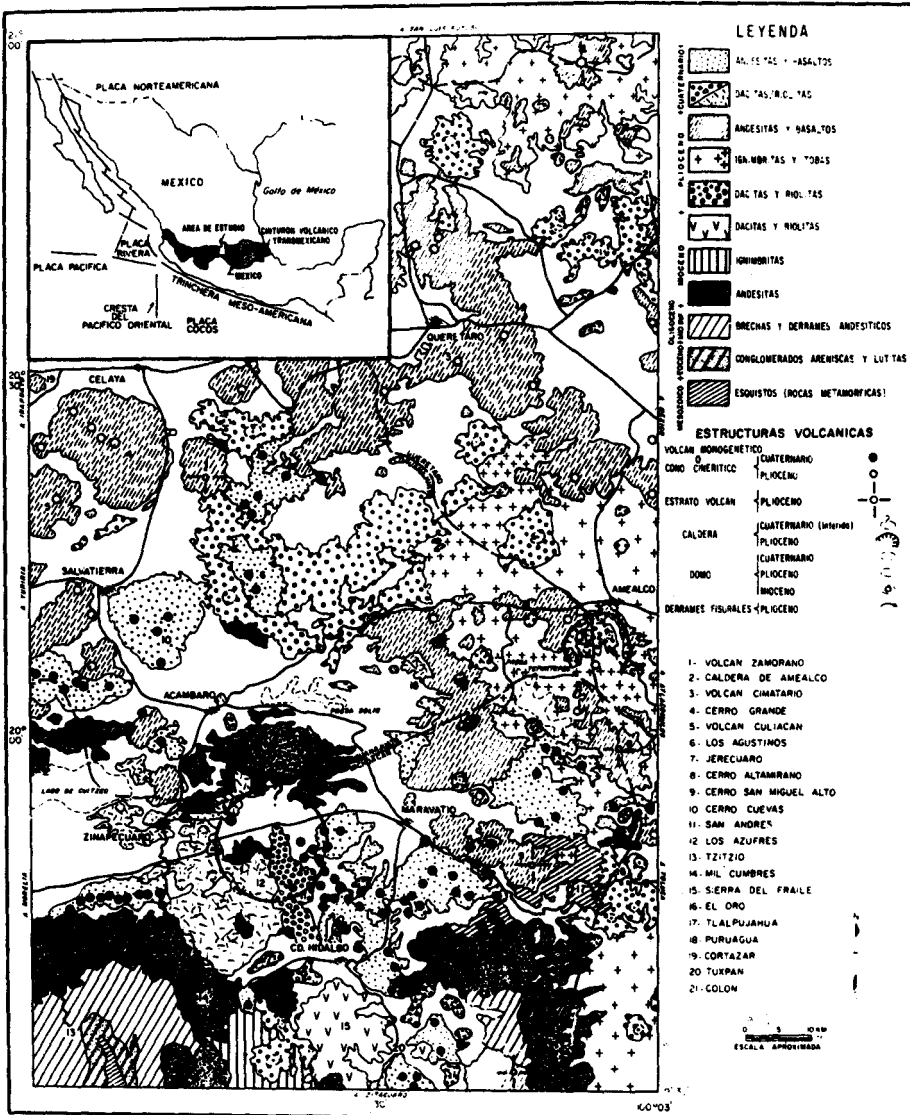


Fig. 1. Mapa geológico simplificado de la Región Volcánica Los Azufres-Zamorano (RVAZ) y su ubicación en el Cinturón Volcánico Transmexicano.

La zona que contempla este trabajo se localiza estructuralmente dentro del sector central, en colindancia con el sector oriental. El rasgo limítrofe entre ambos sectores está representado por el sistema de fracturamiento "Querétaro", de orientación NNW-SSE, que también se conoce como lineamiento San Miguel de Allende-Taxco (Demant, 1978). 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 mostrada en la figura 2. Una comparación de los sistemas estructurales representados en la figura 3 con el mapa geológico regional (figura 1) permite en la mayoría de los casos asignar los patrones de fracturamiento regional antes señalados a distintas épocas de actividad tectónica, basados en la edad de las rocas a las que afectan. De esta manera, los sistemas que presentan las orientaciones NW-SE o NNW-SSE se encuentran preferentemente en rocas del Mioceno Superior y/o Plioceno Inferior, concentrándose predominantemente en las zonas de Tzitzio-Mil Cumbres y de Tlalpujahuá-Tuxpan (figura 1).

En lo que se refiere a las tendencias NE-SW y E-W, al prolongarlas hacia el occidente de la RVAZ se integran en una misma dirección, aparentemente sin cortarse unas a otras, por lo que al parecer constituyen un mismo sistema estructural. El grupo de fracturas NE-SW es el que más destaca en la región en estudio (figura 2); presenta una orientación preferencial de 60° a 70° y es paralelo al alineamiento general de los conos de la región volcánica de Michoacán y Guanajuato, en donde también se manifiesta otro sistema orientado en la dirección NE 35° (Connor, 1988). Los fechamientos efectuados en esa zona (Hasenaka y Carmichael, 1985) revelan edades que van del Plioceno Tardío al Pleistoceno y al Holoceno, incluyendo también algunos eventos históricos. Como ese sistema afecta a volcanes de edad Plioceno Tardío (Hasenaka y Carmichael, 1985), su edad es predominantemente cuaternaria, o más precisamente Pleistoceno Temprano (Pasquaré *et al.*, 1988).

El patrón E-W está constituido principalmente por un sistema discontinuo de grabens y horsts, al que se alinean en forma paralela algunos grupos de conos volcánicos. 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 y Mahood, 1985), aunque no corta las rocas de la Formación Riolita Yerbabuena, fechadas en un rango de 0.14 a 0.30 Ma (Dobson y Mahood, 1985), sugiriendo que el fallamiento ocurrió entre 0.3 y 0.33 Ma.

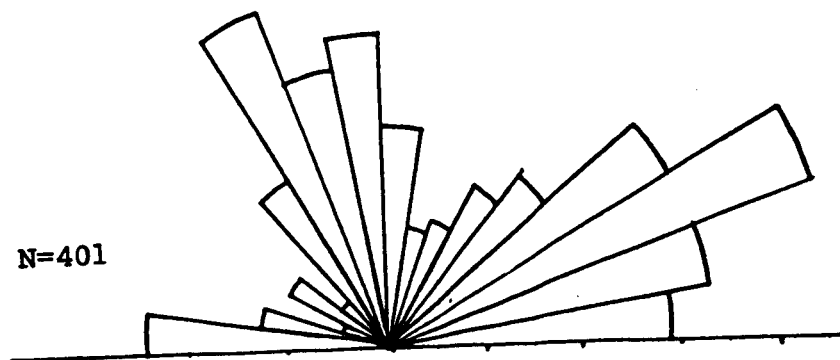


Fig. 2. Roseta de fracturamiento para la RVAZ. Número de lineamientos utilizados: 401, agrupados en rangos de 10° . Destacan los sistemas NNW y NW que corresponden al Mioceno y/o Plioceno Inferior, y los sistemas NE y E-W que son cuaternarios.

La actividad histórica del sistema E-W ha sido corroborada por su sismicidad (Mota-Palomino *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta *et al.*, 1988). En este sistema destacan las fallas Acambay y Pastores, que forman un graben de 40 km de extensión (Quintero-Legorreta, 1987). La Falla Acambay no aflora en el área en estudio, pero Martínez y Nieto (1987) consideran que la Falla Epitacio Huerta que truncó el sector meridional de la Caldera de Amealco (figura 3), 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 Maravatío (figura 3), se encuentra activa en algunos sectores (Quintero-Legorreta *et al.*, 1988), incluso se ha considerado que su desplazamiento no es solamente vertical, sino que también existió un movimiento horizontal importante en sentido tanto sinistral como dextral, que fue obtenido a partir de los desplazamientos observados en los espejos de las fallas aflorantes (Suter *et al.*, 1988).

REGIMEN DE ESFUERZOS Y SU RELACION CON EL VOLCANISMO

Las direcciones de esfuerzos principales ($T_1 > T_2 > T_3$) que actúan sobre una área determinada pueden ser inferidas a partir de datos geológicos, soluciones de mecanismos focales y mediciones *in situ*.

Según Zoback y Zoback (1980), se pueden emplear dos diferentes tipos de indicadores geológicos, que son: (a) la observación de los componentes de desplazamiento de fallas, sean éstos normales, inversos o de movimiento lateral; y (b) el alineamiento de estructuras alimentadoras de magma, sean éstas conos volcánicos o diques. En el primer caso, el vector de movimiento indica la dirección del esfuerzo cizallante máximo, en tanto que las orientaciones precisas de esfuerzos mínimo e intermedio pueden ser obtenidas a partir de los espejos de fallas mediante métodos gráficos (Arthaud, 1969 y Angelier, 1979). En este caso no se requirió hacer uso de esos datos, ya que el análisis de este trabajo está basado en esfuerzos horizontales (máximo y mínimo), que no necesariamente corresponden a las orientaciones de T1, T2 o T3, pero que son perpendiculares entre sí. En lo que se refiere al segundo tipo de indicador geológico, éste 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 es perpendicular a 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 poligenético, 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 al eje de elongación máxima mostrada por estructuras de tipo caldera.

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 para la RVAZ la orientación del esfuerzo horizontal máximo ($Th_{m\acute{a}x}$) correspondiente a la época en la que el indicador geológico se encontraba en actividad, como se expresa en la figura 3. Así pues, el pliegue Terciario (Mioceno) de Tzitzio (N 15°W) sugiere un régimen compresivo con T1 perpendicular al eje del pliegue (figura 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 ($Th_{m\acute{a}x}$) para la RVAZ (Suter *et al.*, 1988).

El patrón de fracturamiento que se presenta durante el Mioceno y parte del Plio-

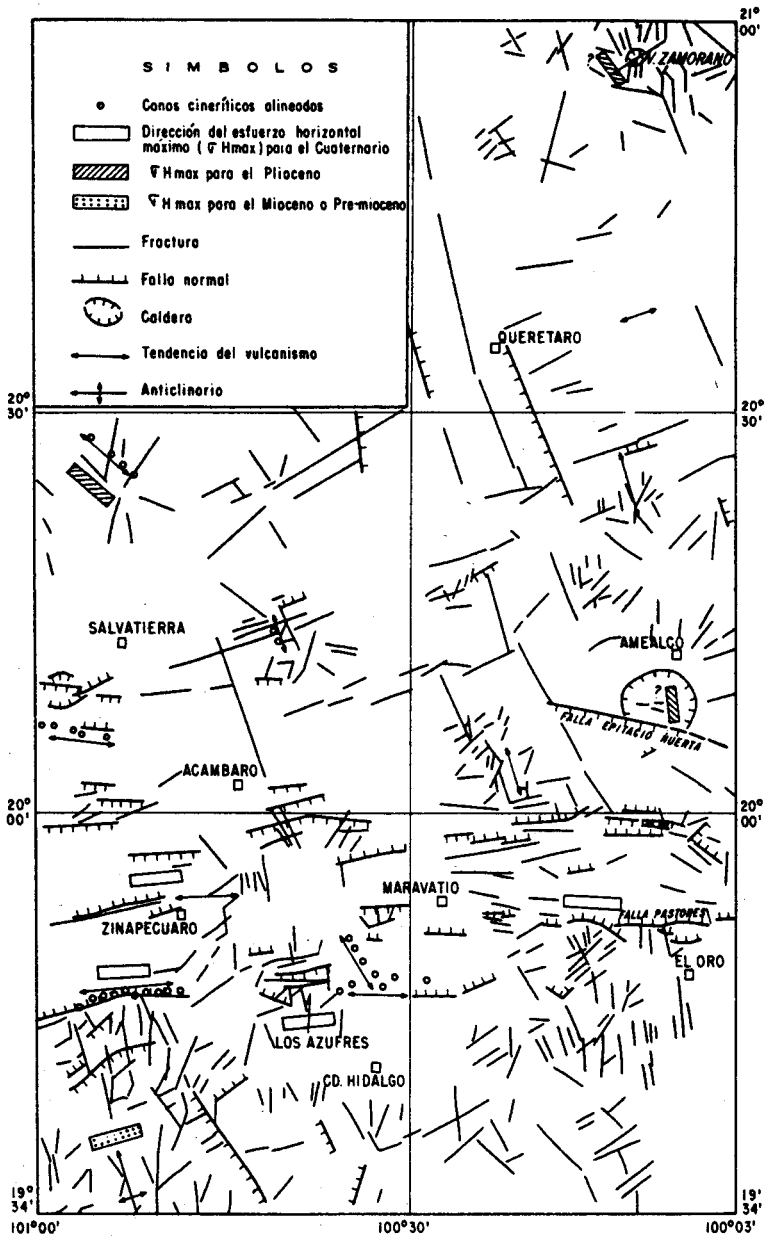


Fig. 3. Principales rasgos estructurales de la RVAZ interpretados a partir de imágenes de satélite y datos compilados. El esfuerzo horizontal máximo ($T_{h_{max}}$) está orientado con base en indicadores geológicos como: alineamiento de conos, fallas normales y grabens, pliegues y elongación de calderas.

cono (figura 2) coincide con las direcciones determinadas en forma local para $Th_{m\acute{a}x}$, es decir NW-SE, mientras que para el Cuaternario el sistema de fracturamiento dominante, de orientación NE-SW (figura 2), no sigue el comportamiento que se determinó para $Th_{m\acute{a}x}$, orientado en la dirección E-W. Sin embargo, la orientación de ese fracturamiento sí es concordante con el ambiente de esfuerzos determinado para la parte central de Michoacán y Guanajuato, de acuerdo con el alineamiento de conos y fallas normales que se presenta en la dirección NE-SW.

En apoyo a las ideas de Nakamura (1977) con respecto a la relación entre la distribución de volcanes monogénéticos con el régimen de esfuerzos regional, Bacon (1985) considera que cuando se trata de sistemas magmáticos pequeños, la localización de los volcanes está controlada por la tectónica regional, mientras que en el caso de grandes cámaras emplazadas a niveles poco profundos, como se sugiere en el caso de los campos volcánicos de Los Azufres, Amealco y quizá, Zamorano, el régimen regional es perturbado por un campo de esfuerzos local. De acuerdo con eso, el alineamiento de conos cineríticos y la orientación de los sistemas de fallamiento normal en la dirección E-W, que se presentan en la parte meridional de la RVAZ, son evidencias directas del ambiente regional de esfuerzos que prevalece para tiempos

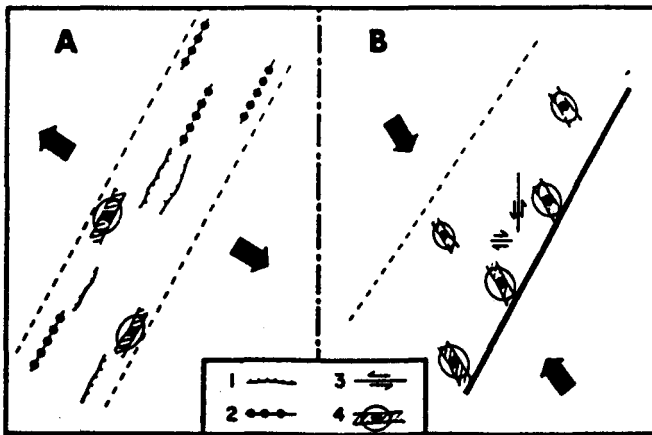


Fig. 4. Modelo sobre la distribución de estructuras en un cinturón volcánico de acuerdo con el régimen tectónico imperante (tomado de Nakamura, 1977). (A) Régimen extensional y (B) Régimen compresional. Clave: 1, falla normal; 2, erupciones fisurales regionales; 3, falla lateral; 4, volcán poligénético con erupciones de flanco. El caso (A) se asemeja a lo que ocurre en la parte meridional de la RVAZ.

cuaternarios, donde los reservorios magmáticos deben ser aparentemente de pequeñas dimensiones, como lo proponen Hasenaka y Carmichael (1985) para el área de Michoacán y Guanajuato. Sin embargo, para el caso de la RVAZ en su porción meridional, las características del campo volcánico de Los Azufres hacen suponer la existencia de un importante reservorio a profundidad, cuyo magmatismo asociado ha sido controlado estructuralmente por un sistema local N-S y por otro regional E-W, mismo que también ha gobernado el volcanismo manifestado en áreas vecinas (De la Cruz *et al.*, 1982; Carrasco-Núñez, 1989).

La orientación de estructuras cuaternarias (E-W) permite considerar que la parte frontal de la RVAZ o zona volcánica más cercana a la Trinchera Mesoamericana (TM) se encuentra bajo un campo de esfuerzos de tipo extensional, en concordancia con el modelo de Nakamura (1977) (figura 4a). Sin embargo, la orientación de $Th_{m\acute{a}x}$ (E-W) guarda una relación angular (de 40° a 30°) con respecto a la orientación del esfuerzo horizontal máximo (NE 50° - 60°) estimado para Guanajuato y Michoacán, que coincidentemente es paralelo al vector de convergencia de las placas Norteamericana y de Cocos (Cross y Pilger, 1982).

La distribución del frente que presenta el CVT es muy irregular. En la región RVAZ, en particular, este frente se encuentra muy alejado de la TM, a diferencia de las regiones adyacentes (recuadro figura 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. A pesar de esto, Ferriz y Mahood (1986) consideran que los centros silíceos del CVT se localizan en su porción septentrional, asociados con una tectónica extensional Plio-Pleistocénica que aparentemente se ha desplazado hacia el sur, hecho que podría estar ligado con una migración similar del volcanismo andesítico.

De acuerdo con Hildreth (1981) el desarrollo de un centro volcánico está en función de la velocidad del magma suministrado por la astenosfera, de su ritmo de ascenso a través de la litosfera, que a su vez depende del régimen local de esfuerzos, así como también del espesor y la composición de la corteza afectada. Según lo anterior, se podría considerar, por ejemplo, que el campo volcánico de Los Azufres se originó bajo un régimen de extensión rápida. Condiciones similares pueden sugerirse para las manifestaciones silíceas de la región de Puruagua. 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, en forma también

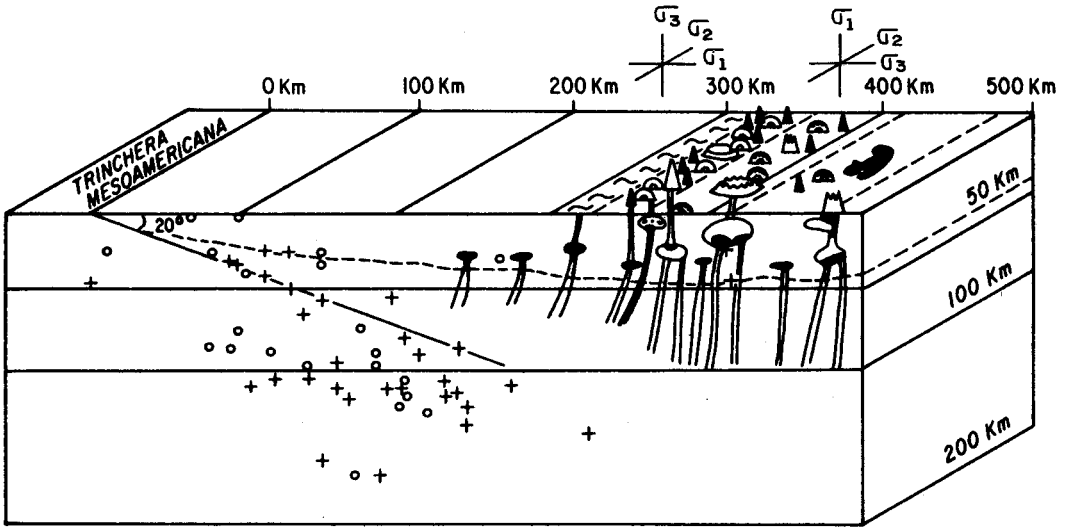
moderada. Por otro lado, una alimentación lenta de magma basáltico podría contribuir a una fusión avanzada de la corteza, que aunada a los procesos de diferenciación y mezcla de los diferentes productos derivados, permitiría formar un centro de tipo andesítico como los volcanes Zamorano, San Miguel o Cerro Grande (figura 1), en concordancia con las ideas propuestas por Hildreth (1981).

DISCUSION

Nakamura y Uyeda (1980) han propuesto que la zona anterior de un arco es generalmente compresiva y que en la zona del arco en sí, donde $Th_{m\acute{a}x}$ (T1) es paralelo a la dirección de convergencia, se generan fallas laterales (figura 4b). En general, la parte trasera de los arcos presenta, ya sea un régimen extensional con fallamiento normal y lateral representado por el sistema de arco de islas tipo "Marianas", o bien, 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 trinchera. 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 trinchera (Uyeda, 1982).

Al igual que Cross y Pilger (1982), Uyeda (1982) considera que la trinchera 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 interna y trasera del arco 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 trasera del arco está formada por los pliegues y fallas inversas que se presentan en la corteza transicional que forma parte del 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 del que actúa en el CVT.

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



ESTRUCTURAS VOLCANICAS

RECIENTES



ESTRATOVOLCAN



DOMO



CALDERA



CONO CINERITICO

EMISIONES FISURALES



ANTIGUAS



LAVAS ANTIGUAS



ESFUERZOS PRINCIPALES



HIPOCENTROS

Fig. 5. Modelo esquemático sobre las relaciones entre la distribución de focos sísmicos (Zona de Benioff) y el volcanismo de la RVAZ. Los círculos corresponden a los hipocentros compilados por Hanus y Vanek (1978); las cruces, por LeFevre y McNally (1985). Las estructuras volcánicas más recientes aparecen en la parte frontal del arco, que es también en donde se manifiesta la fase tectónica distensiva que afecta a rocas del Cuaternario. Las estructuras mayores asociadas a grandes reservorios magmáticos están controladas por un ambiente local de esfuerzos. Las estructuras menores siguen la orientación del esfuerzo horizontal máximo que en esta región sigue la dirección E-W.

de Los Andes y Japón, existen algunos segmentos de la parte trasera del arco que posiblemente tienen un comportamiento extensional. Las evidencias presentadas en este trabajo muestran un régimen tectónico distensivo para la parte central del CVT. En este sentido, Padilla y Sánchez (1986) considera que durante el Plio-Pleistoceno, el desplazamiento relativo entre las 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 TM. Esa orientación es congruente con una de las direcciones de la fase compresiva determinada para el Plioceno por Pasquaré *et al.* (1989). Estos autores señalan que a partir del Pleistoceno Temprano existió una fase extensional en la que el esfuerzo horizontal máximo cambió de NE-SW a E-W al avanzar el Holoceno, dentro de un sistema de transtensión de componente sinistral.

Por otra parte, la relación que existe entre el volcanismo y la sismicidad en el CVT 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 allá de los 200 km, desde la trinchera.

Para la región en estudio, la distribución de los focos es muy errática, 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 (figura 5), es decir que por debajo del arco volcánico existe una zona asísmica que aparentemente no guarda una relación estrecha con el volcanismo 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 tres 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. 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.

Además de los datos estructurales y sísmicos presentados anteriormente para la RVAZ, existe información geoquímica que revela variaciones que no corresponden al modelo tradicional de los sistemas de arco-trinchera (Kuno, 1966). Por ejemplo, el K_2O , en lugar de incrementarse, disminuye ligeramente conforme aumenta la distancia con respecto a la TM (Carrasco-Núñez, 1988). Por otro lado, datos isotópicos recientes procedentes de la Caldera de Amealco, indican que la fusión parcial de la placa que subduce aparentemente no es capaz de producir los magmas parentales de ese centro volcánico, lo cual de alguna manera cuestiona el papel de la subducción en la generación de magmas.

Con las características estructurales que se presentan en la región en estudio no es posible establecer un comportamiento más regional del CVT, pues esta provincia está integrada por zonas muy distintas desde el punto de vista volcánico y estructural. Estas diferencias son seguramente un reflejo del control tectónico que se está ejerciendo en una zona particular sujeta a un determinado régimen de esfuerzos. Aun cuando esto se considera a su vez como un reflejo de la complejidad estructural que existe en la corteza, podría 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 en la zona de subducción la placa oceánica se introduce dentro del manto en forma de segmentos discretos que se desplazan de manera independiente, provocando que el CVT tenga un comportamiento muy distinto para cada una de las zonas que lo integran.

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 CVT, 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.

CONCLUSIONES

El régimen de esfuerzos que afecta a la RVAZ ha sufrido cambios con el tiempo. La migración que manifiesta el volcanismo hacia la parte meridional o frente volcánico para tiempos cuaternarios parece estar acompañada por una migración similar del pa-

trón de esfuerzos que gobierna su emplazamiento. Sin embargo, la orientación del esfuerzo horizontal máximo (E-W) en la RVAZ no corresponde a la esperada según el vector de convergencia que muestran las placas Norteamericana y de Cocos (aproximadamente NE 55°), lo cual no significa otra cosa más que las características que muestra el CVT en sus diferentes segmentos son posiblemente la respuesta de no sólo un único proceso geológico asociado a un modelo sencillo de subducción, sino que es de esperarse la participación de otros procesos, en adición a los datos sísmicos y geoquímicos que se presentan en particular para la RVAZ.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolló en el Instituto de Geología de la U.N.A.M., gracias al apoyo de su director, Dr. Fernando Ortega G. Algunas de las imágenes de satélite utilizadas en él fueron proporcionadas por el Dr. Surendra P. Verma, investigador del Instituto de Investigaciones Eléctricas.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR-y-VARGAS, V. H. y S. P. VERMA, 1987. Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofís. Int.*, Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte 3B (Ed. S. P. Verma), 26, 2, 195-272.
- 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 ($M_0 = 8.1$). Unión Geof. Mex., Reunión Anual 1985. Oaxaca (resúmenes).
- ANGELIER, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56 (3-4), 717-726.
- ARTHAUD, F., 1969. Méthode de Détermination Graphique des Directions de Racourcissement, d'Allongement et Intermédiaire d'une Population de Failles. *Soc. Geol. Fr., C. R.*, 18, 302.
- BACON, C. R., 1985. Implications of silicic vent patterns for the presence of large crustal magma chambers. *J. Geophys. Res.*, 90, 11243-11252.
- CARRASCO-NUÑEZ, G., 1988. Geología y petrología de los campos volcánicos de Los Azufres (Mich.), Amealco y El Zamorano (Qro.). Tesis de Maestría, DEPI, UNAM, 148 pp.
- CARRASCO-NUÑEZ, G., 1989. Petrología del Campo Volcánico de Los Azufres. Presentado al Boletín de la Sociedad Mineralógica Mexicana (Febrero, 1989).

- CONNOR, C., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 33, 191-200.
- 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, *Rev. Inst. Geol.*, 2, 172-187.
- DEMANT, A., R. MAUVOIS y L. SILVA, 1975. Estudio geológico de las hojas Morelia, Maravatío, Edo. de Michoacán. UNAM. Inst. Geol. (Reporte interno).
- DOBSON, P. F. and MAHOOD, G. A., 1985. Volcanic stratigraphy and geochemistry of the Los Azufres geothermal area, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 117-132.
- FERRIZ, H. and G. A. MAHOOD, 1986. Volcanismo riolítico en el eje neovolcánico Mexicano. *Geofís. Int.*, 25, 1, 117-156.
- HANUS, V. and J. VANEK, 1978. Subduction of the Cocos Plate and deep active fracture zones of Mexico. *Geofís. Int.*, 17, 1, 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.
- HILDRETH, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86, 10153-10192.
- KUNO, H., 1966. Lateral variation of basaltic magma types across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, 29, 195-222.
- 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.
- LeFEVRE, L. V. and K. C. McNALLY, 1985. Stress distribution of aseismic ridges in middle America subduction zone. *J. Geophys. Res.*, 90, 4495-4510.
- MARTINEZ, R. J. y A. F. NIETO, 1987. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México. 2o. Simposio sobre Geología Regional de México. Progr. y Res., México, D. F., 7-9 dic. 1987, 34-36.
- MINISTER, J. B., T. H. JORDAN, P. MOLNAR and E. HAINES, 1974. Numerical modeling of instantaneous plate tectonics. *Roy. Astron. Soc. Geophys. J.*, 36, 541-576.

- 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.
- MOTA-PALOMINO, R., M. SUTER y O. QUINTERO, 1988. Sismotectónica del terremoto de Maravatío, Mich., de 1979. *GEOS, No. extraordinario. Res. Reunión Anual 1988, U. G. M., SI 8.8*, p. 128.
- 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, 6369-6428.
- 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.
- ODE, H., 1957. Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 68, 567-579.
- PADILLA y SANCHEZ, R., 1986. Post-Paleozoic Tectonics of northeast México and its role on the evolution of the Gulf of México. *Geofís. Int.*, 25, 1, 157-206.
- PASQUARE, G., L. VEZZOLI and A. ZANCHI, 1987. Morphological and structural model of the Transmexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, Vol. Esp. sobre el C.V.M., Parte 3B (Ed. S. P. Verma), 26, 2, 159-176.
- PASQUARE, G., V. H. GARDUÑO, A. TIBALDI and M. FERRARI, 1988. Stress Pattern Evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. In: F. C. Wezel (ed.). The origin and evolution of arcs. *Tectonophysics*, 146, 353-364.
- QUINTERO-LEGORRETA, O., 1987. Distribución de los sistemas de fallas en la porción central de la Faja Volcánica Mexicana. 2o. Simposio Geol. Regional de México, D. F., Progr. y Res., México, D. F., 7-9 Dic. 1987, 36-38.
- QUINTERO-LEGORRETA, O., R. MOTA-PALOMINO y M. SUTER, 1988. Esfuerzos y Deformación Contemporánea en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana. I. Geometría, Distribución y Sismicidad de las fallas activas. *GEOS, No. Extraordinario*, S3. Resúmenes Reunión Anual U.G.M., 3-10, p. 137.
- ROBIN, C., 1982. Volcanologie, magmatologie, géodynamique: Application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le Sud mexicain (Axe Transmexicain et province alcaline). *Annal. Sci. L'Univ. Clermont-Ferrand II*, 30, 503.
- SUTER, M., O. QUINTERO-LEGORRETA y R. MOTA-PALOMINO, 1988. Esfuerzos y Deformación Contemporáneos en la Parte Central de la Faja Volcánica Transmexicana. II. Cinemática y Dinámica de las fallas activas. *GEOS, No. Extraordinario*, S3, Resúmenes Reunión Anual U.G.M., 4-9, p. 138.

- STOIBER, R. E. and M. J. CARR, 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull. Volcanol.*, 37, 304-325.
- UYEDA, S., 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology. Elsevier Scientific Publishing Co.
- ZOBACK, M. I. and M. ZOBACK, 1980. State of stress in the conterminous United States. *J. Geophys. Res.*, 85, 6113-6156.