



01059
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS 2

2ej

ANALISIS MORFOESTRUCTURAL DE LA
FAJA VOLCANICA TRANSMEXICANA
(CENTRO-ORIENTE)

(eval. Rec. Nat)

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN GEOGRAFIA

P R E S E N T A :

MARIA TERESA RAMIREZ HERRERA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

México, D. F.

Marzo de 1990



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.

INDICE

	Pág.
RESUMEN.....	1
ANTECEDENTES.....	3
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	6
OBJETIVOS Y METAS.....	7
Objetivos Particulares.....	7
Metas.....	8
METODOLOGÍA.....	10
1. AREA EN ESTUDIO Y ASPECTOS GENERALES FISICO-GEOGRAFICOS DE LA ZONA.....	22
2. MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO.....	25
2.1 Importancia de la Información Geológica y Tectónica.....	25
2.2 Ubicación de la FVTM dentro del Contexto Geológico Regional y su Origen.....	26
2.3 Tectónica.....	35
3. MORFOESTRUCTURA.....	45
3.1 Morfoestructura General de la FVTM.....	45
3.2 Principales Elementos Morfoestructurales (tectónicos y vulcanotectónicos) de la porción centro-oriental de la FVTM.....	48
CONCLUSIONES Y DISCUSION.....	69
BIBLIOGRAFIA.....	75

ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL DE LA FAJA VOLCÁNICA
TRANSMEXICANA (CENTRO-ORIENTE)

RESUMEN

Este es el estudio de la manifestación geomorfológica de las estructuras geológicas a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en su parte Centro-Oriental, al este de la ciudad de Morelia y hasta los volcanes de la Sierra del Cofre de Perote -Fico de Orizaba y los de Chicóncuaco-. La FVTM constituye un gran arco complejo relacionado con la subducción de la Placa de Cocos que atraviesa México de oeste a este. Está constituida por aparatos volcánicos que se cree se formaron a partir del Mioceno tardío-Pliocuaternario, continuando su actividad hasta el Reciente. Los rasgos lineales -arcos, ramales, grábenes en echelon- y circulares han sido relacionados genéticamente con fuerzas tectónicas y vulcanotectónicas. Los rasgos lineales relevantes que cortan a la faja en dirección SE son interpretados como elementos reactivados que se formaron durante una subducción previa en el Pacífico, de la Placa Farallón. Los grandes morfolineamientos con dirección casi E-W se relacionan con estructuras de grábenes en echelon que se formaron por un movimiento de cizalla, pulzante, a la izquierda, que se imprime en la corteza rígida superior de la Faja y que es producido por la subducción de la Placa de Cocos al NE y la reciente expansión del graben de Colima al E. Se presenta por primera vez un conjunto de morfoestructuras circulares -"colapsos"- de las cuales sólo se han establecido anteriormente en publicaciones las calderas de Amealco, Huichapan, Los Humeros, Chiconquiaco y

rasgos circulares identificados por Werle D. y Mooser F. (1986) en la Sierra del Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Los lineamientos circulares asociados con estructuras de colapso (?), así como la FVTM en general, son producto de movimientos tectónicos ascendentes y de tensión a la vez, es decir, de vulcanotectónica. La actividad sísmica, exclusivamente superficial, parece estar ligada a las zonas donde los grábenes se expanden, y en la intersección de rasgos lineales y circulares (nudos morfoestructurales).

ANTECEDENTES

En los últimos años un número importante de publicaciones en materia geomorfológica denotan un marcado interés por el estudio de las morfoestructuras existentes en diversas regiones del mundo. Particular relevancia tienen trabajos como los de Spiridonov y Rivero (1978), Gochev *et al.* (1980), Magaz (1984), Rantzman (1980), Mesherialov (1965, 1972, 1980), Guerasimov (1973, 1980) y otros. Este tipo de investigaciones, hasta ahora, han tenido poca difusión dentro del territorio nacional debido al desconocimiento que existe acerca del alcance y perspectivas, así como de la aplicación de los métodos morfoestructurales.

La Faja Volcánica Transmérica (FVTM) ha atraído la atención de los investigadores debido a su complejidad tectónica y a la interrogante que plantea su origen. Se han publicado diversos trabajos sobre la región, de especialistas en geología, geofísica, vulcanología, y en menor cantidad de geomorfología.

En la FVTM se han realizado importantes estudios de carácter geológico y tectónico. Las primeras observaciones sobre esta región fueron hechas ya desde el siglo XIX por A. Humboldt (1808). Posteriormente se realizaron importantes estudios sobre la FVTM por diversos autores como F. Mooser (1956, 1969, 1972, 1975, 1986), Demant (1975, 1978), J.F. Negendank (1973, 1976,

1981, 1982, 1985), R. Gastil y W. Jensky (1973), Molnar y Sykes (1969), Minster y Jordan (1978), Menard (1978), Nixon (1982, 1987), Atwater (1973), De Cserna (1971), Verma (1982, 1983, 1984, 1985, 1987), Diaz C. y Mooser (1972), Robin (1976, 1982), Luhr *et al* (1984, 1985), Pichler y Weyl (1976), Thorpe (1977), Pal y Urrutia (1977), Urrutia y del Castillo (1977), Hanus y Vanek (1978), Pal *et al* (1978), Richter y Negendank (1976), Robin y Cantagrel (1982), Nelson y Carmichael (1984), Shurbet y Cebull (1984), Cebull y Shurbet (1987), Venegas (1985), Nieto *et al* (1985). asimismo, se han realizado algunos trabajos de geomorfología por Lugo (1981, 1982, 1985), Ortiz y Bocca (1986), Pasquare *et al* (1987), López G. (1984). Por mencionar sólo algunos de ellos, que colaboraron a esclarecer algunas de las interrogantes que plantea esta región.

Los métodos de análisis morfoestructural han dado la posibilidad de establecer una correlación estrecha del relieve de la superficie terrestre con su estructura geológica, obteniendo cada vez mayor significado en la solución de tareas estructurales referentes a las regiones orogénicas, formadas y reactivadas en diversas épocas tectónicas.

El surgimiento de dichos métodos permitió descubrir nuevos tipos de estructuras y establecer los factores que controlan su amplia distribución en las regiones continentales activas. Estas son grandes estructuras lineales y concéntricas superpuestas, que

en la mayoría de los casos no se manifiestan en las cartas geológicas y que se han podido determinar mediante el análisis morfoestructural y de datos geológicos, tectónicos y geofísicos, valiéndose además de la interpretación de imágenes de satélite.

El análisis morfoestructural sirve como base para investigaciones geomorfológicas y geológicas regionales, y con aplicación en: metalogénia, geotermia, riesgo sísmico, búsqueda de mantos acuíferos, proyectos ingenieriles (construcción de presas, carreteras, asentamientos humanos, etc.).

Las fajas volcánicas consideradas como estructuras planetarias, juegan un papel importante en la formación de conceptos generales de la tectónica. En los últimos decenios paralelamente al desarrollo de la tectónica de placas, se viene incrementando su estudio.

De acuerdo con los estudios geológicos y geofísicos del basamento de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Alvarez, 1958; Auboin, 1982; Bloomfield, 1975; Demant, 1978; Demant, 1979; De Cserna, 1975; Gastil *et al.*, 1973; Guzman *et al.*, 1963; Hanus *et al.*, 1977; Luhr *et al.*, 1980; Mooser, 1972; Mooser, 1972; Negendank, 1972; Nixon, 1982; Robin, 1975; Steele *et al.*, 1972; Urrutia *et al.*, 1977; Urrutia *et al.* 1977; todos citados por López, 1984), se puede suponer que los movimientos de grandes bloques han sido una de las causas principales de su diferenciación

tectónica y que seguramente están relacionados con estructuras heredadas de otras épocas tectónicas (López, 1984).

En esta investigación tomamos como objeto de estudio la zona centro-oriental de la FVTM, al Este de la ciudad de Morelia hasta la Sierra del Pico de Orizaba y Cofre de Perote y los volcanes de Chiconcuaco en el litoral del Golfo de México (Fig. 1).

Los diferentes estudios realizados en esta zona demuestran en forma general, que las principales características del relieve dependen básicamente de la estructura tectónica moderna.

Por tanto, se intenta en este trabajo descifrar los lineamientos morfoestructurales de la región, asimismo, aportar conocimientos para esclarecer los rasgos de la estructura tectónica regional.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Uno de los grandes problemas que permanecen sin respuesta es la explicación a la complejidad tectónica y el origen de la FVTM. Hasta ahora han sido pocos los trabajos que abordan esta problemática con criterios morfoestructurales: ¿Cómo correlacionar la información de los rasgos que se manifiestan en superficie y la estructura geológica? ¿Cómo interpretar la

distribución y la disposición de los grandes elementos morfoestructurales?. ¿Cuáles son los procesos que les han dado origen?. ¿De qué manera podemos inferir cuáles son las zonas que presentan mayor actividad tectónica?. Estas son algunas de las interrogantes que pretendemos resolver con la aplicación de métodos propios de la geomorfología, sin olvidar la importancia que tienen en ello los trabajos interdisciplinarios: geólogo-geofísico-geomorfológicos.

OBJETIVOS Y METAS

El presente trabajo tiene como objetivo el estudio de la manifestación en el relieve de la estructura tectónica, detectada por métodos geomorfológicos, así como exponer los criterios morfoestructurales que sirvan de base teórica en los trabajos de prospección geológica de interés económico y científico que se proyectan en esta región.

Objetivos Particulares:

1. Elaborar la carta de lineamientos morfoestructurales de la porción centro-oriental de la FVTM.
2. Proponer los mecanismos que dieron origen a los principales elementos morfoestructurales de la región.

Metas

- 1) Establecer la relación entre la expresión morfológica y la estructura geológica:
- 2) Una nueva interpretación de los lineamientos que componen a la FVTM mediante el análisis morfoestructural:
- 3) Ubicar las zonas de mayor actividad tectónica por el análisis morfoestructural de las estructuras disyuntivas.

Este trabajo pretende ser un aporte al conocimiento de la Faja Volcánica Transamericana. Esta, debido a su posición tectónica excepcional, representa el objeto de estudio de diversos investigadores. Por medio de la aplicación de métodos geomorfológicos, simultáneamente con el análisis de datos geológicos, tectónicos y geofísicos, se aclaran algunas de las particularidades de los lineamientos morfoestructurales de la parte centro-oriental de la FVTM.

Asimismo, se pretende ampliar la información en materia geomorfológica, hasta ahora escasa en el país, sobre el estudio de los elementos morfoestructurales existentes en el territorio.

Se ha dividido a este trabajo para su interpretación en tres partes:

- Área objeto de estudio y aspectos físico-geográficos de la zona. Aquí se establecen los criterios por los que se denomina como Faja o Cinturón volcánico a el "Eje Neovolcánico Transmexicano", se determina la extensión y límites de la FVTM en general y del área en estudio en particular.

- En el Marco geológico y tectónico, se establece la importancia de las características geológicas y tectónicas en la formación del relieve de la FVTM, se presentan las características geológicas que diferencian a esta Provincia en un contexto regional, se plantean las principales hipótesis acerca del origen de la FVTM, se presentan las características particulares de la estructura y estado de la FVTM.

- Finalmente, la tercera parte, consiste en el análisis morfoestructural, propiamente dicho. Se establece la interpretación e interrelación entre los grandes lineamientos y la estructura profunda. Se resaltan los detalles de la geodinámica en los puntos de mayor actividad evidenciada por la sismicidad.

Por lo anterior, se plantea que este trabajo es original debido a varios factores:

- La aplicación del método morfoestructural, hasta ahora poco difundido en el país:

- La detección de nuevas estructuras circulares, anteriormente no cartografiadas.
- Una nueva interpretación de los lineamientos, que componen a la FVTM, mediante criterios morfoestructurales:
- La elaboración del plano de elementos morfoestructurales en la FVTM.
- La información generada, con criterios geomorfológicos anteriormente poco utilizados en la interpretación de la FVTM, donde el dominio del conocimiento es principalmente geológico, contribuye al conocimiento general de ésta.

Por lo anterior y los demás elementos de análisis, se puede considerar a éste como original entre los existentes sobre la FVTM.

METODOLOGIA

El objeto de estudio del análisis geomorfológico-estructural (o simplemente análisis morfoestructural) son las morfoestructuras. Este concepto, de una amplia utilización desde su aparición, ha tenido diferentes interpretaciones e incluso definiciones. Cabe señalar que en Ufimtsev et al (1979) aparecen 28 definiciones del término morfoestructura. Consideramos que más

claras y concretas resultan las definiciones dadas por Korzhnev (1960) "... la estructura geológica reflejada en el relieve terrestre" (Guerásimov, 1970), "... Todas las formas de la superficie terrestre que reflejan las peculiaridades de la estructura geológica" (Gorielov, 1972), "... la estructura geológica reflejada en el relieve": todas citadas por Ufimtsev (1979).

Otros autores han presentado definiciones de morfoestructuras como Mescheriakov (1975), Voskresenski (1962) citados por Ufimtsev, a las que de acuerdo con nuestra opinión, se les puede señalar como limitaciones el hecho de considerar el tamaño de las formas del relieve como un criterio determinante para la definición de las morfoestructuras; limitar las morfoestructuras a aquellas formadas solamente en la etapa neógena-cuaternaria; no reconocer la actividad de las morfoestructuras y darle igual carácter tanto a las que son activas como a las que se expresan pasivamente en el relieve. Incluso, se ha tratado de cambiar el término por el de formas tectónicas del relieve (Orlova, A. E. S., 1981); también en muchos trabajos se señalan como morfoestructuras los tipos del relieve sin contenido estructural.

Partiendo de los conceptos más aceptados, el análisis morfoestructural debe cumplir, como principio básico, el de establecer la relación del relieve con la estructura geológica; es decir, no debe limitarse al estudio de uno de los dos

componentes, aún cuando al inicio de la investigación es necesario tenerlos en cuenta por separado. Existen otros elementos no menos importantes para la sistematización de los resultados de las investigaciones morfoestructurales, estos son: el orden (jerarquía por dimensiones) de las morfoestructuras, las peculiaridades de su evolución (heredadas, inversas, reactivadas, etc), la relación del relieve con la cobertura de los sedimentos neógeno-cuaternarios (ocultas y semiocultas), el grado de actividad (activas y pasivas) y otros (Díaz, J. C. *et al.*, 1986). Ellos conforman la información complementaria en el análisis morfoestructural y pueden ser fundamentales para ciertas investigaciones aplicadas.

Resumiendo, por análisis morfoestructural se entiende el estudio de las correlaciones históricas entre el relieve de la superficie terrestre y la estructura de la corteza terrestre. Por medio de este análisis se aclara el papel que juega la tectónica en el desarrollo del relieve, se establecen sus formas de manifestación sobre la flexibilidad de la superficie terrestre y se muestran los elementos tectónicos del relieve actual.

En los últimos años los avances en geología y geomorfología han dado la posibilidad de establecer una estrecha correlación entre el relieve de la superficie terrestre y su estructura geológica.

Durante muchos años no fue posible, por medio de los métodos tradicionales de análisis tectónico, establecer las diversas estructuras geológicas que se encontraban en zonas volcánicas de tipo continental; las primeras pruebas de la existencia de estructuras, no representadas en las cartas geológicas, de tipo circular en cinturones volcánicos fueron obtenidas mediante la interpretación de imágenes de satélite.

El método de análisis morfoestructural, que tiene como objetivo descifrar los elementos tectónico-estructurales del relieve actual, permitió dar una caracterización más completa de este tipo de estructuras ocultas.

El análisis morfoestructural y la interpretación de imágenes de satélite permiten establecer con suficiente detalle los rasgos lineales y circulares del relieve, los cuales reflejan la estructura interna de la zona en estudio. El análisis morfoestructural se basa en la interpretación de cartas topográficas, fotografías aéreas de escalas pequeñas e imágenes de satélite.

La estructura de la actual superficie terrestre incluye elementos tectónicos de edades diferentes; algunos, tectónicos, que conforman la actual superficie terrestre han sido heredados y se manifiestan a través de las morfoestructuras, que surgen como producto de los procesos de la etapa neotectónica.

Acerca de este fenómeno de "herencia" de las características estructurales en el relieve se derivan algunas reglas:

1. La herencia de la estructura geológica en condiciones de una amplia diversidad de correlaciones entre las formas y los tipos (signos) de movimientos tectónicos.
2. El grado de herencia de la estructura depende de las dimensiones de las morfoestructuras (entre mayor sea la morfoestructura serán más estables sus límites en el tiempo).
3. La edad de las fases de actividad tectónica no influye considerablemente en el grado de herencia de las estructuras.

Estas reglas se aplicaron durante la realización de este estudio, al interpretar algunos de los rasgos morfoestructurales que se observan en la FVTM y que se cree corresponden a estructuras heredadas de épocas anteriores y que fueron reactivadas por procesos tectónicos posteriores a su formación. Estas estructuras están referidas más ampliamente en el capítulo denominado "morfoestructura" (ver Lineamiento Querétaro).

Durante la realización de este trabajo, la autora aplicó un conjunto de métodos morfoestructurales establecidos por Guerásimov (1946, 1970, 1973, 1980), N.P. Postenko (1976, 1980), A.V. Orlova (1981) y Rantzman (1980).

Durante el análisis morfoestructural se emplearon un conjunto de técnicas para la evaluación cualitativa y cuantitativa de los elementos del relieve. La recopilación de características geomorfológicas cuantitativas y cualitativas se realizó simultáneamente, ya que ambas están interrelacionadas y se complementan unas con otras.

Las etapas de trabajo en que se dividió el análisis morfoestructural fueron:

1. Análisis de las características morfográficas del relieve.
2. Análisis de las características morfométricas del relieve.
3. Diferenciación de elementos morfoestructurales, elaboración del plano de elementos morfoestructurales y comprobación de estos con información geológica y geofísica.

En este trabajo se emplearon las siguientes técnicas:

1. Análisis del relieve por medio de cartas topográficas de escalas pequeñas (1:1 000 000, INEGI) y media (1:250 000, INEGI), sólo en algunos casos se emplearon cartas de escalas grandes (1:50 000, INEGI). La base topográfica fue utilizada durante la interpretación de elementos estructurales, para lo cual fue necesario abstraerse de formas concretas del relieve

(sistemas montañosos, valles, etc.) y considerar sólo formas rectilíneas y curvas (elípticas y circulares), así se trazaron los elementos lineales y circulares del relieve que tenían formas bien definidas, algunos de los indicadores que se utilizaron con este objetivo son:

Para los lineamientos y elementos lineales del relieve:

- Fuertes cambios (de altura) de un sector a otro.
- Los cambios de pendiente que originan grandes escalones en el relieve.
- La gran anchura de estos escalones y su prolongación lineal.
- La gran extensión lineal de los valles fluviales.
- El cambio drástico en la dirección de los valles fluviales.
- El paralelismo de los valles fluviales.
- La base de las laderas cortadas linealmente en un sector prolongado o el cambio de pendiente en las laderas.
- Y otros mencionados por A. B. Orlova (1981).

Las estructuras circulares se observan más claramente durante el análisis de imágenes de satélite.

El estudio de las cartas topográficas permitió a su vez determinar las principales direcciones de las estructuras disyuntivas y de los elementos lineales del relieve, asimismo éste se consideró la base para el análisis morfométrico y fue una de las primeras tareas a realizar durante el análisis morfoestructural.

2. Análisis de imágenes de satélite y fotografías aéreas.

Este método se empleó como complemento del análisis morfoestructural con el objeto de tener una mayor visión y detalle sobre el área en estudio. Constituyó la primera etapa durante la interpretación de las características morfológicas del relieve.

En el trabajo fueron utilizadas imágenes de satélite que cubrían totalmente la zona objeto de estudio, en diferentes escalas (1:1 000 000 y 1:500 000), en blanco y negro y falso color, estas imágenes fueron obtenidas por el satélite Landsat (1973-1980).

La interpretación de las imágenes fue realizada de acuerdo con los principios básicos de esta metodología (Katz, G. et al,

1976; Kayan, I., et al 1978; Burns, K., 1978; Versteppen, H., 1977; Pain, C., 1985).

Las imágenes que cubren la zona mencionada brindan una excelente información acerca de la actividad tectónica, misma que se expresa en lineamientos que pueden apreciarse con diferentes niveles de precisión, durante la interpretación visual.

En la actualidad existen metodologías de detección de lineamientos por medio de la digitalización de las imágenes de satélite (Simons, K., 1987) que facilitan esta labor; sin embargo, durante la elaboración de este trabajo no se contó con el equipo necesario para este tipo de análisis. No obstante, se pensó que esta última técnica sólo complementa pero no sustituye a la interpretación visual que es la principal y básica.

En algunos casos se utilizaron fotografías aéreas de vuelos altos (escala 1:20 000) para obtener un mayor detalle de las estructuras observadas.

Así fueron establecidos elementos lineales, circulares y algunos en forma de arco. Las estructuras lineales se diferenciaron por un desarrollo regular y predominante de pequeños lineamientos, dispuestos en forma longitudinal y transversal a la FVTM, asimismo complicados con lineamientos

circulares y en forma de arco.

Las grandes fallas, fracturas y zonas de fracturas tienen una forma lineal, de arco e isométrica. La amplitud de las zonas de fracturas cambia dentro de los límites de decenas de kilómetros. Estas se caracterizan por un cambio en su representación topográfica, su forma, que se explica por los diferentes contactos tectónicos de las rocas de diferente composición y edad, que dividen a territorios de diferentes características de movilidad.

Se elaboró así un esquema de interpretación por imágenes de satélite con la finalidad de ubicar los lineamientos y precisar sus contornos de superficie con base en elementos del relieve.

Las estructuras disyuntivas interpretadas por imágenes de satélite se compararon con información geológica, tectónica y geofísica. Algunas veces éstas coincidían con fallas conocidas (Fallas de Acambay), en otros casos con contactos de rocas de diferente edad y otras veces correspondieron a escarpes geomorfológicos pronunciados, de otro origen.

El análisis de elementos lineales del relieve permite determinar la orientación de los sistemas de fallas, morfolineamientos y fracturas y tener así una base real de las diferencias morfoestructurales del territorio (Polkanova, 1964).

3. Método de análisis de la red hidrográfica. Por medio de este se definen rasgos de lineamientos morfoestructurales con el fin de establecer elementos tectónicos. Algunos lineamientos morfoestructurales se reflejan en la actual red hidrográfica.

4. Estudio comparativo entre la información del relieve obtenida por indicadores geomorfológicos y la estructura geólogo-tectónica. Este se llevó a cabo mediante el análisis de las cartas geológicas:

- Mapa geológico de la República Mexicana (1:2 000 000) (López Ramos *et al* 1976).

- Carta geológica "México" (1:1 000 000) (INEGI 1972).

- Cartas geológicas (1:250 000): "Pachuca", "México", "Cuernavaca", "Poza Rica", "Veracruz", "Cd Altamirano", "Morelia" y "Querétaro" del INEGI; asimismo se utilizó información geólogo-tectónica publicada por diversos autores (Cserna Z. *et al* 1987; Demant. A. *et al*, 1975, 1978; Fries, C. 1960, 1966; López-Ramos, 1976; Mooser, F. 1972, 1975; Urrutia, J. *et al*, 1977) y otros e información por comunicación personal de F. Mooser.

5. Para el estudio de la geodinámica actual se aplicó el método de análisis de la asociación de los elementos morfoestructurales y la actividad sísmica. Se comparó la información obtenida sobre

los grandes elementos morfoestructurales con los datos de las zonas de epicentros de intensidad y profundidad diferentes de acuerdo con los datos de Figueroa J. (1970, 1984, 1971, 1974), y del Servicio Sismológico Nacional del Instituto de Geofísica de la UNAM, proporcionada por Suárez, G., Ponce, L. Novelo D.

Se prestó especial atención al estudio de la relación entre los epicentros con los grandes elementos morfoestructurales de diferente orientación, lo cual permitió diferenciar zonas activas y "nudos" estructurales, así como aclarar la dinámica que presentan los lineamientos morfoestructurales observados.

Otro elemento de análisis fue la comprobación y verificación en el campo. Debido a la extensión de la zona el trabajo de campo se realizó sólo en algunos sectores representativos o de mayor importancia durante las diferentes etapas de investigación. Sin embargo, consideramos que por ser éste un estudio regional donde juegan un papel relevante los métodos de observación indirecta, los recorridos que se realizaron fueron suficientes de acuerdo con los objetivos del presente trabajo.

1. AREA EN ESTUDIO Y ASPECTOS GENERALES FISICO-GEOGRAFICOS DE LA ZONA.

Parece conveniente aclarar el concepto que tradicionalmente se ha empleado denominando como "Eje Neovolcánico Mexicano" (Robles Ramos, 1943), a la zona de estudio. Como señala Verma (1987), esta y otras denominaciones asignadas a esta región no se consideran erróneas; sin embargo, consideramos más adecuada la de Faja Volcánica Transmexicana.

El concepto de Faja Volcánica comprende una zona extendida linealmente, o en arco, de una longitud de cientos y algunos miles de kilómetros, donde se presentan rocas volcánicas principalmente, ligadas a zonas de sutura de grandes elementos estructurales de la corteza y generalmente de diversa constitución y edad (Diccionario Geológico, 1973; Diccionario Físico-geográfico, 1980).

Este término de faja ha sido ya aceptado y empleado ampliamente en la literatura científica sobre la zona estudiada, por diversos autores (Verma, S. P., 1985, 1987.; Geofis. Intern. Vol. 24-26, No. 1-2).

Así, la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se caracteriza por ser una zona extendida en forma de arco, en donde la distribución de elementos tectovolcánicos se extiende de oeste a

este, sensu stricto, del Océano Pacífico al Atlántico, desde el Estado de Nayarit hasta el de Veracruz (950 km de longitud). Comprende sin embargo, sensu lato, numerosos ramales como el graben de Colima en el oeste y la extensión al sureste que se desprende desde la región de Oriental, pasando por Oaxaca, hasta Tehuantepec (Mooser y Ramírez, 1988*), de tal manera incluye los Tuxtlas y más al SE los volcanes de Fichucalco (Chichón), aquéllos del centro de Chiapas (Zontehuitez) y finalmente los volcanes del Soconusco (Mooser F. y T. Ramírez, 1988) (Fig. 1).

La conexión de la FVTM con los Tuxtlas y los volcanes de Chiapas, así como finalmente Centroamérica es de suponerse a la luz de la tectónica de placas, aunque estos elementos superficialmente no estén ligados uno con otro (Ramírez, H. M. T. 1988).

De una manera general la FVTM constituye un arco volcánico complejo en partes discontinuas genéticamente ligado a la subducción de la placa de Cocos, ambos fenómenos, subducción y faja volcánica constituyen un conjunto que se define como la margen activa en el extremo sur de la placa de Norteamérica (Mooser, com. verbal).

* NOTA: Este artículo se entregó en 1988 pero salió publicado en el boletín de la Sociedad Geológica Mexicana del año 1987, debido a un atraso en la publicación de los boletines.

Sensu stricto, la FVTM se extiende desde Nayarit, en el Pacífico, hasta Veracruz en el Atlántico y se prolonga de nuevo al Pacífico, uniéndose con la Cordillera Volcánica Centroamericana, sensu lato (Molnar y Syles, 1969) (Fig 1).

La FVTM se interrumpe bruscamente al oeste por la costa del Pacífico y al este por el litoral del Golfo de México (R. Robles, 1943; Mooser, 1969, 1972, 1986; Atwater, 1970; López-Ramos, 1983; Sánchez-Mejorada, 1976; Negendank *et al* 1981, 1985; Verma, 1985, 1987; Venegas, 1985; Luhr y Carmichael, 1985; Nieto *et al*, 1985; Cebull y Shurbet, 1987; Mooser y Ramirez, 1988).

La zona objeto de estudio se entiende aproximadamente al este de la ciudad de Morelia hasta la sierra del Cofre de Perote y del Pico de Orizaba y Chiconcuaco (Fig 2).

Como se dijo anteriormente las principales características del relieve de esta región dependen básicamente de la estructura tectónica reciente.

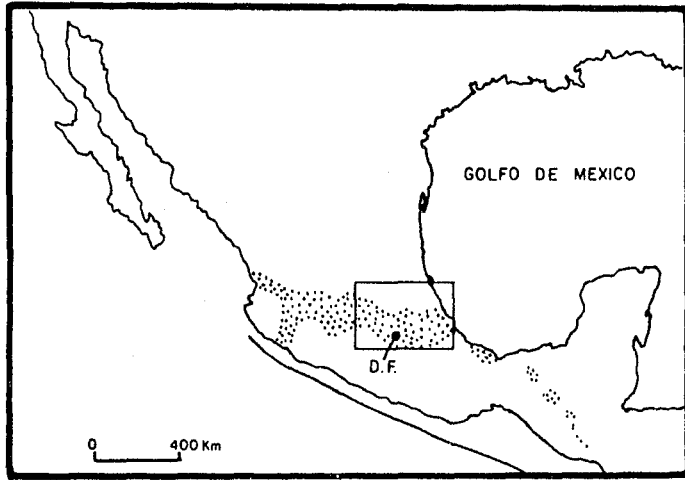
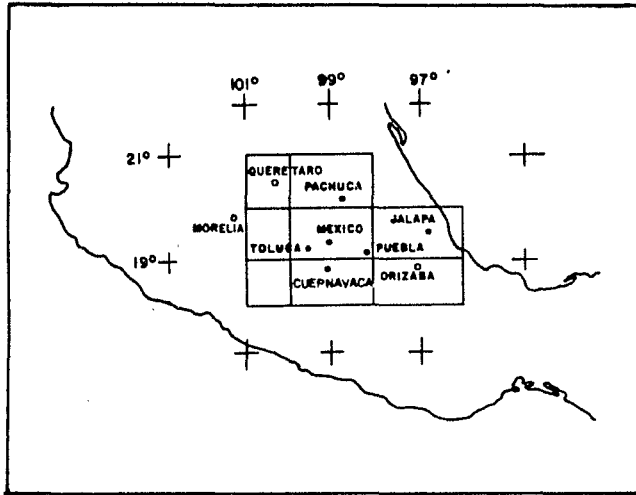


FIG.1 Faja Volcanica Transmexicana

(Tomado de F.Mooser 1975)

□ AREA DE ESTUDIO



CARTAS TOPOGRAFICAS (1:250,000) INEGI

Fig.2 LOCALIZACION DEL AREA DE ESTUDIO.

2. MARCO GEOLOGICO Y TECTONICO.

2.1 Importancia de la Información Geológica y Tectónica.

El relieve de la superficie terrestre ha sido creado como resultado de un largo período de interacción de las fuerzas endógenas y exógenas. Por lo tanto, para comprender los resultados de esta interacción contraria, el estudio del relieve puede realizarse y es necesario hacerlo en forma analítica, es decir, separando los fenómenos endógenos y los exógenos; y de forma sintética, mediante el estudio de manera conjunta de la interacción de ambos procesos (Timofeev, 1977).

La formación del relieve terrestre es también un proceso geológico directamente relacionado con el desarrollo de la corteza terrestre (Orlova, 1981). De tal manera es necesario establecer la relación que existe entre la estructura de la superficie terrestre y la estructura geológica a profundidad.

La explicación acerca del origen, así como de la evolución del relieve que compone a la FVTM exige un conocimiento amplio de las características geológicas y tectónicas de la región.

El relieve de esta zona está estrechamente ligado con procesos endógenos: vulcanismo y tectonismo. Así, estos procesos formadores del relieve se conjugan para determinar las

características morfoestructurales de la región.

En este estudio se parte de la postura que contempla la movilidad de la superficie terrestre, condicionada por el movimiento de grandes placas de la corteza terrestre (Ollier, 1981).

En los últimos años ha aumentado el número de investigaciones de carácter geológico sobre la región de estudio. No obstante aún existen divergencias en cuanto al origen y edad, así como a los mecanismos que han influido en la estructura y tectónica de la FVTM, de los cuales se hará referencia más ampliamente adelante.

2.2 Ubicación de la FVTM dentro del contexto geológico regional y su origen.

La FVTM es un cinturón volcánico calcialcalino que se sobrepone a importantes unidades estructurales del sur de Norteamérica, la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre del Sur, siendo la primera la más joven (Fig. 3).

Así, la FVTM se encuentra delimitada por diferentes unidades litológicas que afloran en cuatro grandes grupos (Venegas, S. et al, 1985), de acuerdo con sus distintas edades y tipos (Fig. 4).

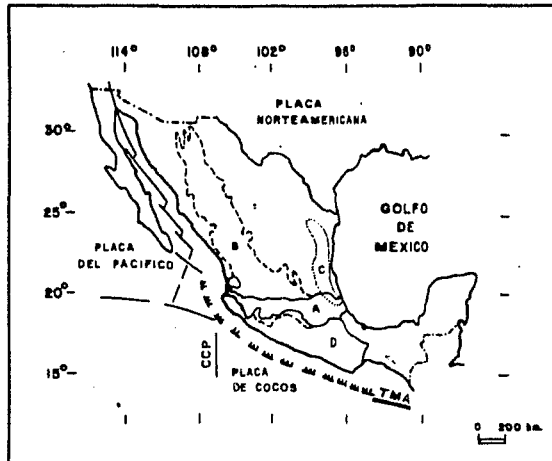


Fig. 3

A = FAJA VOLCANICA TRANSMEXICANA
 B = SIERRA MADRE OCCIDENTAL
 C = SIERRA MADRE ORIENTAL
 D = SIERRA MADRE DEL SUR
 CCP = CORDILLERA CIRCUMPACIFICA
 TMA = TRINCHERA MESOAMERICANA

Con datos de: Alvear, 1970; Demant y Robin, 1975; López-Ramos y Sánchez-Majorado, 1976; Mooser, 1972.

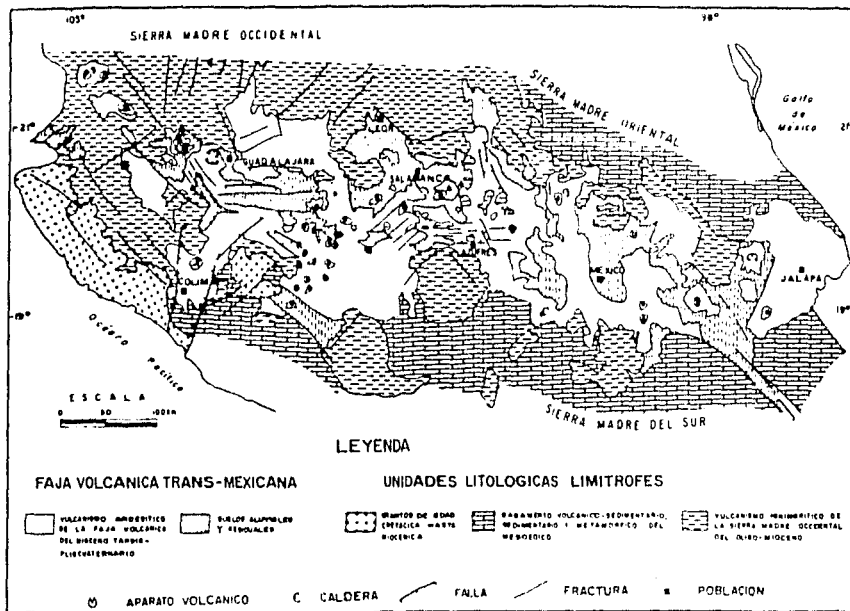


FIG.4 ESQUEMA GEOLOGICO DE LA FAJA VOLCANICA TRANS-MEXICANA Y UNIDADES LITOLÓGICAS QUE LA RODEAN

Tomado de Venegas et al 1985 y modificado, T.Ramirez, 1990

- Grupo Intrusivo. Este grupo se restringe al sector occidental, prácticamente es lo que constituye el llamado Bloque Jalisco; las rocas que lo constituyen varían de granitos a dionitas y tienen edades que van desde el Cretácico hasta el Mioceno.

- Grupo Mesozoico. Este constituye un antiguo basamento de origen vulcano-sedimentario y metamórfico, cuya edad abarca prácticamente toda la era, desde el Triásico hasta fines del Cretácico y localmente, inclusive inicios del Terciario. Incluye una gran variedad de rocas entre las que resaltan las calizas, las areniscas, las lutitas, las tobas de múltiples tipos y los esquistos.

- Grupo de la Sierra Madre Occidental. Tiene una distribución amplia y variada en la zona central que se discute. Es típicamente de origen volcánico y edad terciaria; incluye productos ignimbríticos y riolíticos, con cantidades menores de andesitas y basaltos, temporal y espacialmente separados por depósitos lacustres de espesores prácticamente insignificantes comparados con los de las rocas volcánicas, todos ellos de edad oligo-miocénica, pero predominantemente oligocénica.

- La última unidad está constituida por suelos aluviales y/o residuales.

En si la FVTM está constituida por afloramientos de rocas

predominantemente andesíticas, con cantidades subordinadas de términos ácidos y básicos: el vulcanismo que les ha dado origen ha ocurrido tanto por fisuras como por aparatos centrales generalmente compuestos y alineados regionalmente en dirección E-W. Existen, por otra parte, algunas calderas tanto de colapso como de explosión. Finalmente, esos productos han formado diversas sierras y cadenas montañosas -con sus respectivos valles intermontanos- con una orientación general también E-W representan la expresión morfológica del grupo de la FVTM y constituyen el rasgo más conspicuo de ésta, lo que motivó su diferenciación como una provincia geomorfológica bien definida.

La composición petrográfica de las rocas que componen la FVTM es muy variable. Son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, aunque existen numerosas unidades dacíticas y aún riodacíticas y basálticas. Existen además, manifestaciones locales aisladas de vulcanismo ríolitico moderno (Caldera de la Primavera, Los Azufres, y Laguna del Carmen).

La FVTM es considerada por diversos autores como un provincia calcalcalina con algunos sectores de productos alcalinos (Aguilar- y -Vargas y Verma, 1987), caracterizada por su abundancia de andesitas y dacitas.

En la actualidad persisten muchas interrogantes acerca del

origen de la actividad volcánica, de la edad, y de los eventos tectónicos que han caracterizado su evolución.

Edad general. Inicialmente se pensó que la actividad de la Faja se inició en el Oligoceno y continuaba hasta el reciente (Mooser et al. 1974; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975). En esta actividad se reconocían dos ciclos principales: uno, Oligoceno-Mioceno; y otro, Pliocuaternario.

Más tarde Demant (1978) considera que el volcanismo de la Faja es únicamente Plio-Cuaternario, ya que el ciclo inferior del Oligoceno-Mioceno constituye la prolongación meridional del sistema volcánico Sierra Madre Occidental. Este autor señala que las andesitas del Oligoceno pueden encontrarse plegadas como en la Sierra de Mil Cumbres, en la región del Lago de Chapala y en el Anticlinorio Tzitzio-Huetamo (Mauvois R. 1976, 1977); por otro lado, hace notar que en el segmento oriental de la faja son más escasos los afloramientos de estas andesitas. Lo que no plantea claramente este autor, es la relación de estas rocas intermedias con las ignimbritas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental en donde la actividad propiamente andesítica había cesado a finales del Eoceno, hace 40 millones de años (Mc Dowell y Clabaugh, 1973).

Cebull y Shurbet (1987) consideran que son 4 eventos los que intervienen en la evolución tectónica de la FVTM, y que el

primero de estos se inició en el Mesozoico (?), sin embargo señalan a la actividad volcánica propiamente como del Mioceno tardío-Pliocuaternario.

La mayor parte de los autores coinciden en que la actividad de la FVTM se inició a partir del Mioceno tardío-Pliocuaternario y continúa hasta el Reciente (Negendank *et al.*, 1985; Nixon *et al.*, 1987; Verma, 1985, 1987; Mooser *com. verbal* y otros).

Los últimos estudios realizados en la porción central de la faja, en la Cuenca de México, demuestran que a partir del Oligoceno Superior, se iniciaron 7 fases de vulcanismo las cuales concluyeron con el cierre de la cuenca (Mooser, *com. verbal*).

En 1988 Mooser aportó nuevas dataciones de flujos piroclásticos en las Lomas de Chapultepec que oscilan entre 200 000 y 400 000 años antes de hoy. Esto define la edad de los grandes escudo volcánicos en la porción central de la FVTM. Los últimos estudios revelan que la Sierra de las Cruces se formó a partir del Plioceno Superior, extendiéndose su actividad hasta el Pleistoceno Superior (Mooser *et al.*, 1988).

Las secuencias volcánicas del Oligoceno se consideran productos de una subducción en una trinchera antigua, frente a la costa occidental de México. Estas vulcanitas se depositaron en grábenes dirigidos al NW (Mooser *et al.*, 1988).

La nueva subducción en la Trinchera Mesoamericana, activa desde fines del Mioceno hasta el presente, ha reactivado e intensificado el antiguo fracturamiento del Oligoceno en el oriente y poniente de la cuenca, creando así las Sierras Nevada y de las Cruces. Se piensa que a la nueva subducción se debe la reactivación o creación de fracturas tectónicas dirigidas al NW (Sistema Tlaloc-Apan) y aquellas dirigidas al ENE (Sistema Santa Catarina) (Mooser *et al.*, 1988).

El Origen de la FVTM.

El origen de la FVTM ha sido relacionado principalmente con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica, lo que ha formado la Trinchera Mesoamericana (Fig. 3) (Atwater, 1970; Handschumacher, 1976; Lynn y Lewis, 1976; Menard, 1978) que al nivel de la astenosfera sufre fusión parcial y origina los magmas de la faja (Mooser, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978).

Hacia el norte de la placa de Cocos la subducción de la placa Rivera tiene influencia solamente en el vulcanismo de la porción Occidental de la FVTM.

Actualmente existen muchas y diversas hipótesis acerca del origen de la FVTM.

- Alexander Von Humboldt (1808) fue el primero en dar una explicación a la alineación de los volcanes en la FVTM denominandola como el "... paralelo de los volcanes encendidos...". Humboldt consideraba que se trataba de una gran fractura que atravesaba de este a oeste a México hasta el archipiélago de Revillagigedo. Más tarde fue propuesta esta misma hipótesis con algunas modificaciones por Mooser y Maldonado (1961), Menard (1955), Mooser (1969).

- Primeramente Mooser (1956, 1961) pensó que la FVTM se formó en una zona de corrimiento lateral, esta hipótesis fue posteriormente apoyada por Gastil y Jersky (1973).

- Mooser y Maldonado (1961) proponen que la FVTM surge como resultado de una zona de debilidad en la corteza por donde emanaron los magmas.

- En trabajos posteriores Mooser (1970) considera que se trata de una zona de debilidad cortical prealeoocénica.

- De Cserna (1971) menciona 4 grandes zonas de fracturas que cortan a México una de estas la zona de fracturas México (Permo-Triásica) la cual se presenta bajo la actual localización de la FVTM.

- La FVTM fue por primera vez considerada como una probable

extensión de la Cordillera Circumpacífica Oriental (Mooser et al. 1970), gracias al desarrollo que había tenido la teoría de la tectónica de placas.

- Más tarde fue propuesta la hipótesis que considera que la FVTM está ligada a una zona de recubierta (Mooser, 1975).

- Mooser (1972), infiere que la FVTM es una zona de debilidad que fue reabierto desde el Terciario y que las lavas que afloran son derivadas de la subducción de la placa de Cocos a lo largo de la Trinchera Mesoamericana.

- La relación directa del origen de la FVTM con la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana en la Trinchera Mesoamericana fue más tarde propuesta y apoyada por Molnar y Sykes (1969), Demant y Robin (1975), Pichler y Weyl (1976), Thorpe (1977), Pal y Urrutia (1977), Urrutia y del Castillo (1977), Demant (1978), Negendank et al (1981, 1985), Verma (1985, 1987), Nixon et al (1987), Suarez y Singh (1986), Aguilar y Vargas y Verma (1987), Mooser et al (1986) y otros.

Mooser (1969) divide a la FVTM en 2 partes, son entonces propuestas una zona de rift local en Colima y estructuras de graben (Díaz C. y Mooser, 1972; Luhr et al. 1984, 1985), Allan, 1985; Nieto, et al. 1985), Robin (1976, 1982), también infiere esfuerzos de tensión de grábenes en la parte oriental de la FVTM.

Gunn y Mooser (1971), proponen que el origen del vulcanismo en la FVTM se debió a diversos mecanismos de generación de magma que incluyen la mezcla de material de corteza oceánica o material del marito como también la contaminación y cristalización fraccional de éste (Cameron et al. 1987; Aguilar y Vargas y Verma, 1987).

Negendank (1973, 1976), considera el origen del vulcanismo de la FVTM debido a la fusión parcial de los materiales de la corteza inferior basándose en estudios de la parte central de la FVTM (Richter y Negendank, 1976).

Otras hipótesis sugieren la mezcla de magmas del manto superior, corteza oceánica alterada y corteza continental (Robin, 1982; Robin y Contagrel, 1982; Nelson y Carmichael, 1984).

Estudios petrológicos posteriores demuestran que los magmas de la FVTM provienen directamente del manto superior y no de la placa oceánica alterada (Verma, 1982, 1983, 1984; Shurbert y Cebull, 1984).

Cebull y Shurbert (1987), sugieren 4 eventos que contribuyeron en la formación de la FVTM, basándose en evidencias geométricas consideran que el vulcanismo en la FVTM es independiente de la subducción y que comenzó a formarse probablemente en el Mesozoico hasta el Cenozoico.

Lo cierto es que el origen de la FVTM es generalmente asociado con la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana a lo largo de la trinchera Mesoamericana. En esta última hipótesis se fundamentan algunos de los conceptos expuestos en este trabajo.

2.3. Tectónica.

La FVTM fue primeramente dividida en dos porciones (Mooser, 1969): una porción poniente, desde el Golfo de México hasta el grabén de Colima, y otra porción desde este último hasta el Océano Pacífico (Fig. 5). La extensión de la porción oriental hasta Palma Sola, Estado de Veracruz, fue reconocida por Mooser (1972).

La forma de arco volcánico que toma gran parte de la porción oriental fue reconocida por F. Mooser (1969) y denominada Arco Tarasco (Fig. 6).

En los últimos años ha ido progresando el análisis de la FVTM.

Se reconocen una serie de grabenes en echelon (Mooser, 1986), (Fig. 7), los cuales, Mooser (1986) supone se formaron a raíz de un movimiento lateral izquierdo, ejercido desde la Trinchera Mesoamericana. Este movimiento había sido postulado

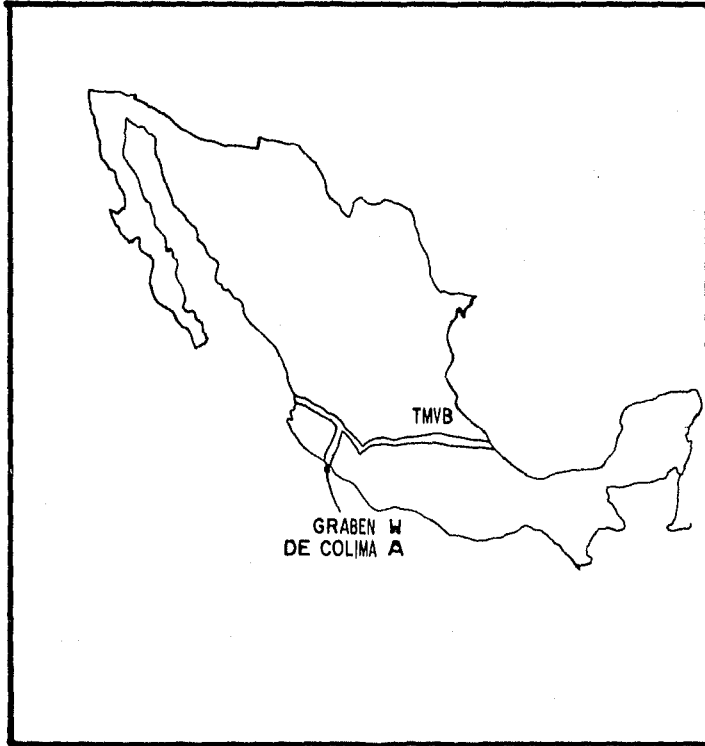


FIG. 5

DIVISION DE LA FAJA VOLCANICA TRANSMEXICANA

(de acuerdo a F. Mooser)

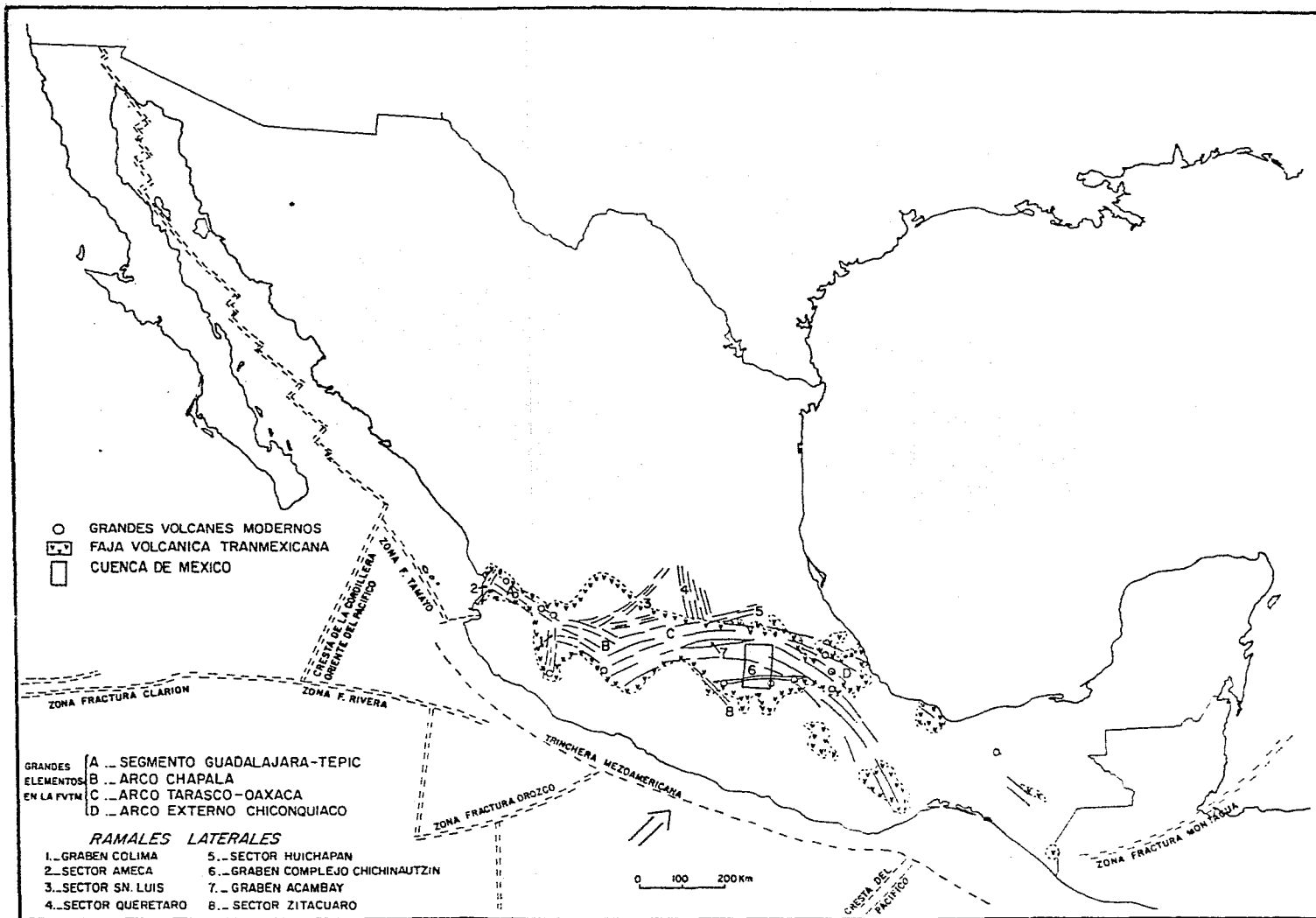


Fig.6 ARCOS VOLCANICOS Y RAMALES DE LA FVTM

(Tomada de F.Mooser y Soto P.,1986)

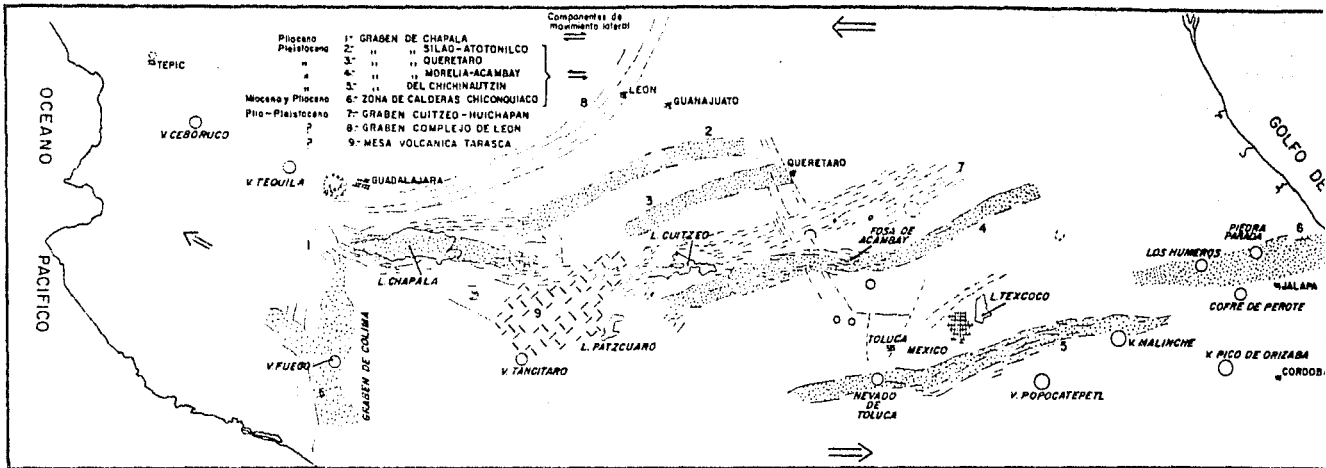


Fig.7 RAMALES VOLCANICOS ESCALONADOS

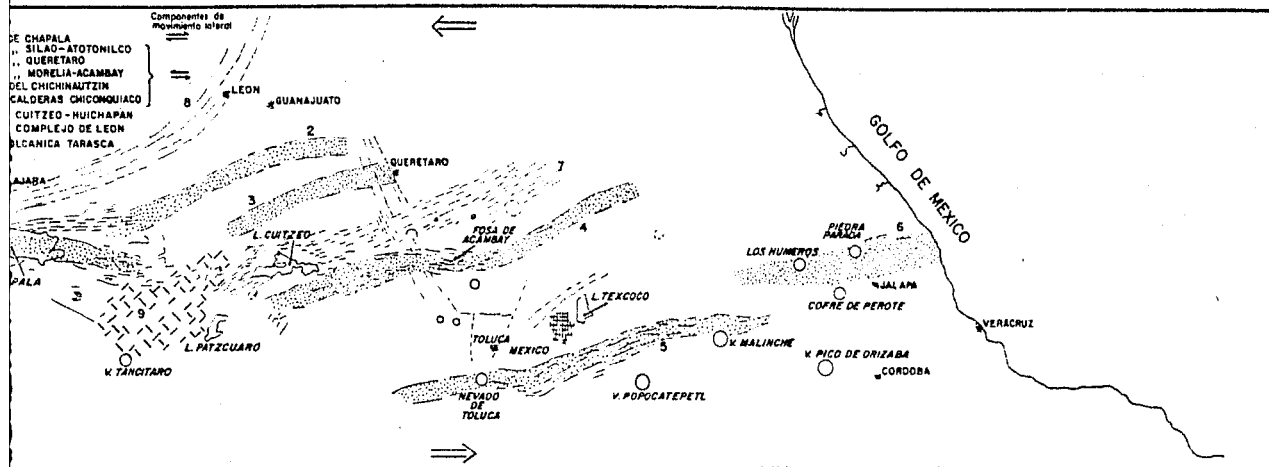


Fig.7 RAMALES VOLCANICOS ESCALONADOS

(F. Mooser et al, 1986)

gracias a los estudios que se han realizado en la Cuenca de México en la última década. Se han reconocido en el centro de la FVTM fracturas de orientación NNW (Mooser, 1969, 1986) y NE (Mooser, 1975) las cuales también se explican con base en el proceso de cizalla.

En 1986 se amplió el conocimiento original de los arcos volcánicos (Fig. 6) en la FVTM (Mooser, 1986).

En 1985 J. Luhr propuso que la masa de Jalisco (una de las cinco masas corticales propuestas por Mooser en 1972) se mueve en la actualidad al NW, provocando la abertura del graben (rift) de Colima y la transcurrencia lateral a la derecha en la porción poniente de la FVTM (Fig. 8).

a) Marco Megatectónico.

La dependencia de la FVTM con la activa subducción de la placa de Cocos formando la Trinchera Mesoamericana fue sugerida primero en 1969 (Molnar, P. y Sykes, L.R., 1969) y hasta hoy generalmente aceptada con base en la sismicidad que se desarrolla en la Trinchera Mesoamericana y que aumenta de profundidad al norte en la zona de Benioff (Fig. 9).

Considerando el marco megatectónico, la Placa de Cocos en la actualidad se hunde bajo el continente al NE, mientras que la

MOVIMIENTO DE LA MASA DE JALISCO AL NW

(Según Luhr, 1985)

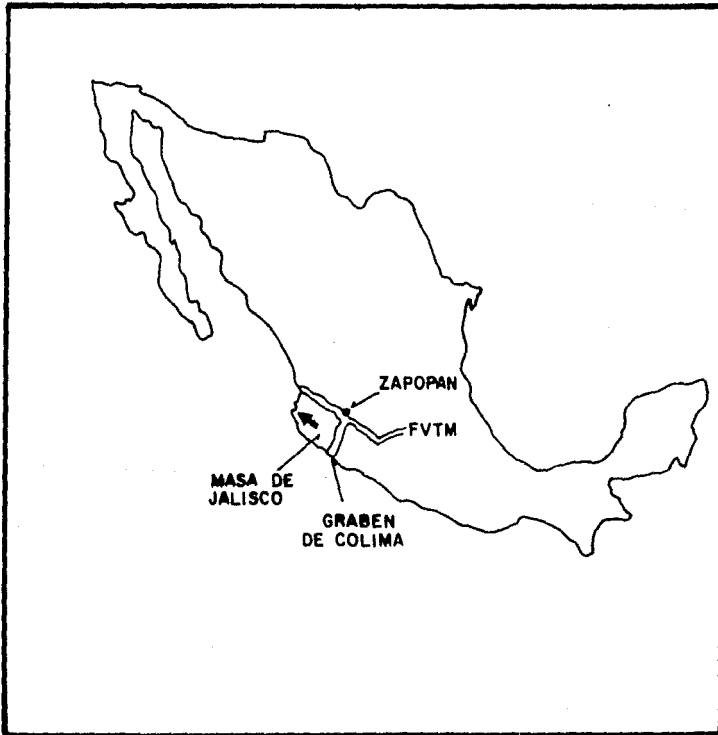


FIG. 8

Placa de Norteamérica avanza al SW. Así, la subducción, con vector al NE con dirección ligeramente oblicua a las costas del sur de México produce un pequeño esfuerzo oblicuo de cizalla a la izquierda (Mooser y Ramírez, 1988). Este se incrementa considerablemente a partir del Pleistoceno por la apertura del rift de Colima que empuja el sur de México al este.

b) Estado rígido y plástico de la corteza.

Las mediciones de flujo térmico sugieren para la FVTM (Ziagos, J.P. *et al.*, 1985) la presencia en ella de una zona plástica en la corteza con temperaturas de 300° C a 1000° C desde profundidades de unos 10 km hasta su base a unos 45 km; arriba de ella la corteza se puede caracterizar como rígida, propensa a fracturas, con temperatura inferior a 300° C de unos 7 a 10 km de espesor.

c) Sismicidad.

En lo que concierne a la sismicidad, la zona de Benioff de la placa de Cocos puede producir sismos máximos de 8.5 de la escala Richter en la Trinchera Mesoamericana y debajo de las costas del continente. A mayor profundidad (100 km), donde la placa sufre esfuerzos tensionales por el aumento de inclinación, magnitudes de 7.8 son posibles (Herrera, I. *et al.*, 1988). En la FVTM sin embargo parecen ocurrir únicamente sismos tensionales

someros. Con profundidades de 0 a 15 km y con magnitudes máximas de 6.6-7.0, a mayor profundidad la plasticidad impide la acumulación de esfuerzos sismogénicos (Ponce L., Suárez G., información verbal). Recientemente se han detectado también sismos de compresión someros, inmediatamente al norte de la FVTM (Ponce L., Suárez G., información verbal), lo cual es acorde con los esfuerzos tectónicos ejercidos en un arco posterior (backarc).

d) Arcos, Ramales y Fosas Complejas.

La FVTM incluye diversas unidades estructurales:

- 1) arcos volcánicos.
- 2) zonas de fracturas.
- 3) grábenes en echelon.
- 4) y elementos circulares.

Las anteriores unidades se consideran unos como producto de esfuerzos tectónicos, otros como producto de esfuerzos vulcanotectónicos.

Así, las unidades anteriores 1, 2 y 3 son producto de fuerzas de compresión y cizalla, ejercidos desde la Trinchera Mesoamericana, donde está siendo subducida la Placa de Cocos en dirección al NE (Fig. 10).

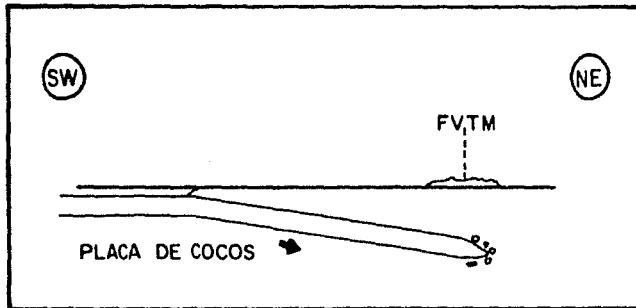


Fig.10 SUBDUCCION DE LA PLACA DE
COCOS AL NE

La unidad 4, denominada estructuras circulares de "colapso", así como la FVTM en general, son ambos producto de tectónica ascendente y de tensión a la vez, es decir, de vulcanotectónica. El calor de los magmas ascendentes produce un empuje hacia arriba.

En cada caso específico se discutirá detalladamente a que tipo de esfuerzos se debe cada fenómeno, aunque debe admitirse que hay casos que son la consecuencia de tectónica y vulcanotectónica.

1) Arcos Volcánicos.

La figura 6 reproduce los arcos reconocibles. Se señala la falta de conexión entre el gran arco central (Tarasco-Oaxaca) y el de Tuxtla-Chiapas (Mooser *et al.* 1986). Se debe ésta, probablemente a una ruptura de la placa de Cocos en la curvatura del Istmo de Tehuantepec (Molnar y Sykes, 1969); aquí la zona de Benioff se hunde abruptamente (30°), comparado con la inclinación leve ($10-12^\circ$) que la caracteriza debajo del sur de México en su porción central (Molnar y Sykes, 1969).

Además de los grandes arcos volcánicos principales pueden reconocerse otros arcos laterales o ramales como:

Ramal de San Luis

Ramal de Querétaro
Ramal de Huichapan
Ramal de Chichinautzin
Ramal de Chiconquiaco

2) Zonas de Fracturas.

Dentro de la estructura de la FVTM se pueden distinguir grandes sistemas de fracturas y fallas con direcciones predominantes al NE y NW, como el sistema Tlaloc-Apan y el sistema El Tigre-Tlaxpan, respectivamente, ambos se cree son producto del movimiento de cizalla descrito por Mooser (1972, 1986).

3) Grabenes en echelon.

Dentro del conjunto de la FVTM es posible diferenciar también agrupamientos de fosas y pilares que mantienen una secuencia escalonada (Fig. 7). Su arreglo sugiere un movimiento en cizalla a la izquierda ejercido desde la Trinchera Mesoamericana sobre la corteza rígida delgada de la zona volcánica (Mooser, F. y Ramírez M. T., 1988).

Debe señalarse, sin embargo, que un movimiento clásico de cizalla produciría grietas de tensión en un ángulo de 45° y no subparalelos al esfuerzo. Se supone que este arreglo anómalo se

debe a la preexistencia de fracturas más antiguas previas a la FVTM (Mooser y Ramírez, 1988).

Los grabenes complejos reconocibles son:

Fosa de Silao

Fosa de Salvatierra-Querétaro (Huchapan)

Fosa de Acambay

Antigua Fosa: Temascaltepec-Chichinautzin-Malinche

Fosa Chiconquiaco

En la Fig. 7 con los números 3, 4 y 7 se introducen a la Mesa Volcánica Tarasca (Mesa Tarasca, Pasquare *et al.*, 1987). La fosa de Silao pega contra el graben de Chapala en su mitad septentrional.

4) Elementos circulares.

Recientemente se han comenzado a discernir dentro de la FVTM un número extraordinario de estructuras circulares, parte de las cuales aparecen en el Informe sobre Laguna Verde: *Geology and Tectonic Setting of Eastern Continental México* (Mooser F. *et al.*, 1986). Las primeras estructuras circulares fueron reconocidas por D. Werle (información verbal F. Mooser) en la Sierra del Pico de Orizaba. En el presente trabajo se pone especial énfasis en estas estructuras circulares llamadas también *probables colapsos*

volcánicos.

e) Tectónica: Esfuerzos horizontales y verticales

Los principales elementos morfoestructurales de la FVTM se consideran producto de esfuerzos horizontales y verticales.

Los esfuerzos horizontales son producto de fuerzas de compresión y cizalla ejercidos desde la Trinchera Mesoamericana, donde está siendo subducida la Placa de Cocos en dirección al NE (Fig. 11).

Los esfuerzos verticales son originados por la tectónica ascendente y de tensión a la vez; puede definirse como vulcanotectónica esta última; se dividen dos fuerzas básicas (Fig. 12):

a) Expansión térmica de la corteza calentada por magmas en su base y magmas ascendentes. Los esfuerzos solamente pueden liberarse hacia la superficie.

b) El empuje de las cámaras magmáticas hacia arriba.

A lo anterior se agrega que el empuje tectónico horizontal sobre una corteza calentada y plástica en su mayor espesor, también genera arcos, lo cual junto con los esfuerzos verticales

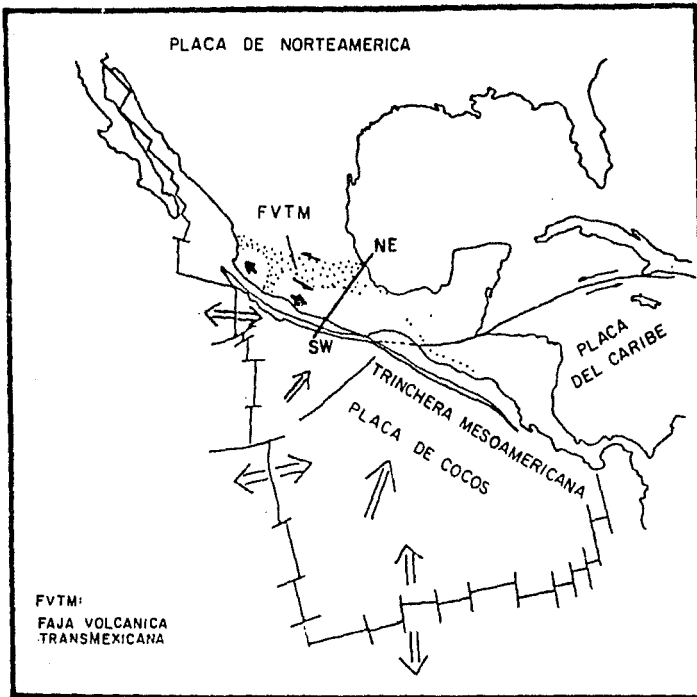


Fig.II ESFUERZOS HORIZONTALES EN LA
F V T M

(Drummond, 1981)

(a, b) resulta en un abombamiento y fractura tensional en la corteza rígida superior.

Así, en un arco volcánico las fuerzas de tectónica horizontal y vulcanotectónica se conjugan para crear un conjunto de fosas y de pilares tensionales (Fig. 13) paralelos al arco.

Sin embargo, el proceso de vulcanotectónica, mismo que dio origen a la FVTM, parece ser la actividad predominante en la formación de los grandes elementos morfoestructurales que componen a la FVTM, aunque sin la compresión y la cizalla conectado a este último, los grábenes en echelon no podrían generarse.

En resumen, la formación del relieve de la FVTM está estrechamente ligada a procesos endógenos -vulcanismo y tectónica- que a su vez se conjugan entre sí -volcánico-tectónico - para determinar las características morfoestructurales de la región.

- La FVTM es un cinturón volcánico calciocalcino predominantemente, que se formó a partir del Neógeno (Mioceno-Plioceno) donde predominan los productos volcánicos (Venegas, S. *et al.* 1985; Mooser *et al.* 1974; Negendank, 1972; Bloomfield, 1975, etc.).

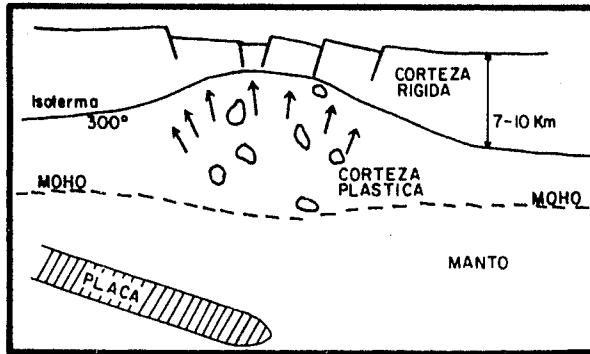


Fig.12 CALENTAMIENTO DE ZONA VOLCANICA

(Mooser. et al,1988)

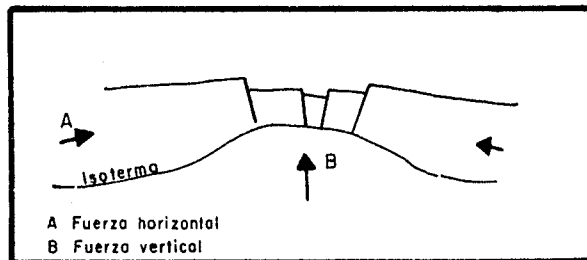


Fig.13 TECTONISMO Y VULCANOTECTONISMO SE CONJUGAN EN ARQUEAMIENTO

(Mooser. et al,1988)

- El origen de la FVTM generalmente se relaciona con la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Molnar y Sykes, 1969; Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975; Fichler y Weyl, 1976; Thorpe, 1977; Pal y Urrutia F., 1977, entre otros).

- En la FVTM la corteza superior es de poco espesor, rígida y propensa a fracturarse. la corteza media e inferior es plástica (Mooser, F. et al. 1986).

- En la FVTM parecen ocurrir únicamente focos con sismos tensionales someros (de hasta 15 km) y magnitudes máximas de 6.5-7.0 (Mooser y Ramirez, 1988).

- La estructura general de la FVTM incluye áreas volcánicas, zonas de fracturas, grábenas en echelon y elementos circulares.

- Los principales elementos morfoestructurales de la FVTM se consideran producto de los esfuerzos horizontales -producto de fuerzas de compresión y cizalla ejercidas desde la Trinchera Mesoamericana -y los esfuerzos verticales- originados por la tectónica ascendente y de tensión (vulcanotectónica).

3. MORFOESTRUCTURA.

En este estudio se considera necesario realizar un análisis general de los rasgos morfoestructurales que a nivel regional componen a la FVTM, anteriormente interpretados por otros autores (Mooser, *et al.*, 1986; Mooser y Ramirez, 1988), para explicar algunas de las regularidades que determinan la disposición y distribución de los grandes elementos morfoestructurales (Fig. 14), que se observan en la zona en estudio, es decir en la porción centro-oriental de la FVTM (Fig. 2).

3.1 Morfoestructura General de la FVTM.

Se reconocen en la FVTM los siguientes elementos:

1. Sistema de Fracturas y fosas en "X", orientadas al NE y NW (Graben de Tula, fracturas al NE de la cuenca de México, etc.).
2. Sistema de fracturas y fosas orientadas al NNW (Sistema de fracturas Querétaro).
3. Fosas en echelon al ENE (Silao - Atotonilco, Acambay y Chichinautzin).
4. Fosas E-W (Fosa Chapala).

5. Arcos Volcánicos (Arco Tarasco-Oaxaca).

6. Estructuras circulares de colapso.

Los anteriores elementos se consideran unos como producto de esfuerzos tectónicos, otros como producto de esfuerzos volcanotectónicos.

En cada caso específico se discutirá detalladamente a que tipo de esfuerzos se debe cada fenómeno, aunque debe admitirse que hay casos que son la consecuencia de tectónica y volcanotectónica.

El sistema de fracturas con dirección NE y NW lo forman tres lineamientos principales: lineamiento que va al sur de la ciudad de Guadalajara y al norte del Lago de Chapala, el cual inicia con dirección oeste-este hasta la ciudad de León, donde cambia su rumbo al NE; el sistema de fracturas que inicia al occidente del Lago de Cuitzeo en dirección NE y que atraviesa el sistema de fracturas "Querétaro 1"; el sistema de fracturas o lineamiento "Querétaro 1" con dirección NW. Este gran lineamiento se extiende desde el sur del volcán Nevado de Toluca en dirección NW cortando el sistema de fracturas y graben de Acambay hasta el NE de la ciudad de Querétaro (Fig. 7); Fosa de Chapala, que tiene una dirección WNW; este sistema lo forman el graben de Chapala y fracturas con dirección WNW que se extiende a partir del SE del

Lago de Chapala atravesándolo con dirección NW (No. 1, Fig. 7) (Mooser et al. 1986; Ramírez, 1988).

La zona de fracturas y fosas en echelon con dirección ENE, la forman El graben de Silao que se extiende en principio al NE hasta su coalescencia con el sistema de fracturas "Querétaro I" (No. 2, Fig. 7) (Mooser et al. 1986; Ramírez, 1988).

Grahen de Querétaro y sistema de fracturas Salvatierra- "Querétaro II" se extiende al N del Lago de Cuitzeo en dirección NNE hasta la ciudad de Querétaro donde se confunde con el lineamiento "Querétaro I" (No. 3, Fig. 7). (Mooser et al. 1986; Ramírez, 1988).

Grahen y sistema de fracturas "Morelia-Acambay", se extiende desde la ciudad de Morelia en dirección NE hasta la zona colapsada de los Azufres donde cambia ligeramente de dirección hasta tomar una casi W-E hasta Acambay recupera su dirección ENE extendiéndose hasta los límites de las ciudades de Pachuca y Actopan (No. 4, Fig. 7) (Mooser et al. 1986; Ramírez, 1988).

Anticlinal graben del Chichinautzin y sistema de fracturas este-noreste inicia al occidente del volcán Nevado de Toluca, atravesando la Sierra Chichinautzin, la de Santa Catalina y la Sierra Nevada hasta el volcán de la Malinche. (No. 5, Fig. 7). Zona de Calderas Chiconquiaco, se inicia al este de los Humeros

hasta la Laguna Verde en el Golfo de México en dirección E-W (Mooser 1986).

3.2. Principales elementos morfoestructurales (tectónicos y vulcanotectónicos) de la porción centro-oriental de la FVTM.

La FVTM incluye en su estructura a dos principales elementos, tectónicos y vulcanotectónicos:

I. Lineamientos morfoestructurales (LM) y

II. Lineamientos circulares -estructuras de Colapsos (?).

I. Lineamientos Morfoestructurales (tectónica lineal).

Los grandes LM que han sido observados son los siguientes:

A). Querétaro I

B). Acambay

C). Temascaltepec-Chichinautzin-Malinche

D). Silao

E). Salvatierra-Querétaro II

Estos LM pueden ser a su vez divididos en dos grandes sistemas:

- 1) LM longitudinales a la FVTM.
- 2) LM que atraviesa a la FVTM perpendicularmente.

1. LM LONGITUDINALES A LA FVTM.

Acambay (Fig. 15: B).

El LM Acambay corresponde a uno de los grábenes que se encuentran dentro de la FVTM (Mooser, 1986). Este graben y sistema de fracturas tiene una dirección general E-W: inicia a más de 30 km al W de Morelia, comprende el colapso de Los Azufres, atraviesa el colapso Tepuntepec y el Huapango-Nado; hacia el E corta el sistema de fracturas LM Querétaro I. Al este de la presa Huapango el sistema de fracturas se desvía ligeramente en dirección NE hacia Pachuca.

El LM Acambay se extiende a lo largo de casi 275 km, y su ancho es cercano a los 15 km.

El graben de Acambay es un complejo de fallas y fracturas que se expresa claramente en la morfología del relieve que se extiende desde Morelia hasta Acambay. En Acambay el graben se

estrecha cerca de los 11 km.

Hacia el este continúa posiblemente hasta Pachuca. Aquí se une con el arco volcánico Tarasco-Oaxaqueño, donde este último cambia de dirección hacia el sureste (Fig. 7).

Es interesante que en esta región septentrional limitrofa de la FVTM han ocurrido con cierta frecuencia sismos de compresión relativamente superficiales de baja magnitud (Ponce, L. y Suárez, G., comunicación verbal).

El área entre Morelia y Acambay ha sido extremadamente activa durante el Pleistoceno y Reciente, y ha sido asociada con numerosos sismos acontecidos en época prehistórica (Mooser, 1936).

De acuerdo con información obtenida por J. Tricart en el Lago de Zacañu, la edad de las últimas coladas de lava se calculan en 28 000-3 000 años, como están falladas dan prueba de la continuidad de los esfuerzos de tensión y formación del graben.

El estudio de la zona de graben de Acambay lleva a las siguientes interpretaciones:

- 1) El graben de Acambay es más reciente que las estructuras de

colapsos circulares Nado, Gallo y Tepuxtepec; sin embargo, es contemporáneo el colapso de Los Azufres. Efectivamente, en las imágenes del satélite "Landsat" se observa en la morfología del relieve cómo los colapsos están cortados por las fallas del graben de Acambay, además es visible como la falla que forma el lado sur del graben de Acambay se introduce en el colapso del Nado.

2) El graben de Acambay es considerado como una zona activa que se manifiesta por la actividad sísmica y las fallas de la superficie de la zona.

El desplazamiento vertical relativo en el graben es de cerca de 200 m (Mooser, 1986). Asimismo, en el graben se han desarrollado numerosos conos cineríticos, domos y volcanes junto con pequeños estratovolcanes que han hecho erupción a medida que se hundió la parte central.

3) Es probable que el graben de Acambay se ha ido formando durante un periodo de fuertes esfuerzos cortantes en sentido lateral-izquierdo; sin embargo, se observan también estructuras menores a lo largo de las fallas en las márgenes sur y norte del graben, que manifiestan la acción de esfuerzos cortantes opuestos en sentido lateral derecho, que pudieron haber ocurrido en cortos intervalos a lo largo del mismo graben, de acuerdo al estudio de estrias (Mooser, 1986).

4) Basándose en el estudio de paleosuelos (Mooser, 1986) se calcula que el desarrollo del graben comenzó antes del interglacial del Yarmouth (hace 500 mil años aproximadamente). El graben desplazó también lavas que fueron depositadas durante el Sangamon (cien mil años), en tiempos más recientes muy pocas lavas han sido desplazadas en la margen sur del graben (Mooser et al., 1986).

5) Al este del graben de Acambay, la expresión geomorfológica del LM que se observa desde Morelia hasta Acambay, se pierde, probablemente esto se deba a que en esta región se encuentre sepultada esta estructura.

6) La parte oeste del LM de Acambay puede ser interpretada como una reactivación a lo largo de una antigua estructura preexistente que F. Mooser (1986) cree reconocer hasta la zona de Pachuca. La tectónica del área incluye el desarrollo del arco volcánico Tarasco-Oaxaqueño el cual giró hacia el SE en el área de fallas preexistentes, interpretadas por alineación de conos volcánicos. Este arco volcánico es activo en el poniente, en su parte central menor, pero en su porción este (Cuenca Oriental) de nuevo resulta activa.-

Temascaltepec-Chichinautzin-Malinche

(T-CH-M) (Fig. 15: C).

El Lineamiento morfoestructural T-CH-M se extiende desde el volcán Nevado de Toluca hasta la Caldera de los Humeros, en dirección WSW-ENE. Este lineamiento atraviesa a la FVTM a lo largo de cerca de 225 km.

El lineamiento T-CH-M atraviesa importantes estructuras volcánicas: colapso Nevado-Zempoala, volcán La Palma, colapso Palma-Ajusco, volcán Tláloc y colapso Tláloc, y probablemente esté asociado a la caldera de los Humeros. Este gran LM en detalle no se logra ver, pero en imágenes de satélite (escala 1:1 000 000) puede diferenciarse. Es posible inferirlo por numerosos indicadores como: lineamientos -de conos y estratovolcanes y algunas estructuras circulares de colapso.

De acuerdo con las observaciones realizadas se puede decir lo siguiente:

1. El sistema de fracturas T-CH-M parece representar una estructura antigua, evidencia de ello son las fracturas en el área de Temascaltepec, al sur de la FVTM, donde rompen rocas más antiguas (del mesozoico), que las que componen a la FVTM (pliocuaternarias).

2. En el centro de la FVTM, el sistema de fracturas T-CH-M se desintegra en numerosos grábenes escalonados, el Chichinautzin mismo comprende dos de ellos (Mooser, 1986). Este escalonamiento sugiere un movimiento lateral-izquierdo generado desde la Trinchera Mesoamericana.

3. El sistema de fracturas T-CH-M está cortado por el fracturamiento Querétaro I. De las condiciones existentes en el cruce de ambos, no es posible en este momento hacer deducciones de edades relativas de los mismos.

4. Resalta el paralelismo del lineamiento T-CH-M con los de Silao, Salvatierra-Querétaro II. Surge la pregunta, si son contemporáneos o de paralelismo genético.

5. Sorprende dentro del paralelismo mencionado con el número 4, la dirección algo anómala y hasta oblicua del lineamiento de Acambay.

Silao (Fig. 15: D).

El sistema de fracturas y grábenes (fosas) de Silao tiene una dirección general WSW-ENE. Inicia al W del Lago de Chapala, se prolonga hacia el ENE al S de Irapuato y de San Miguel de Allende hasta su coalición con el sistema de fracturas de Querétaro I al norte de Querétaro, a 30 km al E; aproximadamente.

del sistema Querétaro I se observa el límite extremo oriental del sistema Silao. Tiene una longitud cercana a los 125 km. Por su expresión morfológica es posible que este LM sea posterior al LM Querétaro I: esta interpretación se basa en el desplazamiento al S del LM Silao que se observa en su coalición con el Querétaro I. En esta zona no se registra actividad sísmica de importancia por lo que se considera una zona más estable que la del LM de Acambay.

Salvatierra-Querétaro II (Fig. 15: D).

Este sistema de fallas y fracturas inicia al W del Lago de Cuitzeo con dirección ENE, atraviesa Salvatierra y continúa hasta el S de Querétaro: la longitud de éste es cercana a los 150 km. Se extiende en forma casi paralela a los lineamientos de Silao y Acambay e intercepta al graben de Querétaro (Mooser *et al.*, 1986).

2. LM QUE ATRAVIESA A LA FVTM PERPENDICULARMENTE.

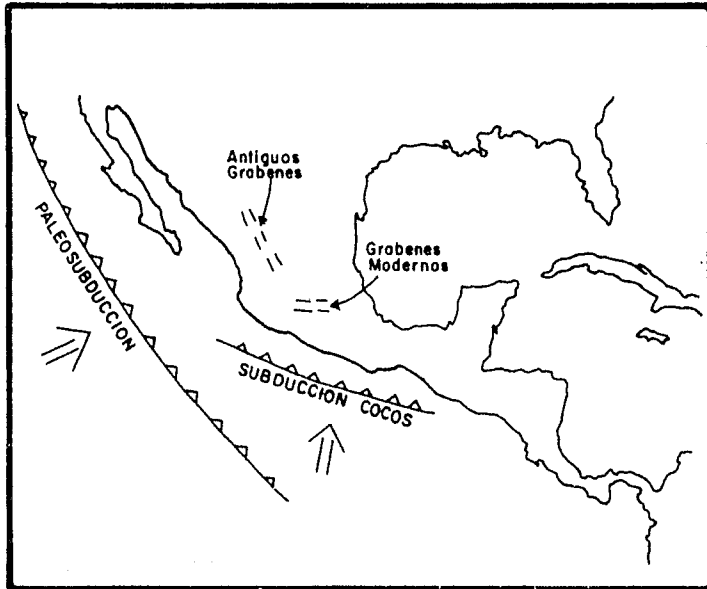
LM Querétaro I (Fig. 15: A).

Se extiende en dirección general NNW-SSE. En su porción norte éste se inicia al este de San Miguel de Allende, dirigiéndose hacia el SSE: atraviesa Querétaro, el colapso del Gallo y el graben de Acambay (Fig. 15). Al sur de este sistema de fallas y fracturas, el LM desaparece casi en su totalidad aunque

apunta al gran volcán del Nevado de Toluca. Sin embargo, es posible observar algunas fracturas en la misma dirección SSE al este de Zitácuaro y atravesar la presa Valle de Bravo. Al SW del volcán Nevado de Toluca (Fig. 15), es más clara la expresión geomorfológica de este sistema de fracturas que continúa en dirección SSE. Al este de Iguala, el sistema de fractura Querétaro I se divide, una parte continúa en dirección SE mientras que la otra gira hacia el E.

El LM Querétaro I es el sistema de fracturas más importante que atraviesa en todo su ancho a la FVTM. tiene una extensión cercana a los 375 km de largo en su parte más ancha 65 km aproximadamente.

El LM Querétaro I es más amplio en su parte norte y se va haciendo más angosto en su extremo sur; su dirección general sugiere una relación genética con las fracturas de un vulcanismo anterior, que es el creado por la subducción de la antigua placa del Pacífico (Farallón) en el Terciario temprano (Fig. 16). Posteriormente, estas estructuras parecen haber sido reactivadas por el vulcanismo moderno, dependiente de la Placa de Cocos (Fig. 17). -



**Fig. 16 SUBDUCCION DE LA PLACA FARALLON
Y COCOS**

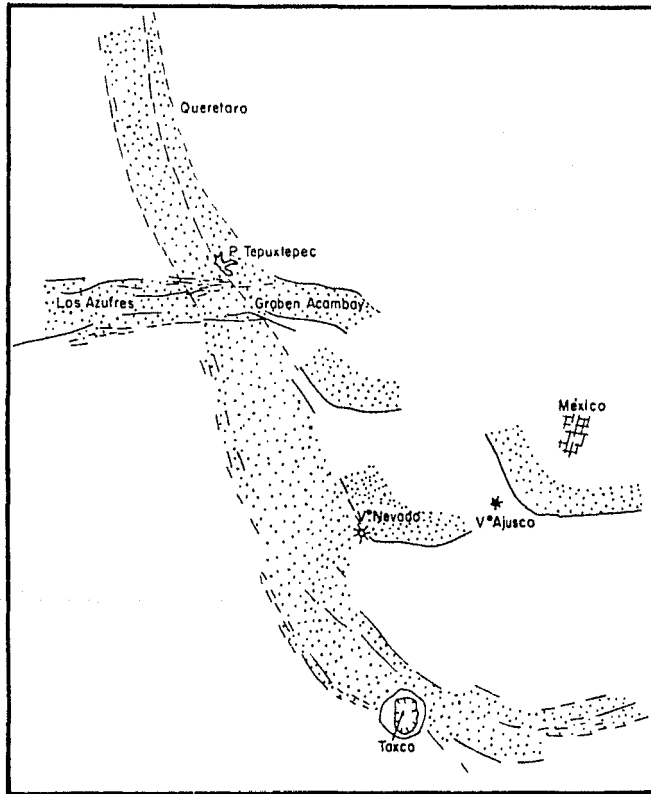


Fig.17 RAMAL QUERETARO Y ESTRUCTURAS ARQUEADAS

II.- Lineamientos Circulares (Tectónica Circular)-Estructuras de "Colapso" en la FVTM.

La actividad vulcanotectónica en la FVTM se ha manifestado también por estructuras circulares de colapso (?). Estas estructuras que son producto de volcanismo de la región, son el resultado de la intrusión de magma en forma de cámaras magnéticas en la corteza superior, las cuales posteriormente han sido vaciadas en forma rápida durante varios ciclos de erupciones. Dentro de la FVTM son numerosas (más de 27) las grandes estructuras de colapso que se encuentran dispuestas a lo largo del arco volcánico Tarasco-Oaxaca.

En el presente estudio se hará la interpretación con más detalle de algunos de los colapsos (?) más importantes de la zona.

Colapso (?) de la Cebolla de Tzitzio (Fig. 15: 5).

Este colapso es una estructura circular que se encuentra localizada al E y SE de Morelia aproximadamente a 15 km. En su extremo sur el colapso se encuentra a 20 km de Huetamo. Esta gran estructura circular tiene un diámetro, en su mayor extensión, de más de 100 km. en dirección N-S. El colapso Cebolla de Tzitzio constituye la estructura circular de mayores dimensiones observadas hasta ahora en la zona centro oriental de

la FVTM incluye un colapso interior y dos extremos más pequeños. La estructura circular puede diferenciarse en las imágenes de satélite (escala 1:1 000 000), así como en las cartas topográficas de más detalle (1:250 000), su expresión geomorfológica es clara aunque en su parte este, cerca de Zitácuaro es menos evidente en el relieve. El colapso Cebolla de Tzitzio está cortado por un sistema de fracturas con dirección SW-NE; estas probablemente son posteriores a la formación del colapso ya que las fracturas se reflejan mejor en el relieve, mientras que algunos rasgos del colapso han sido borrados por procesos posteriores, tanto por erosión como por actividad volcánica más reciente. En el centro del colapso se levanta la estructura conocida como Anticlinal de Tzitzio formada por la Orogenia Laramide. Dentro del colapso se encuentra material volcánico del Terciario tardío y temprano.

Complejo de colapsos El Gallo, Huapango-Nado y Tepuxtepec.

Colapso El Gallo (Fig. 15: 1)

Esta estructura circular está formada por una serie de lineamientos en forma elíptica, cuyo eje mayor está orientado en dirección WNW y tiene un diámetro de más de 40 km. En su margen sur el colapso se une con el sistema de fallas más reciente del graben de Acambay; es en esta porción donde se levanta el volcán escudo El Gallo, el cual contiene en su caldera domos múltiples.

El colapso El Gallo probablemente resultó como consecuencia de una larga serie de erupciones volcánicas que culminaron con la salida de 5 km³ de ignimbritas que se extienden hacia el NW hasta la altura de San Juan del Río, de edad pre-Sangamon (Mooser, 1986). El colapso es atravesado por el sistema de fracturas del lineamiento Querétaro I.

Colapso Huapango-Nado (Fig. 15: 2).

Es una estructura semielíptica cuyo extremo oriental se extiende alrededor de la presa Huapango y gira en dirección W. El extremo occidental del colapso ha sido borrado por la presencia de nuevos periodos de actividad vulcanotectónica, correspondiente al colapso El Gallo. En el centro de este colapso se encuentra el volcán Nado alineado sobre un sistema de fracturas en dirección E-W que pertenece al lineamiento Acambay.

Al sur de éste se encuentran superpuestas las fallas y fracturas de la estructura del graben de Acambay que cortan al colapso Huapango-Nado. El extremo sur del colapso se une con la margen sur del graben de Acambay. En la intersección del colapso Huapango-Nado y las fallas de la margen norte del graben parece haberse producido el macrosismo del 1912 (Mooser, 1986).

Colapso Tepuxtepec (Fig. 15: 26)

Es una estructura semicircular de la que sólo se conserva su extremo NE y E; la mitad W parece haber sido afectado durante el desarrollo del LM Querétaro I que divide en dos al colapso y borró los rasgos de la mitad occidental. Asimismo, el colapso Tepuxtepec ha sido alterado por la actividad vulcanotectónica posterior a su formación y que dio origen al graben de Acambay.

Lo anterior nos lleva a las siguientes interpretaciones:

- 1) El colapso Tepuxtepec es probablemente el más antiguo o contemporáneo al de Huapango-Nado.
- 2) El colapso El Gallo es más reciente, ya que suprayace al Colapso Huapango-Nado en su extremo WNW.
- 3) Los tres colapsos son más antiguos que la formación del graben Acambay.

Colapso del Rehilete (Atlacomulco) (Fig. 15: 4).

Esta estructura tiene forma casi elíptica con un diámetro en su eje mayor de aproximadamente 50 km. Abarca el N del Valle de Toluca y se extiende hasta la Sierra de Las Cruces en su extremo NW. La estructura del colapso El Rehilete está formada por un

sistema de fallas que en el volcán La Guadalupeana se dirige hacia el NW; en su extremo sur el lineamiento tiene dirección E-W que cerca de Jiquipilco gira al NE. Desde la cumbre NW de la Sierra de Las Cruces se prolonga hacia el NW hasta el volcán de Jocotitlán. En la parte NW de la estructura de colapso Rehilete, cerca de Atlacomulco, los rasgos se pierden en la geomorfología de la zona siendo aquí inferido por una hilera de domos.

Complejo de Colapsos del Nevado de Toluca

El volcán Nevado de Toluca ha sido afectado por la formación de 4 grandes colapsos:

- Nevado-Zempoala
- Nevado de Toluca
- El Fraile
- El Calvario

Colapso Nevado-Zempoala (Fig. 15: 9).

Es de mayor extensión; se encuentra en el flanco oriental del volcán. Su margen norte se dirige hacia el NE girando su límite sur en dirección E-W; atraviesa el volcán Tlali hasta la Sierra del Chichinautzin. Esta estructura de colapso se manifiesta como un sistema de fracturas que son identificadas en

gran detalle en fotografías de vuelo alto.

Colapso Nevado de Toluca (Fig. 15: 8).

Es una estructura circular que se extiende en las laderas del sur del volcán con dirección SSE; consta de un lineamiento circular interno y otro externo dirigidos hacia el SE, de una longitud de más de 40 km. El cierre SW del colapso no se refleja en la geomorfología de la zona.

Colapso El Fraile (Fig. 15: 7).

Este se encuentra en la ladera occidental del volcán Nevado de Toluca. Del colapso se conservan sólo algunos rasgos en su parte oriental. Atraviesa el volcán en su parte más alta en dirección WNW y luego gira al SW en su margen norte. La margen SE es cortada por el colapso Nevado de Toluca.

Colapso El Calvario (Fig. 15: 6).

Se extiende al NW del volcán Nevado de Toluca. Este tiene forma elíptica, donde su eje mayor tiene dirección NW. No hay rasgos en la superficie del cierre al NW.

Probablemente el colapso Nevado-Dampoala sea el más joven de éstos ya que en él se alinean una serie de conos y domos de

reciente formación. Parece guardar relación genética con la Sierra del Chichinautzin ya que se une con la falla del Tlali (Mooser, comunicación verbal).

Ajusco-Palma (Fig. 15: 10).

Este colapso se encuentra dentro del gran lineamiento Tenascaltepec-Chichinautzin-Humeros. Es una estructura elíptica que forma un sistema de fracturas en dirección ENE, y atraviesa el volcán Ajusco. Dentro de este colapso se observa otro de menor dimensión que forma el valle de Monte Alegre al NW del volcán Ajusco. En el extremo occidental, el colapso se une al grabén Salazar-Ajusco; este último puede estar asociado a movimientos sísmicos superficiales ocurridos en la zona de Santa Cruz Ayotusco. Parece ser que la actividad de estas estructuras es la que ha afectado en épocas recientes al SW de la Cuenca de México.

Colapso Popocatepetl (Fig. 15: 12).

Es una estructura en medio círculo que se extiende en sus extremos hacia el SW. Este corta al volcán en su parte occidental. En la margen norte del colapso se observa uno de mayor tamaño en dirección W-SE que atraviesa al colapso.

Complejo de Colapsos del Volcán de La Malinche.

Colapso La Malinche (Fig. 15: 17-a).

Este colapso circunda al volcán La Malinche en su parte norte. Esta estructura en forma de arco se extiende en dirección general W-E; y tiene una longitud de aproximadamente 45 km.

Colapso La Malinche (Fig. 15: 17-b).

Es una estructura en forma elíptica que se forma a partir del cráter del volcán La Malinche en dirección este en su eje mayor y cuya longitud se estima en más de 10 km. La parte central del colapso es atravesada por una falla en dirección NE. La margen N del colapso se une con otra estructura circular denominada Colapso de Humantla (Fig. 15: 27) que se extiende al este del volcán y tiene un diámetro cercano a los 10 km. Al NE del volcán La Malinche se extiende otra estructura circular que corresponde al Colapso de Atizayanca (Fig. 15: 18). La mitad norte de este colapso se refleja bien en la morfología del relieve, mientras que su mitad sur ha sido inferida. En su extremo W el Colapso Atizayanca intercepta al de La Malinche para luego desaparecer, lo que sugiere la formación posterior del colapso de La Malinche.

Complejo de Colapsos de Los Humeros (Fig. 15: 19).

Al norte de la caldera de Los Humeros se presentan dos grandes colapsos en forma de semicírculos, uno externo y otro interno. Estos colapsos se identifican claramente por sus rasgos geomorfológicos en las imágenes de satélite (escala 1:1 000 000) así como en cartas topográficas a mayor detalle (1: 50 000). Estos grandes colapsos se encuentran en el extremo más oriental del gran lineamiento Temascaltepec-Chichinautzin-Humeros.

Complejo de Colapsos de la Sierra del Cofre de Perote-Pico de Orizaba

Está formado por numerosos colapsos, entre los cuales destaca el mayor de ellos, el gran Colapso Cofre-Pico de Orizaba (Fig. 15: 20). Este último forma un lineamiento semielíptico que se extiende en dirección cercana al N-S con su extensión de más de 100 km. Se encuentra a 20 km aproximadamente al W de Jalapa y a 7 km de Orizaba. Atraviesa los grandes volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba. En el extremo norte del colapso se eleva el volcán Cofre de Perote; aquí se observan dos colapsos circulares menores, uno de ellos al W y otro mayor denominado Colapso del Cofre en la mitad oriental del volcán (Fig. 15: 21). En la mitad sur del colapso Cofre de Perote-Pico de Orizaba y al este del volcán Pico de Orizaba se observan los colapsos: Pico de Orizaba y el colapso de Coscomatepec-Orizaba (Fig. 15: 22 y 23

respectivamente).

El Colapso Pico de Orizaba.

Es una estructura circular con un diámetro de 15 km; está formado por una serie de lineamientos curvados que se manifiestan en la superficie del relieve. Incluye un colapso interno (Fig. 15: 22-a) el más circular y uno externo (Fig. 15: 22-b) que en el cráter del volcán Pico de Orizaba parece unirse al otro colapso denominado "Coscomatepec-Orizaba" (Fig. 15: 23), este se extiende al E y W del volcán con el mismo nombre, tiene una forma cercana a un óvalo y su diámetro mayor es de más de 50 km. Los rasgos geomorfológicos de este colapso se pierden en su parte NW y es posible observarlo sólo hasta el Cerro Chico al S de Coatepec.

Este complejo de colapsos incluye un lineamiento importante en dirección SE- NW que inicia 15 km al S de Orizaba y se extiende hasta el volcán Pico de Orizaba; tiene una longitud cercana a los 40 km. Estos colapsos han sido reconocidos por Mooser (comunicación verbal), quien considera que el colapso Pico de Orizaba-Cofre de Perote puede estar ligado al SE con fallas de la Mixteca Alta y al NE con fallas que controlan los volcanes en escudo terciarios de Piedra Parada y Chiconquiaco formando así una gran debilidad tectónica dirigida hacia el Golfo de México.

La FVTM en su mitad oriental, incluye cerca de 27 colapsos. Además de los anteriores descritos, se observan los siguientes:

Colapso Los Azufres (Fig. 15: 25) se encuentran a 13 km al E del Lago Cuitzeo, en el graben Acambay; es circular y tiene un diámetro cercano a los 17 km.

Colapso o Caldera del Cerro Astillero (Huichapan) (Fig. 15: 3) es una caldera circular de 10 km de diámetro aproximadamente.

Colapso Taxco (Fig. 15: 24). Este circunda a Taxco. Es una estructura formada por un colapso interno y otro externo de 17 km de diámetro aproximadamente. Se encuentra contenido por el lineamiento Querétaro I, lo que sugiere su relación genética con este sistema de fracturas. Como las ignimbritas de Taxco datan del Oligoceno tardío (Fries *et al.*, 1962), esto permite fechar la edad más temprana del sistema de fracturas Querétaro I.

Colapso Zempoala Sur (Fig. 15: 11) se encuentra cercano a las Lagunas de Zempoala, a 13 km al NW de Cuernavaca; es una estructura de medio círculo cuya mitad oeste no se reconoce.

Colapsos Tlaixpen y Patlachique (Fig. 15: 15 y 16 respectivamente). Estas estructuras circulares se encuentran al NE de la Cuenca de México.

Colapso Tlaloc (Fig. 15: 14). Se encuentra en las laderas orientales del volcán Tlaloc: forman parte del LM Temascaltepec-Chichinautzin-Malinche.

Colapso del Iztaccihuatl (Fig. 15: 13). Se ubica su expresión más clara el NW del volcán Iztaccihuatl en el Llano Grande: es una estructura elíptica dirigida al NNW-SSE; rodea a todo el Iztaccihuatl (Mooser, comunicación verbal).

ESTRUCTURAS LARAMIDICAS

Otros rasgos importantes reconocidos en las imágenes del espacio son las estructuras laramidicas que se encuentran en la margen sur de la FVTM: corresponden a lineamientos de tafrogénia que forman una estructura de graben (?) al sur de Tehuacán-Puebla, se trata del llamado graben (?) de Tehuacán.

CONCLUSIONES Y DISCUSION

El mapa fue preparado con base en fotografías del espacio y fotografías aéreas de gran altura. El área cubierta corresponde a la parte central y oriental de la Faja Volcánica Transmexicana. Se reconocen rasgos lineales de primer orden y rasgos circulares.

Los rasgos lineales (LM) se dividen en tres grupos I, II, III.

Grupo I

- A. El lineamiento morfoestructural Silao
- B. El lineamiento morfoestructural Querétaro
- C. El lineamiento morfoestructural Acambay
- D. El lineamiento morfoestructural Chichinautzin
- E. El lineamiento morfoestructural El Cofre de Perote-Pico de Orizaba.

Todos estos se dirigen generalmente de W a E acusando paralelismo con la FVTM.

Resalta el hecho de que los lineamientos morfoestructurales A, B y D se distribuyen en echelon. También resalta el hecho de que C y E se unen en lo que parece ser un arco volcánico. Todos estos lineamientos están genéticamente ligados al vulcanismo

producido por la subducción de la Placa de Cocos en el Terciario tardío y Cuaternario.

Grupo II

F Lineamiento Querétaro

Este se dirige de NNW a SSE, cortando los lineamientos del Grupo I. Su dirección general sugiere una relación genética con un vulcanismo anterior: el vulcanismo creado por la subducción de la antigua Placa del Pacífico (Farallón) en el Terciario temprano.

Grupo III

El tercer grupo consta de lineamientos morfoestructurales dirigidos al NE, es decir oblicuos a la FVTM. Se detectan en el Valle de Toluca, en la Cuenca de México, en la de Puebla, la Oriental y en la elevada Sierra del Pico de Orizaba-Cofre de Perote. Su estilo sugiere que deben su origen a un movimiento de cizalla lateral izquierdo, producto del empuje oblicuo de la placa de Cocos en su subducción debajo de la Placa Norteamericana.

Los rasgos circulares.

En este trabajo se presenta por primera vez, un número importante, más de 20 estructuras circulares "colapsos" que anteriormente no se habían establecido en publicaciones sobre la FVTM, a excepción de algunas estructuras ya conocidas como las calderas de Amealco, Huichapan, Los Humeros y Chiconquiaco, así como los rasgos circulares anteriormente interpretados por Werle D. (citado por Mooser, 1986) y Mooser F. (1986) en la Sierra del Pico de Orizaba y Cofre de Perote.

Estos rasgos circulares y elípticos, aparecen en toda la parte centro oriente de la FVTM. Oscilan en tamaños de pocos Km a diámetros de 50 km como máximo. Su forma sugiere la presencia de cuerpos magmáticos a profundidad en la corteza superior del continente. En parte se deberán a abombamientos focales, en parte a colapsos subsecuentes generados por erupciones sucesivas y expulsión de los magmas.

DISCUSION

Las interpretaciones presentadas en este trabajo acerca del surgimiento, distribución y disposición de los grandes elementos morfoestructurales de la FVTM se apoyan en el siguiente postulado sobre las características de la corteza:

En la FVTM la corteza superior es rígida y de poco espesor, propensa a fracturarse, mientras que la corteza media e inferior es plástica (Mooser, et al. 1986).

Así, consideramos que los rasgos lineales (LM) que se observan corresponden esencialmente a arcos.

El LM Querétaro I parece ser un sistema reactivado y es probablemente el reflejo de antiguas estructuras formadas durante la subducción de la Placa Farallón, proyectadas a la superficie por abombamientos.

Los LM, fracturas, al NE (entre Toluca y Orizaba) son debidos probablemente a movimientos de cizalla lateral izquierdo.

El LM Temascaltepec-Chichinautzin-Malinche probablemente también es antiguo (?) ya que principia fuera de la moderna Faja Volcánica Transmexicana.

En la FVTM se observan zonas de intersección entre los diferentes tipos de elementos morfoestructurales ~~o~~ morfoestructurales que generalmente corresponden a zonas de mayor actividad. Estas suelen ser zonas donde se intersectan elementos lineales con elementos circulares, las zonas de intersección entre grandes elementos lineales, en los límites de grábenes y en las zonas centrales de éstos.

Tectónica Lineal y Tectónica Circular.

Si se restringe el análisis morfoestructural de la FVTM a las expresiones superficiales, entonces es posible diferenciar rasgos lineales y rasgos circulares: de ahí que se puede también hablar de tectónica lineal y tectónica circular.

Conjugado esto con las definiciones previamente formuladas, es posible decir que la tectónica lineal superficial es el resultado de empujes horizontales y verticales, y los circulares el resultado de empujes verticales únicamente.

Sismicidad en la FVTM.

La sismicidad de la FVTM es exclusivamente superficial ligada a la corteza rígida superior. Parece poco probable que se generen temblores a profundidad, dentro de la corteza plástica media o inferior o en el manto debajo de ella, ya que el calor aquí impide la acumulación de esfuerzos tectónicos (Ponce L., Suárez G., información verbal). De manera general los sismos pueden generarse a profundidad en las zonas centrales de grábenos (focos Maravatio en el lineamiento Acambay) o en los límites laterales de los mismos (focos Acambay), donde el rompimiento aún se produce. Pero también suelen ser zonas predilectas de generación sísmica aquellas donde se interceptan grábenos y colapsos circulares, es decir elementos de tectónica lineal con

tectónica circular también (Acambay, 1912).

Dentro de este último contexto, un caso muy característico lo representa el macrosismo de Jalapa en 1920. Parece que este terremoto se produjo en la intersección de dos fallas de un arco volcánico con una falla de un graben dentro del colapso semielíptico de la Sierra Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR - y - VARGAS, V. H. y S. P. VERMA, 1987. Composición Química (elementos mayores) de los Magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano. Geofis. Int., Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano. Parte 3 B (Ed. S. P. Verma), Vol. 26. pp. 195-272.
- ALLAN J. F., 1985. Sediment Depth in the Northern Colima Graben from 3-D Interpretation of Gravity. Geofis. Int. Special Volume on Mexican Volcanic Belt Part 1 (Ed. S.P. Verma) 24. 21-30.
- ATWATER, T. 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America. Geol. Soc. Am. Bull., 81. 3513-3536.
- ATWATER T. and P. MOLNAR, 1973. Relative Motion of the Pacific and North American Plates Deduced from Sea Floor Spreading in the Atlantic, Indian and South Pacific Oceans in: R.L. Kovach and A. Nur (Eds.), Proc. Conf. Tect. Prob. San Andreas Fault System, Stanford Univ. Publ. Geol. Sci. 13-136-148.
- BLOOMFIELD, K., 1975. A Late Quaternary Monogenetic Field in Central Mexico. Geol. Rund Chau, 64 (2). pp. 476-497.
- BURNS, K. L., and BROWNE, G. H. 1978. The Human Perception of Geological Lineaments and Other Discrete Features in Remote Sensing Imagery: Signal Strengths, Noise Levels and Quality. Remote Sens. Environ. 7: 163-176.
- CAMERON M., K. SPAULDING and K.L. CAMERON. 1987. A Synthesis and Comparison of the Geochemistry of Volcanic Rocks on the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt. Geofis. Int., Special Volume on Mexican Volcanic Belt. Part 3A (Ed. S.P. Verma), 26 in Press.
- CEBULL, S.E. and D.H. SHUBERT, 1987. Mexican Volcanic Belt: An Intraplate Transform? Geofis. Int. Special Volume on Mexican Volcanic Belt. Part 3A (Ed. S.P. Verma). 26-1. pp. 1-13.
- CSERNA, Z. DE. 1971. Precambrian Sedimentation, Tectonics, and Magmatism in Mexico. Geol. Rundschau, 60. 1488-1513.
- CSERNA Z, FUENTE, D., PALACIOS, N., TRIAY, L., MITRE, S., MOTA, P., 1987. Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México. Vol. 104. Inst. Geol., UNAM, México.
- DEMANT, A. y C. ROBIN. 1975. Las Fases del Vulcanismo en México: Una Síntesis en Relación con la Evolución Geodinámica desde el Cretácico. UNAM, Inst. de Geol. Revista. 75. 813-860.

- DEMANT, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus Problemas de Interpretación. Rev. del Inst. de Geol., 2, 172-187. UNAM. México.
- DEMANT, A., 1979. Vulcanología y Petrografía del Sector Occidental del Eje Neovolcánico. UNAM., Inst. Geol. Revista, 3, 39-57.
- DIÁZ C., y F. MOOSER., 1972. Formación del Graben de Chapala. Soc. Geol. Mexicana Mem. II Conv. Nac., 144-145.
- DIÁZ, J. L., PORTELA A., BLANCO P., MAGAZ A., 1986. Los Principios Básicos de la Clasificación Morfoestructural del Relieve y su Aplicación en la Región Centro-Oriental de Cuba. A. C. C., Inst. de Geog., Cuba.
- DICCIONARIO FISICO-GEOGRAFICO. 1980. Chitiroyazichni ensiclopedicheski slovar terminov po fisicheskoj geografii. Iz. Sovetskaya ensiclopedia Moskova.
- DICCIONARIO GEOLOGICO. 1978. Geologicheski slovar. T. I. Iz. Niadra, Moskova.
- FIGUEROA, J., 1970. Catálogo de Sismos Ocurridos en la República Mexicana desde 1900 hasta 1970. Inst. de Ing., UNAM.
- FIGUEROA, J. 1971. Sismicidad en la Cuenca del Valle de México. Inst. de Ing. UNAM., No. 289.
- FIGUEROA, J. 1974. Sismicidad en Puebla. Macrosismo del 28 de agosto de 1973. Inst. de Ing., UNAM., No. 343.
- FIGUEROA, J. 1984. Catálogo de Sismos Ocurridos en la República Mexicana de 1970 a 1982. Inst. de Ing. UNAM., No. 478.
- FLORES, L. R. 1980. Estudio Tectónico del Eje Neovolcánico Utilizando Información Obtenida por el Satélite Landsat 1. Proyecto C-1073. IMP., México.
- FRIES, C. Jr. 1960. Geología del Estado de Morelos y de Partes Adyacentes de México y Guerrero. Región Central Meridional de México. Bol. de Inst. de Geol., UNAM., No. 60, 236 p.
- FRIES, C. Jr., SCHMITTER E., DAMON, P. E., LIVINGSTON, D. E. 1962. Rocas Precámbricas de Edad Grenvilliana, de la parte Central de Oaxaca en el Sur de México. Bol. del Inst. de Geol., UNAM, No. 64, parte 3, p.p. 45-53.
- FRIES, C. Jr., 1966. Hoja Cuernavaca 14 G-h (8). Estado de Morelos, Carta Geológica de México. Inst. de Geol., UNAM. Serie 1:100 000, mapa con texto.

GASTIL, R. G. y W. Jensky, 1973. Evidence for strike-slip displacement beneath the Transmexican Volcanic Belt. Stanford Univ. Pbl. Geol. Sci., 13, 171-180.

GEOLOGICHESKI SLOVAR. 1978. Nedra. Moskva. (en ruso).

GOCHEV, P. M., KATAKOV, N.K., Y SPIRIDONOV, J. B. 1980. Lineamientos y Estructuras Anulares en el Territorio de Bulgaria. A C CH, Inst. de Geog. de Brno.

GORIELOV, S.K. 1972. Sobre la Confección del Mapa Geomorfológico General de los Territorios Llanos a Escala 1:1 000 000.

GUERASIMOV, I. P. y MESCHERIAKOV, YU. A.. 1964. Etapa Geomorfológica del Desarrollo de la Tierra. Serie geográfica No. 6. Academia de Ciencias de la URSS.

GUERASIMOV, I. P. 1946. Opit geomorfologicheskoi integratsii obshei skemi geologicheskova stroenia SSSR. Problemi. Fis. Geog. 12, p. 33-46.

GUERASIMOV, I. P., GORIELOV, S. K., GANECHIN, G. S., MESCHERIAKOV, A. YU., ROZHDEST BENSKM, A. P. y EVENTOR, I. S., 1970. Iz polzovanie geomorfologicheskij Metodov pri strukturno geologicheskij issledovanii. Ed. "Iadro". Moscú. 296 p.p.

GUERASIMOV, I. P., y RANTZMAN E. Y., 1973. Morfoestructura gornij stran y ij sizmichnost. geomorfologia No. 1.

GUERASIMOV, I. P., 1980. Geodinamica suvremennovo reliefa. zemni: poverjnosti y ij sizmichnost. geomorfologia No. 1

GUNN, B. M. and F. MOOSER. 1971. Geochemistry of the volcanics of Central Mexico bull. Vulcanol. 34. 577-616.

HANDSCHUMACHER, D. W., 1976. Post-Eocene plate tectonics of the eastern Pacific. Am. Geophys. Un. Monog., 19, 177-204.

HANUS, V. y J. VANEK, 1978. Subduction of the Cocos Plate and deep active fracture zones of Mexico. Geofis. Int., 17, 14-53.

HERRERA I. R., PONCE M. L. y SUAREZ G. R., 1983. Los Sismos y sus Causas. Inst. Geofis., Serie Docencia y Divulgación No. 1, UNAM.

HUMBOLDT, A. de. 1808. Essai politique sur le Royaume de la Nouvelle Espagne: Paris, F. Schoell, 905 p. (traducción al español por V. G. Arano. 1822).

KATZ, Y. G., RIABUKIN, A. G., TROFIMOV, D. M., 1976. Kosmicheski metodi y geologi. M., Moskovskova universitieta. 246 s.

- KAYAN, I. Y KLEMAS, V., 1978. Application of landsat Imagery to studies of Structural Geology and Geomorphology of the Mentese region of Southwestern Turkey. Remote sensing of environment, 7, 51-60.
- KOSTENKO, N. P. 1976. Geomorfología Estructural. Inst. de Geografía, UNAM, México.
- KOSTENKO, N. P., 1980. Geomorfología. Vz. M. G. U., Moskva.
- LOPEZ RAMOS, E., 1983. Geología de México. 2a. edición. México. D.F. Edición escolar, 3 volúmenes.
- LOPEZ, G. G. 1984. Estructura Tectónica y desarrollo del cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Tesis P/D. M. G. U. Moscú. (en ruso).
- LUGO, H. J. 1981. Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. Serie varia, Inst. de Geog. U.N.A.M., México.
- LUGO, H. J. 1982. Geomorphological zonation of the southern region of the basin of Mexico. Geographical topics of Mexico City and its environs. Inst. de Geografía, U.N.A.M. Mexico. 34-49.
- LUGO, H. J. et al. 1985. Las zonas más activas del cinturón volcánico mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala). Geofis. Int; vol. 24-1 pp. 83-96.
- LUHR, J.F., S.A. NELSON, J. F. ALLAN and I. S.F. CARMICHAEL. 1984. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. Geology, 13, 54-57.
- LUHR, J.F., S.A. NELSON, J. F. ALLAN and I. S.F. CARMICHAEL: 1985. Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. Geology. in press.
- LUHR, J. F. and P. LAZAAR. 1985. The southern Guadalajara Volcanic chain, Jalisco, Mexico. Geofis. Int. Special Volume on Mexican Volcanic Belt part 2 (Ed. S. P. Verma), 24, 691-700.
- LYNN, W. S. Y B. T. R. LEWIS, 1976. Tectonic evolution of the northern Cocos Plate. Geology, 4.
- MAGAZ, G. A., 1984. Analisis de una Estructura Neotectónica por Métodos Morfoestructurales en el SW de Pinar del Rio. Cuba. BB01. Ciencias de la Tierra y el Espacio. Acad. de Ciencias de Cuba.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

- MAUVOIS R., DEMANT A., SILVA L., 1976. Estructuras Terciarias en la Base del Eje Neovolcánico; Ejemplo de la Depresión Tzitzio-Huetamo; Acapulco (Méx.), Cong. Lat. Geol. 3, Resúmenes.
- MAUVOIS R., 1977. Cabalgamiento Miocénico (?) en la parte Centromeridional de México. UNAM Inst. Geol. Revista. Vol. 1-1, pp. 48-63.
- MC DOWELL, F. W. and Clabaugh, S. E., 1979. Ingnimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. In Ash-Flow Tufts. Edited by Charles E. Chapin and Wolfaugh E. Elston. Geological Society of America, Special Paper 180.
- MENARD, H. W., 1955. Deformation of the Northwestern Pacific Basin and the West Coast of North America. Geol. Soc. Am. Bull. 86, 99-110.
- MENARD, H. W., 1978. Fragmentation of the Farallon plate by pivoting subduction. J. Geol., 86, 99-110.
- MESHRIAKOV Y. A. 1965. Strukturnaya geomorfologia ravninix stran. M. Nauka. 3875.
- MESHRIAKOV Y. A. 1972. Relief SSSR (Morfoestructura y Morfoscultura). M. Misl 5195.
- MESHRIAKOV Y. A. 1980. Sovremenaya geodinamika y Relief. M. Nauka 28 35.
- MINSTER, J. B. and J. H. JORDAN. 1976. Present day plate motions: a summary. J. Geophys. Res. 83, 5331-5334.
- MOLNAR, P. and Sykes, L.R., 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle American Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. Geol. Soc. Am. Bull., V. 80, p. 1639-1634.
- MOOSER F., 1956. Los Ciclos de Vulcanismo que Formaron la Cuenca de México. Cong. Geol. Int. Méx., Sec. 1, pp. 337-348.
- MOOSER, F. and K.M. MALDONADO. 1961. Penecontemporaneous Tectonics along the Mexican Pacific Ocean Coast. Geofis. Int., 1, 1-20.
- MOOSER, F. 1969. The Mexican Volcanic belt-structure and development formation of fractures by differential crustal heating. Pan. Am. Symp. Upper Manila, México, 2, 15-22.
- MOOSER, F. 1970. Consideraciones Geológicas Acerca del Pozo Texcoco pp. -I.v. Reunión Nacional de Mecánica de suelos. T. II., Méx. D.F.

- MOOSER, F. 1972. The Mexican Volcanic Belt - structure and tectonics. *Geofis. Int.*, 12, 55-70.
- MOOSER, F. NAIRN A. E. and Negendank, J.F. 1974. Paleomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks, VII a paleomagnetic, and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundschau*, 63 (2) p.p. 451-483.
- MOOSER, 1975 Historia Geológica de la Cuenca de México. En memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del D.F. Tomo I. D.D.F. p.p. 738. 51-52.
- MOOSER, F. y Brogan, G., 1986. Geology and Tectonic setting of Eastern Continental Mexico. En informe interno de CFE.
- MOOSER y RAMIREZ HERRERA M. T., 1988. Faja Volcánica Transmexicana: Morfoestructura, tectónica, y vulcanotectónica. *Bol. Soc. Geol. Tomo XLVIII-2*, pp. 75-80.
- MOOSER F., SANTOYO E., TAMEZ E., 1988. Manual de Exploración Geotécnica. Sec. Gral. de Obras del D.F.F.: Antecedentes Geológicos. pp. 11-33.
- NEGENDANK, J.F.W., 1972. Volcanics of the Valley of Mexico. *N. J6. Miner. Abh*: 116, pp. 308-320.
- NEGENDANK, J.F.W. 1973. Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Geofis. Int.* 13, 267-278.
- NEGENDANK, J.F.W. 1978. The crustal origin of the Valley of Mexico volcanics. III Cong. Latinoamer. Geol. Acapulco 98 (abstract).
- NEGENDANK, J.F.W., R. EMMERMANN, F. MOOSER, U. SEIFERTKRAUS and H. TOBSCHALL. 1981. Evolution of some Tertiary and Quaternary central volcanoes of the Trans-Mexican Volcanic Belt and possible different positions of the Benioff zone. *Zbl. Geol. Paläont.* 1, 180-194.
- NEGENDANK, J.F.W., H. BOHNEL, R. EMMERMANN, R. KRAWCZYK, F. MOOSER, S. SOTO-PINIEDA and H. J. TOBSCHALL. 1982. Der Ostteil des Transmexikanischen Vulkangürtels und seine Position im Gesamtgürtel. *Naturwissenschaften*, 69, 130-139.
- NEGENDANK, J.F.W., R. EMMERMANN, KRAWCZYK R., F. MOOSER, H. TOBSCHALL and WERLE, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the Eastern Transmexican Volcanic Belt. *Geof. Int. Vol.* 22-4, pp. 477-575.

- NELSON, S.A. and I.S.E. CARMICHAEL, 1984. Pleistocene to Recent alkalic volcanism in the region of Sanganguey volcano, Nayarit, Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.*, 85, 321-335.
- NIETO J., DELGADO L., DAMON P., 1985. Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* Vol. 24-4, pp. 623-663.
- NIXON, G. T., 1982. The relationship between quaternary volcanism in Central Mexico an the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 514-523.
- NIXON, G. T., DEMANT A., ARMSTRONG R. L., MARAKAL J. E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-mexican Volcanic Belt. *Geof. Int.* Vol. 26-1, pp. 109-158.
- OLLIER, C. 1981. *Tectonics and Landforms. Geomorphology texts 6.* Longman, London.
- ORLOVA, A. V., 1981. *El mosaico móvil del planeta.* Ed. Niedra, Moscú (en ruso).
- ORTIZ P. M. et al, 1988. Análisis Morfotectónico de la depresión de Ixtlahuaca y Toluca, México. *Geofiz. Int.* (en prensa).
- PAIN, C. F. 1985. Mapping of land forms from Landsat Imagery: An Example from Eastern New South Wales. *Australis. Remote Sens. Environ.* 17: 55-65.
- PAL, S. and J. URRUTIA F., 1977. Paleomagnetism, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implications. *Proc. IV Int. Gondwana Symp., Calcutta Part II.* 814-831.
- PAL, S., M. LOPEZ M., J. PEREZ R. and D. J. TERRELL, 1978. Magma characterization in the Mexican volcanic belt (Mexico) *ull. Volcanol.* 41, 379-389.
- PASQUARE G., FERRARI L., PERAZZOLI V., TIBERI M. and TURCHETTI F., 1987. Morphological and structural analysis of the Central sector of the Transamerican Volcanic Belt. *Geof. Int.* Vol. 26-2, pp. 177-193.
- PASQUARE G., VEZZOLI L. y ZANCHI A., 1987. Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt. *Geofiz. Int.* Vol. 26-2, pp. 177-193.
- PICHLER, H. and R. WEYL. 1976. Quaternary alkaline volcanic rocks in eastern Mexico and Central America. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 38/39, 159-178.

- POLKANOVA, V. B.**, 1964. Obrabotka dannix o sriamtonix y orientiro vanniix elementos reliefa-odin iz metodov viavleniya Tejtonicheskiij structar. Neftogazobaya y Geofisica 20.277-230.
- RAMÍREZ, H. M. T.**, 1988. Análisis Morfoestructural de la Faja Volcánica Transmexicana (Centro Oriental). Doc. Invest. Cient. 1-10 U.A.E.M. México.
- RAMÍREZ, H. M. T.**, y F. MOOSER. 1988. Faja Volcánica Transmexicana: Tectónica, Vulcanotectónica y sismicidad. En Resúmenes IX Conv. Geol. Nac. México.
- RANTZMAN, E. Y.**, 1980. Revelation of Morphostructural Knots as a method of comparative analysis of recent movements in seismo-active mauntain countries. Recent Crustal movements "Nauka". Moscow, 1980.
- RICHTER, P.** and **J. NEGENDANK**, 1976. Spurenelementuntersuchungen an Vulkaniten des taies von Mexiko. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 38/39. 179-200.
- ROBIN, C.**, 1976. Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'est du Mexique. Bull. Soc. Geol. France. 18. 1637-1645.
- ROBIN, C.**, 1982. Relations volcanologie-magmatologie-géodynamiques: Application au passage entre volcanismes alcalins et andésitiques dans le sud Mexicain (Axe Transmexicain et Province Alcaline Orientale). Annal. Sci. l' Univ. Clermont-Ferrand II. 30. 503 p.
- ROBIN, C.** et **J. M. CANTAGREL**, 1982. Le Fico de Orizaba (Mexique): Structure et évolution d' un grand volcan andésitique complexe. Bull. Volcanol., 45. 299-315.
- ROBLES RAMOS, R.**, 1943. El volcán Parícutín y el neovolcanismo en México. Comisión Nacional de Irrigación, México.
- SHUKIN I.** Ensiklopedicheski slovar Terminov po fizicheskoj geo-grafii. 1980. Iz Sovjetskaya enciklopedia., Moskva (en ruso).
- SHURBET, D. H.** and **S. E. CEBULL**, 1984. Tectonic interpretation of the Trans-Mexicana Volcanic Belt. Tectonophysics, 101. 159-165.
- SIMMONS, K.**, 1987. Computer-assisted detection of linear features from digital remote sensing data. ITC Jour. 1. 23-31.
- SINGH, S. K.**, **L. ASTIZ** and **J. HAVSKOV**, 1981. Seismic and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone: A reexamination. Bull. Seism. Soc. Am., 71. 827-843.

- SPIRIDONOV, H. y RIVERO, F., 1978. Interpretación de las estructuras de anillos de los Redopes en las fotos aéreas: En Problemas de Geografía, Academia de Ciencias de Bulgaria (en ruso).
- SUAREZ G. y SINGH S. K., 1986. Tectonic Interpretation of the Trans-mexican Volcanic Belt -discussion. Tectonophysics, 127, 155-160.
- THORPE, R. S., 1977. Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. Tectonophysics, 40, 19-26.
- TIMOFEEV, D. A. 1977. Morfostruktura, Morfoskulptura, reliev y stadii i rasvitiia. en: Issledovaniia Vzaïmodiïstbij faktorov reliefobrazovaniia. Ed. An URSS. Vladivostok. pp. 7-21.
- TOMSON, 1981. Estructuras Orogénicas Metalogénicas y sus Métodos de Estudio. Ed. NAUA. Moscu. (En Ruso).
- UFIMTSEV, G. F., ONUJOV, F. S., y TIMOFIEIEV, D. A., 1979. Terminologia strukturalnoï geomorfologii i neotektoniki. Ed. Nauka, Moscu. 254 pp.
- URRUTIA F., J. H. and L. DEL CASTILLO G., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano. Bol. Soc. Geol. Mexicana. 38. 18-28.
- VENEGAS, S. et al. 1985. Recursos Geotérmicos en la FVIM. Geofis. Int. Vol. 24-1. pp. 47-81.
- VENEGAS S, R. MACIAL-FLORES, y J. MERRERA FRANCO, 1985. Recursos Geotérmicos en la Faja Volcánica Mexicana. Geofis. Int., Vol. 24-1 pp.
- 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 (abstract).
- 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 Hornos caldera, Puebla, México. J. Volcanol. Geotherm. Res., 20, 21-40.
- VERMA, S. P. 1984b. La petrogenesis y la fuente de calor en la caldera de Los Hornos, Puebla, México. Mem. Primer Sim. Actualiz. Geotermia (Bogotá). IILA-IIRG, Roma. in press.

- VERMA, S. P. 1984c. On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: Examples from Mexican geothermal areas. IASPEI Reg. Assem. Hyderabad (abstract).
- VERMA, S. P., 1985. Volumen Especial. Sobre el Cinturón Volcánico Mexicano. Geofis. Int. Vol. 24-1 y 2.
- VERMA, S. P., 1987. Volumen Especial. Sobre el Cinturón Volcánico Mexicano. Geofis. Int. Vol. 26-1 y 2.
- VERSTAPPEN, H. Th., 1977. Remote Sensing in geomorphology. Elsevier, Amsterdam, pp. 214.
- ZIAGOS, et al. 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of Subduction. Jour. Geof. Res. V. 90, No. B-7, pp. 5410-5420.

MAPAS EMPLEADOS

- Carta Geológica CD. Altamirano, (E14-4), 1983, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica CD. de México, (E14-2), 1983, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica Cuernavaca, (E14-5), 1984, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica México, 1980, escala 1:1000 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica Orizaba, (S14-6), 1984, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica Pachuca, (F14-11), 1983, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica Poza Rica, (F14-12), 1984, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica Querétaro, (G-11), 1985, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Geológica de la República Mexicana, 1976, escala 1:2000 000 Ed. Inst. de geol. UNAM.
- Carta Geológica Veracruz, (E14-3), 1984, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Topográfica CD. Altamirano, (E14-4), 1981, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Topográfica CD. de México, (E14-2), 1981, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Topográfica Cuernavaca, (E14-5), 1981, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Topográfica México, 1980, escala 1: 1000 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Topográfica Morelia, (E14-1), 1978, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.
- Carta Topográfica Orizaba, (E14-6), 1982, escala 1:250 000 Ed. S.P.P., México.

Carta Topográfica Pachuca, (F14-11), 1982, escala 1:250 000 Ed.
S.P.P., México.

Carta Topográfica Poza Rica, (F14-12), 1982, escala 1:250 000 Ed.
S.P.P., México.

Carta Topográfica Querétaro, (F14-10), 1977, escala 1:250 000 Ed.
S.P.P., México.

Carta Topográfica Veracruz, (E14-3), 1982, escala 1:250 000 Ed.
S.P.P., México.

FE DE ERRATAS

1. En la Fig. 6 donde dice sector debe decir Ramal.
2. En la Fig. 12 y 13 donde dice Mooser et al. 1988 debe decir Mooser y Ramirez, 1988.
3. En la Fig. 15 donde dice C. Temascaltepec-Chichinautzin-Humeros debe decir Temascaltepec-Chichinautzin-Malinche.