

# GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE  
GEOFISICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Vol. 28

México, D. F., 1o. de abril de 1989

Núm. 2

## *GEOLOGIA DE LA CUENCA DE MEXICO*

E. VAZQUEZ-SANCHEZ\*  
R. JAIMES-PALOMERA\*

### RESUMEN

Con base en los análisis estratigráfico, estructural y petroquímico se propone la evolución geológica, desde el Cretácico, de la Cuenca de México, la cual se localiza en el sector central del Arco Volcánico Trans-americano (AVT). Los resultados indican que del Aptiano al Turoniano Tardío prevaleció la sedimentación marina calcárea. La sedimentación calcárea cambió a tipo flysch en el intervalo de tiempo comprendido entre el Coniaciano y el Campaniano Temprano. Las secuencias cretácicas fueron plegadas en el transcurso del Maestrichtiano al Eoceno Temprano, como consecuencia de la orogenia Laramide. Al finalizar dicho plegamiento, aconteció, durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho, contemporáneamente con sedimentación clástica continental tipo molasa y con efusiones fisurales basálticas alcalinas. Las rocas volcánicas calci-alcalinas de composición variable de andesítica a riolítica del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano son contemporáneas de la secuencia ignimbrítica de la Sierra Madre Occidental y se relacionan con la actividad del Arco Magmático del Terciario Medio. Los eventos volcánicos que se asocian genéticamente con el AVT y con fallas normales del Plio-Cuaternario orientadas preferentemente oeste-este están representados por: andesitas basálticas, andesitas y dacitas calci-alcalinas del Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario; basaltos alcalinos y calci-alcalinos del Plio-Cuaternario y por basaltos, andesitas basálticas y andesitas calci-alcalinas del Cuaternario. El régimen endorreico de la Cuenca de México y la consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originaron como consecuencia del intenso volcanismo que edificó la Sierra Chichinautzin.

\* Instituto de Geofísica, UNAM. Departamento de Recursos Naturales, 04510, D. F., MEXICO.

## ABSTRACT

A study of the geologic evolution of the Basin of Mexico located in the central part of the Trans-american Volcanic Arc (TVA) has been supported by stratigraphic, structural and petrochemical data. The results show that during the Aptian and the Turonian, carbonate sedimentation is the most significant. Changes of sedimentation from calcareous to flysch type occurred between Coniacian and Campanian times. During the Maestrichtian and Early Eocene the Cretaceous rocks were folded as a consequence of the Laramide orogeny. After the last stages of Laramide folding during Late Eocene-Early Oligocene, conjugate faulting and contemporaneous continental clastic molasse type sediments with alkaline effusive activity occurred. Calc-alkaline volcanic rocks from andesitic to rhyolitic composition and Late Oligocene-Early Miocene ages are contemporaneous with ignimbritic volcanic activity of the Middle Tertiary Magmatic Arc. Volcanic events in genetic relation with the TVA and Plio-Quaternary faults in E-W direction are represented by: calc-alkaline basaltic andesites, andesites and dacites of Late-Middle Miocene, Early Pliocene, Late Pliocene and Quaternary age; calc-alkaline and alkaline basalts from the Plio-Quaternary; and calc-alkaline basalts, basaltic andesites and andesites of Quaternary age. The closing of the Basin of Mexico and subsequent lacustrine sedimentation of Pleistocene-Holocene ages originated as a consequence of intense volcanic activity which formed the Chichinautzin range.

## INTRODUCCION

El conocimiento del marco geológico de la Cuenca de México establece las bases para definir, con otras herramientas hidrogeológicas, la naturaleza, distribución y funcionamiento de los acuíferos. De esta forma se logrará un aprovechamiento racional del agua subterránea, se determinarán futuros alumbramientos profundos y se podrá prever la contaminación antropogénica o natural. Por tal motivo, el objetivo del presente trabajo es el de proponer un modelo estratigráfico-estructural-petrogenético del Cretácico al Cuaternario. La secuencia del trabajo se inició elaborando la cartografía de las unidades litoestratigráficas y de las estructuras, con base en la interpretación y verificación de campo de fotografías aéreas verticales escala 1:40 000, dentro de las coordenadas geográficas 19°00' a 19°45' de latitud norte y 98°30' a 99°30' longitud oeste; el resto del área se cubrió con la información existente y con la interpretación de imágenes LANDSAT ampliadas a escala 1: 500 000; se realizaron estudios petrográficos de rocas volcánicas y el análisis petroquímico consistió en la interpretación de la información existente. La geología del subsuelo se obtuvo considerando la geología superficial para interpretar cortes litológicos de: multipiezómetros (SARH, 1970), pozos de explotación de agua pertenecientes a la Comisión de Aguas del Valle de México (CAVM), Departamento del Distrito Federal (DDF) y de la Comisión Estatal de Aguas y Saneamiento del Estado de México (CEAS); de las perforaciones profundas exploratorias (PEMEX, 1987 y SHCP, 1969). También se interpretaron los siguientes trabajos geofísicos: sondeos eléctricos verticales (SARH, 1986 y 1987), perfiles de sísmica de refracción (SHCP, *op. cit.* y CFE, 1987) y de reflexión (Pérez-Cruz, 1988) y los registros sísmicos de porosidad y de densidad compensada de los pozos profundos (PEMEX, *op. cit.*).

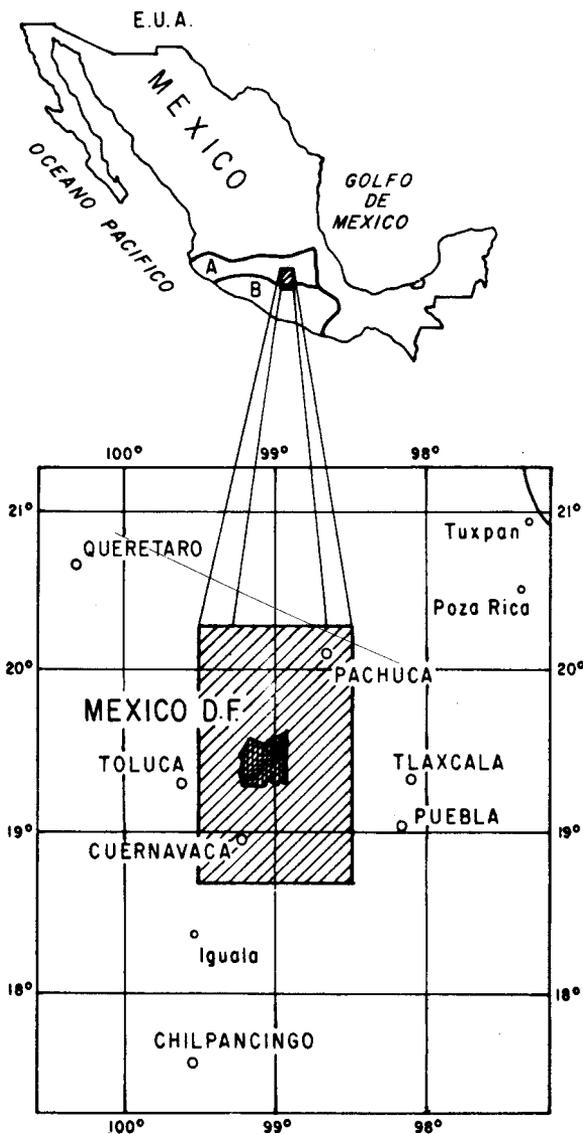


Fig. 1. Localización del área en estudio. Arco Volcánico Transamericano (Damon *et al.*, 1981) (A) Sierra Madre del Sur (Raisz, 1964) (B)

La Cuenca de México (figura 1) es endorreica y pertenece a las planicies escalonadas (Lugo-Hubp, 1984) que forman parte del Arco Volcánico Trans-Americano (AVT) (Damon *et al.*, 1981), es una extensa altiplanicie lacustre con altitud promedio de 2 240 m.s.n.m. y se encuentra rodeada por sierras volcánicas y por abanicos y llanuras aluviales.

## ESTRATIGRAFIA

La definición, redefinición, abandono, recorrelación y revisión de las unidades preferentemente volcánicas del Terciario y el Cuaternario se hizo tomando como base las características líticas, relaciones estratigráficas, tipo de volcanismo, datos geocronológicos y paleomagnéticos. La distribución de las unidades en superficie y en el subsuelo se muestra en las figuras 2 y 3; la correlación estratigráfica y los fechamientos radiométricos se encuentran en las Tablas 1 y 2.

### Cretácico

#### *Formación Xochicalco (Kx)*

La Formación Xochicalco (Fries, 1960) es la unidad más antigua reconocida y aflora únicamente en el límite sudoccidental del área. “Se le ha asignado un espesor mínimo que excede los 500 m, su base no está expuesta y está cubierta discordantemente por la Formación Morelos. Constituye una secuencia de calizas principalmente calcilutíticas y calcilimolíticas, en capas de delgadas a medianas que presentan laminación fina, contenido carbonoso variable y abundantes vetillas de calcita; preferentemente hacia la cima, aumenta el contenido de capas laminares y nódulos de pedernal. La Formación Xochicalco se depositó durante el Aptiano en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda,” (Fries, *op. cit.*).

#### *Formación Morelos (Km)*

La Formación Morelos (Fries, 1960) aflora al sur de la Sierra Chichinautzin. “El espesor máximo de 900 m se adelgaza al oriente y poniente” (Fries, *op. cit.*) En los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, *op. cit.*), a profundidades de 2 060 m y 2 160 m, con espesores incompletos de 410 y 650 m respectivamente, se encontró caliza Morelos, a juzgar por los microfósiles (*Nummoloculina heimi* y *Dycyclina schlumbergeri*), los cuales son idénticos a los reportados por Fries (*op. cit.*).



No se sabe sobre qué unidad descansa en el subsuelo de la Cuenca de México. “En la porción sudoccidental descansa discordantemente encima de la Formación Xochicalco y está cubierta con discordancia erosional por las formaciones Cuautla y Mexcala y en forma angular por unidades más recientes. Constituye una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes” (Fries, *op. cit.*), las cuales fueron perforadas con espesor de 900 m en el pozo Ticumán (López-Ramos, 1979). Tomando en cuenta que la Formación Morelos fue depositada durante el Albiano Medio-Cenomaniano Temprano en una extensa plataforma marina (Fries, *op. cit.*), se supone que el miembro evaporítico se extiende hacia el subsuelo de la Cuenca de México.

#### *Formación Doctor (Kid)*

Unidad definida por Wilson *et al.* (1956) para referirse a facies calcáreas, de banco y de cuenca del Albiano Medio-Cenomaniano Temprano. Fries (1962) menciona que la facies de cuenca es la que aflora entre Apaxco y Tula, Hgo. y probablemente hacia el sur se interdigita en el subsuelo con la Formación Morelos. “Esta facies forma una secuencia de 200 m de espesor, constituída por caliza mudstone en capas delgadas con nódulos y lentes de pedernal e intercalaciones locales de lutita” (Fries, *op. cit.*).

#### *Formación Cuautla (Kc)*

Propuesta por Fries (1960), quien reconoció facies de cuenca, de banco y de litoral del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. La facies de banco es la que predomina en la región y aflora al sur de la Sierra Tepoztlán a una altitud promedio de 1 500 msnm y al norte de Zumpango a una elevación promedio de 2 400 msnm; los sondeos de sísmica de reflexión (Pérez-Cruz *op. cit.*), indican que la cima de esta unidad y de la Formación Morelos se encuentra ampliamente distribuída en el subsuelo del sector meridional de la Cuenca de México. Los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, *op. cit.*) penetraron la Formación Cuautla a profundidades de 1 575m y 2 100 m respectivamente, ya que las calizas con microfósiles *Dicyclina* s p. y *Valvulomina* s p. (PEMEX, *op. cit.*), son de aguas someras y de este lapso formacional (Loeblich y Tappan, *in* Moore, 1964); estas diferencias en altitud de la Formación Cuautla pueden ser atribuídas al desplazamiento de las fallas del Terciario y Cuaternario y/o al peso litoestático de las rocas del Cenozoico. Según Fries (*op. cit.*) “los

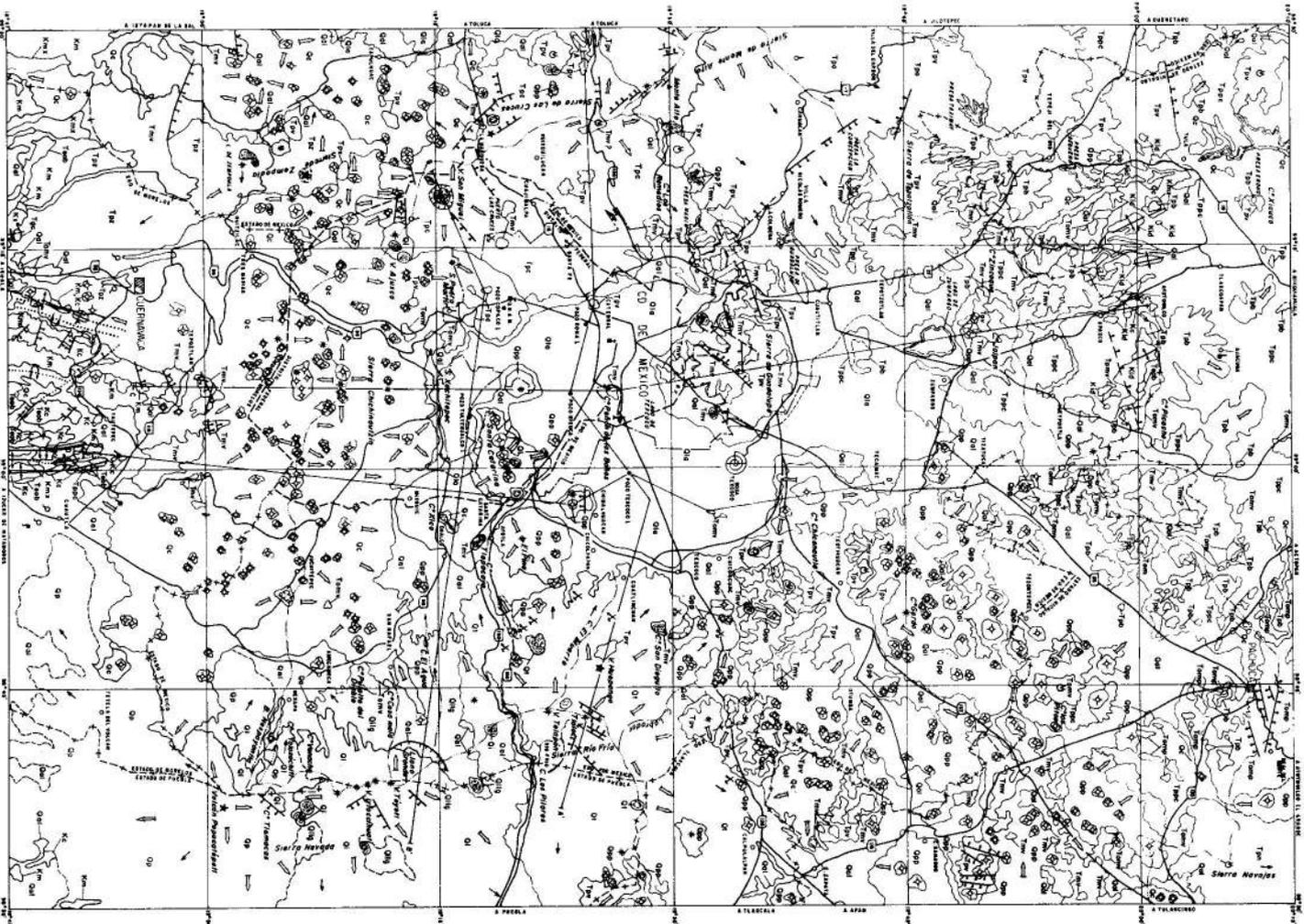


Figura 2 Mapa geológico de la Cuenca de México y zonas adyacentes

EXPLICACION  
UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS

ROCAS VOLCANICAS Y SEDIMENTARIAS

SIEMBOLOGIA

Contacto geológico o con líneas discontinuas en donde está localizado aproximadamente.

Falla normal con líneas interrumpidas en donde está inferida.

Falla normal lateral derecha.

Anticlinal mostrando la traza del plano axial, con líneas punteadas en donde está oculto.

Anticlinal recostado Sinclinal Sinclinal recostado

Estratovolcán Cono cónico Cono de lava

Cono-anillo de toba Doma volcánica Volcán colapsado

Aparato volcánico no diferenciado

Dirección de derrame lávico Dirección de flujo piroclástico

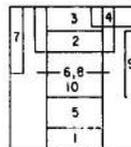
Manantial Manantial termal Divisorio hidrográfica  
Línea de sección geológica Pozo exploratorio profundo

Carretera federal Carretera estatal

Población Presa Aeropuerto

Límite aproximado de la Ciudad de México

FUENTES DE INFORMACION



- 1.-Fries (1960)
- 2.-Sagretro (1961)
- 3.-Fries (1962)
- 4.-Geyne et al. (1963)
- 5.-Schlaffer (1968)
- 6.-Hooser (1974)
- 7.-Sanchez Rubio (1982)
- 8.-INEGI (1982)
- 9.-Ledesma Guerrero (1988)
- 10.-De Caemra et al. (1988)

Kilómetros

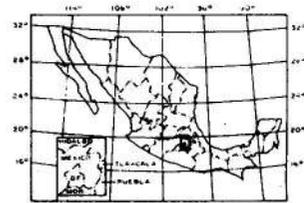
0 4 8

10°N 10°E

10°E

Declinación aproximada para el centro del mapa

DIAGRAMA DE LOCALIZACION



CENOZOICO

OLIGOCENO-MIOCENO

EOCENO-OLIGOCENO

MESOZOICO

CRETACICO

EOCENO

Q10 Q01 Qc Qp

Q10.-Sedimentos lacustres: arcillas limas y arenas, con lentes locales de piroclastos, interdigitados con Qc y con la parte superior del Q01, equivalen en edad a Qp.

Q01.-Aluvión con lentes locales de piroclastos, travertino, yeso y caliza lacustre, interdigitado con formaciones del Cuaternario.

Qc.-Formación Chichinautzin: secuencias de derrames lávicos conteniendo cenizas y de "surges" piroclásticos, la composición es principalmente andesítica-basáltica.

Qp.-Formación Popocatepetl: "bisas" piroclásticas, brechas de avalancha, cubiertas por una alternancia de lavas con pómez plintano, flujos de ceniza, piroclásticos de caída y de "surges", la composición varía de andesítica-basáltica a dacítica.

Q1

Q1.-Formación Itzacumbi: sucesiones principalmente efusivas, iniciadas por derrames lávicos y finalizadas con domos lávicos, la composición varía de andesítica-basáltica a dacítica.

Q1

Q1.-Formación Tlaloc: sucesiones de composición preferentemente andesítica, latítica y dacítica, principadas por pómez de caída, "surges", flujos de ceniza, de pómez y de bloques, intercalados y/o cubiertos por derrames lávicos y que finalizan con efusiones lávicas.

Qpp

Qpp.-Formación El Pino: secuencias de composición basáltica, andesítica y traquítica, constituida por derrames lávicos con intercalaciones de cenizas, lapilli y escoria de caída.

Q1lg

Q1lg.-Formación Llano Grande: intercalaciones de pómez de caída, "surges", flujos de ceniza y brechas de flujo, sobrecubiertas por derrames lávicos y dólicos, la composición varía de andesítica a dacítica.

Tppc

Tppc.-Depósitos piroclásticos y clásticos fluviales del Plioceno, con lentes locales de lavas disconuas, arcillas y arcillas lacustres e interdigitados con unidades volcánicas de la misma edad.

Tpb Tpn

Tpb.-Derrames lávicos con brechas tobáceas y cenizas asociadas, la composición es basáltica y andesítica.

Tpn.-Riolita Navajas: lava y flujos piroclásticos intercalados de composición riolítica.

Tpz

Tpz.-Formación Zempoala: depósitos piroclásticos y clásticos en la parte inferior, y en la parte superior brechas de avalancha, lavas y domos, la composición es principalmente andesítica.

Tpc

Tpc.-Formación Las Cruces: sucesiones de composición andesítica y dacítica, formadas por pómez de caída, "surges", flujos de ceniza, de pómez y de bloques, cubiertos o intercalados con lavas, lahares y/o aluvión, coronados por domos en algunas partes.

Tpo

Tpo.-Formación Otzol: sucesión de "surges", flujos de ceniza en ocasiones con bloques, cubiertos o interestratificados con lavas y brechas, coronados por domos localmente, la composición es andesítica y dacítica.

Tpv

Tpv.-Rocas volcánicas del Plioceno Tezapano: sucesiones de tobas, brechas volcánicas, derrames lávicos y domos, la composición es principalmente andesítica y dacítica. Incluye la toba Don Guindy del cerro Xicoaco y a la Andesita Japan del norte de la Cuenca.

DISCORDANCIA

Tmv

Tmv.-Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío: sucesiones de tobas, brechas volcánicas, interestratificadas en la parte superior con derrames lávicos, la composición principalmente es andesítica y dacítica. Incluye la Formación Tepoztlán de la sierra del mismo nombre.

Tmv Tmp

Tmv.-Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Tezapano: sucesiones de brechas volcánicas, tobas y aglomerados, cubiertos o intercalados con derrames lávicos, cuya composición varía preferentemente de andesítica a riodacítica. Incluye la Riolita Tizapotal del sector suroccidental del área estudiada.

Tmp

Tmp.-Grupo Pachuca: rocas volcánicas de composición variable de andesítica a riodacítica, localmente con intercalaciones de lavas arenosas y calizas lacustres. Equivalente en edad a Tmv, Tpv y Tpn.

DISCORDANCIA

Tob

Tob.-Grupo Tlalima: conglomerado calizo, limas, arcillas y arenas, conteniendo calizas y yeso lacustres e intercalaciones de lavas y piroclásticos de composición basáltica.

DISCORDANCIA

Kms

Kms.-Formación Mexcala: areniscas, limolitas y lutitas interestratificadas rítmicamente.

Kc

Kc.-Formación Cuautla: calizas fossilíferas de estratificación gruesa en facies de banco marino, en capas sedanosas e delgadas en facies de cuenca con intercalaciones de lutitas y limolitas.

DISCORDANCIA

Km Kid

Km.-Formación Morelos: calizas y dolomas interestratificadas, sobrecubiertas a ahñdritas laminares.

Kid.-Formación el Doctor: calizas en capas delgadas con nódulos, lentes de pedernal e intercalaciones locales de lutita.

Ks

Ks.-Formación Nochtlico: calizas en capas delgadas con lentes y nódulos de pedernal, con capas de lutita interestratificada cerca de la base.

ROCAS LITONICAS

Tgc

Tgc.-Granito Colapatepec: tranco intrusivo en la Formación Nochtlico de la parte suroccidental del mapa.

La recopilación, interpretación y reducción de los datos geológicos de este mapa, estuvieron a cargo de Manquez S.E. y Jaime P.B. La geología comprendida entre las coordenadas geográficas 19°00' a 19°45' de latitud norte y 98°30' long. oeste, fue levantada empleando fotografías aéreas verticales escala 1:40,000. Para el resto del área se utilizó conjuntamente la información existente y la fotointerpretación de imágenes LANDSAT captadas a esc. 1:500,000. La base topográfica se tomó de las cartas 1:250,000 editadas por el INEGI.

Dibujo: L. BURGOS P.

PLEISTOCENO-HOLOCENO

PLIOCENO

CENOZOICO

espesores varían entre 200 y 750 m y está conformada por calizas principalmente calca-renitas de estratificación gruesa, con abundantes biostromas de rudistas. Es concordante con la Formación Mexcala suprayacente y está cubierta discordantemente en algunos lugares por el Grupo Balsas y por rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario”.

### *Formación Mexcala (Kmx)*

Denominada por Fries (1960) y descrita con detalle en la localidad tipo, cercana al pueblo y al río Mexcala, por Bohnenberger (1955). Se distribuye preferentemente en zonas de sinclinales. Aflora al sur de la Sierra Chichinautzin y en el cerro La Palma, al noroeste del área estudiada. “El espesor máximo es de 1 500 m y constituye una interstratificación gradual rítmica de grauvacas (turbiditas), limolitas y lutitas” (Fries, *op. cit.*). En el pozo Mixhuca-1 (PEMEX, *op. cit.*) a profundidades entre 1 720 y 1 850 m, se arguye la existencia de esta unidad, ya que las calizas arcillosas encontradas en este nivel contienen microfósiles *Margino-truncana* s.p. y *Archeoglobigerina* s.p. (PEMEX, *op. cit.*), las cuales son del Turoniano-Maestrichtiano (Loeblich y Tappan, *op. cit.*). La Formación Mexcala se depositó en aguas someras durante el Coniaciano-Campaniano (Fries *op. cit.*) y representa una secuencia Flysch (De Cserna, 1988), que se originó como posible consecuencia del levantamiento y erosión del arco magmático del Cretácico, localizado en ese entonces en el borde occidental del continente (Damon *et al.*, 1981).

## **Terciario**

### *Granito Colotepec (Tgc)*

El tronco granítico de Colotepec (Fries, 1960) se encuentra en el extremo sudoccidental intrusionando a la Formación Xochicalco en el núcleo del anticlinal de Colotepec. El mismo autor describe una monzonita cuarcifera a la cual, a partir de relaciones estratigráficas, le supone una edad comprendida entre el Cenomaniano Tardío y el Turoniano; sin embargo, considerando que el tronco granodiorítico de Coxcatlán, localizado fuera del área, aproximadamente 35 km al suroeste, de la misma forma intrusiona a la Formación Xochicalco (Fries *op. cit.*) y tomando en cuenta además que esta granodiorita fue fechada en  $50 \pm 10$  Ma por el método de Pb-Alfa (De Cserna *et al.*, 1974), se puede argumentar que estos dos troncos graníticos están relacionados genéticamente. Por consiguiente, el intrusivo de Colotepec también es

## GEOFISICA INTERNACIONAL

 TABLA 2.  
 Recopilación de datos geocronológicos

NUMERO	LOCALIDAD	LITOSTRATIGRAFICA	EDAD m.a.	FUENTE
1	Pzo. Tepeco 1 Prof. 1269 m.	Basalto (Teob)	31 *	A
2	Sur de Jojutla	Riolita (Toti)	26 *	K
3	Pzo. Mixhuca 1 Prof. 1281 m.	Andesita (Tomv)	29±2 *	B
4	Pzo. Boma 1 Prof. 2208 m.	Basalto (Tomv)	25±2 *	B
5	Pzo. Tepeco 1 Prof. 920 m.	Andesita (Tomv)	24.1 *	A
6	Pzo. Copilco 1 Prof. 2254 m.	Basalto (Tomv)	23.3±1.5 *	B
7	Pzo. Mixhuca 1 Prof. 1125 m.	Basalto (Tomv)	21.7±1.3 *	B
8	Cerro Coatepec	Andesita (Tomv)	20.5 *	A
9	Cerro Humaredas	Andesita (Tmv)	17 *	C
10	Cerro Sta. Isabel	Andesita (Tmv)	16 *	C
11	Pzo. Tepeco Prof. 837 m.	Basalto (Tmv)	15.8 *	A
12	Barrientos	Andesita (Tmv)	15±0.6 *	D
13	Cuauhtepic	Andesita (Tmv)	14.2±0.7 *	D
14	Pzo. Tulyehualco Prof. 1122 a 1897 m.	Basalto y Andesita (Tmv)	11.8±1.9 a 15±0.7 *	B
15	Pzo. Copilco 1 Prof. 1704 m.	Basalto (Tmv)	12.3±1 *	B
16	Pzo. Boma 1 Prof. 1208 m.	Andesita (Tmv)	8.7±0.7 *	B
17	Peñas Cuatas	Andesita (Tpc)	2.87±0.15 *	E
18	Huixquilucan	Andesita (Tpc)	2.76±0.19 *	E
19	Cañadas Contreras	Andesita (Tpc)	1.92±0.13 *	E
20	El Zarco	Andesita (Tpc)	1.79±0.1 *	E
21	Volcán Llano Grande	Dacita (Dl1g)	0.9±0.07 *	F
22	Cerro Venacho	Andesita (Dl)	0.58±0.11 *	F
23	Pies Iztaaccfhuatl	Dacita (Dl(3))	0.41±0.14 *	F
24	Sur del C. Ajusco	Andesita (Dl)	0.39±0.15 *	E
25	La Joya	Andesita (Dl)	0.27±0.02 *	F
26	Cerro Teyotl	Dacita (Dl)	0.08±0.02 *	F
27	Tenango Mex.	Paleosuelos (Oc)	>3850±3210 +	J
28	Tenango Mex.	Paleosuelos (Oc)	3200±1120 *	J
29	Tenango Mex.	Paleosuelos y Cenizas (Oc)	3390±1880 *	J
30	Tenango Mex.	Paleosuelos (Oc)	<8440±70 *	J
31	P. Sn. Angel	Paleosuelos (Oc)	2422±250 +	O
32	Barranca Seca	Tefra (Op)	9640±440 +	G
33	Paso de Cortés	Flujos Piroclástico (Op)	4980±50 +	G
34	Barranca Seca	Flujos Piroclástico (Op)	4320±70 +	G
35	Flanco Norte del V. Popocatepetl	Pómez de caída (Op)	3840±70 +	H
36	Flanco sur de V. Popocatepetl	Paleosuelo (Op)	8200±390 +	H
37	Barranca Ylio	Flujo Piroclástico (Op)	1230±90 +	G
38	San Pedro	Flujos Piroclástico (Op)	1220±60 +	G
39	Flanco sur del V. Popocatepetl	Ceniza de caída (Op)	965±60 +	H
40	Tlaltzotlia	Pómez de caída (Op)	880±80 +	G
41	Flanco oriente del V. Popocatepetl	Pómez de caída (Op)	450 +	I
42	Planicie Lacustre de Mexico	Materia Orgánica (Ola)	27200 ± 26000 *	L
43	Planicie Lacustre de Chalco	Materia Orgánica (Ola)	4880 ± 12250 *	H
44	Tlapacoya	Turba, diatomita carbon (Ola)	6250±110 ± 2720±650 *	N

Tabla 2  
 Compilación de datos geocronológicos

Método de fechamiento

\* K/Ar    plomo/alfa

+  $^{14}\text{C}$

Fuentes:

- A – S.H.C.P., 1969
- B – Pérez-Cruz, 1988
- C – Mooser, 1975
- D – Lozano-Barraza, 1968
- E – Mora-Alvarez *et al.*, 1987
- F – Nixon *et al.*, 1984
- G – Cantagrel *et al.*, 1984
- H – Robin and Boudal, 1987
- I – Heine and Heide - Weise, 1973
- J – Bloomfield, 1975
- K – Jaffe *et al.*, 1959
- L – Bradbury, 1971
- M – Watts and Bradbury, 1982
- N – Limbrey, 1986
- O – Arnold and Libby, 1951

del Eoceno Medio. Si las relaciones anteriores son verdaderas, probablemente el plutonismo de este período se asocia con la migración hacia el oriente del arco magmático del Cretácico-Mioceno Temprano (Damon *et al.*, *op. cit.*).

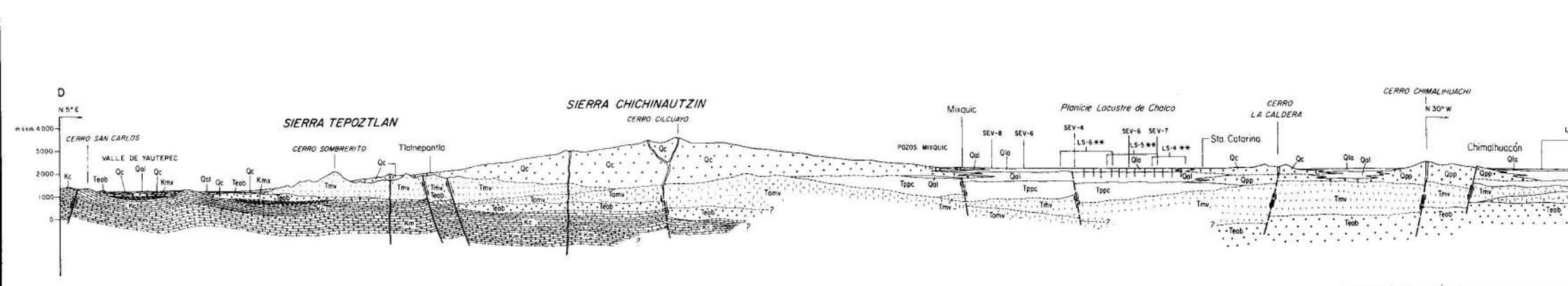
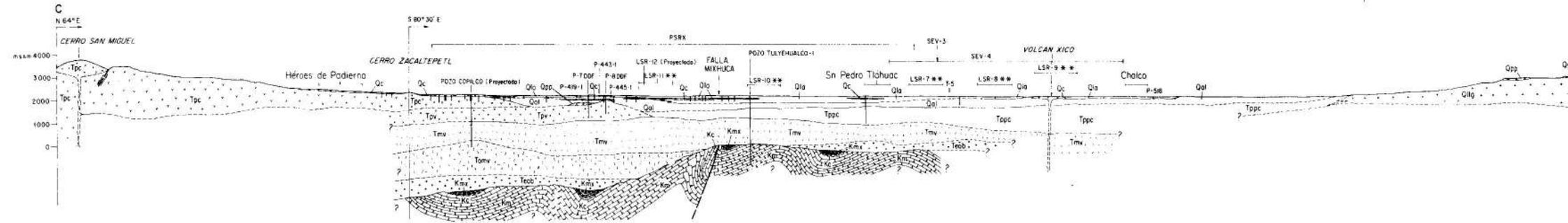
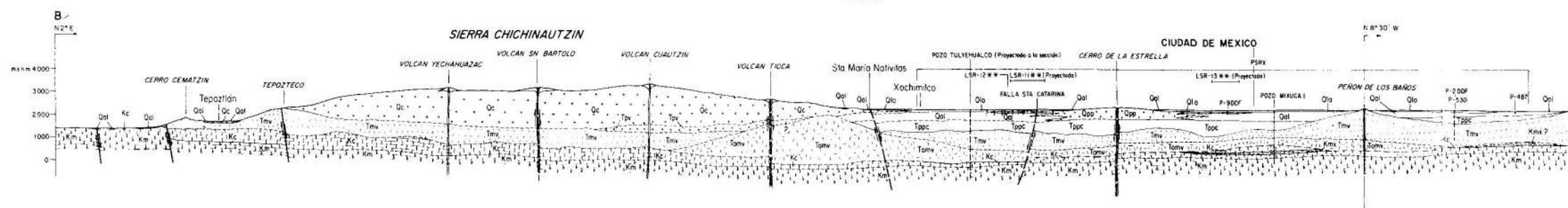
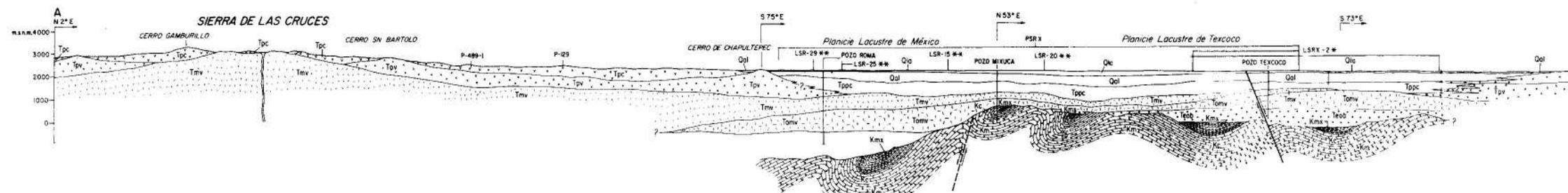
#### *Grupo Balsas (Teob)*

Depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano (Fries, 1960); afloran en el sur del área estudiada y localmente al noreste de Apaxco, Hgo. Consta de un conglomerado oligomítico calizo generalmente compacto, con matriz limo-arcillosa cementada por calcita y óxido de hierro, de estratificación masiva y espesor máximo de 500 m; estas capas conglomeráticas se interdigitan y están cubiertas por una secuencia de 800 a 2 000 m de espesor, formada por capas deleznales de arcilla, limo y arena; localmente estos depósitos clásticos contienen interstratificacio-

nes de yeso y caliza lacustre lenticulares, además de derrames lávicos basálticos y en la parte superior se presentan intercalaciones de toba riolítica (Fries, *op. cit.*). Schlaepfer (1968) describe en el pozo Texcoco-1 (SHCP, *op. cit.*) conglomerados calizos cubiertos por limolitas calcáreas que contienen interestratificaciones de anhidrita y tobas, encima de esta secuencia se presenta una serie de derrames lávicos basálticos con intercalaciones de tobas y aglomerados; derrames lávicos y brechas calcáreas se interestratifican con tobas a partir de 2 680 m en el pozo Roma-1 (PEMEX, *op. cit.*). Fries (*op. cit.*) menciona que este grupo descansa discordantemente encima de las formaciones del Cretácico y que la secuencia superior aparentemente es concordante con la Riolita Tilzapotla del Oligoceno Tardío; sin embargo, el fechamiento isotópico de 31 Ma en los basaltos superiores en el pozo Texcoco-1 (SHCP, *op. cit.*) sugiere más bien que tanto la Riolita Tilzapotla como las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Tardío cubren discordantemente al Grupo Balsas. La distribución espacial y temporal del Grupo Balsas representa una molasa continental (De Cserna *et al.*, 1988) post-orogénica Laramide, la cual se acumuló simultáneamente con fallamiento normal lateral derecho y volcanismo basáltico probablemente fisural.

#### *Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv)*

Se agrupan con este nombre las secuencias volcánicas que por sus características líticas, relaciones estratigráficas y edad, se diferencian de las rocas extrusivas del Grupo Balsas y del Mioceno Medio-Tardío. Dentro de este conjunto de rocas se incluye por su posición estratigráfica a la Riolita Tilzapotla (Fries, 1960) del extremo sudoccidental. Dichas rocas afloran profundamente erosionadas y fracturadas en la Sierra de Xochitepec, en los cerros Picacho y Pulpito del Diablo y en otras pequeñas localidades; las perforaciones profundas (PEMEX, *op. cit.* y SHCP, *op. cit.*) atravesaron estas rocas con espesores variables entre 390 m y 1 750 m. La composición varía de andesítica a riolítica, aunque en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1 y Roma-1 se describen derrames lávicos basálticos (PEMEX, *op. cit.*). Constituyen secuencias de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados. Estos depósitos piroclásticos están en la parte superior, interestratificados y/o cubiertos por derrames lávicos. Estas secuencias volcánicas contienen capas de clásticos aluviales de espesor promedio de 6 m, lo que indica tiempo de reposo en la actividad volcánica. Los flujos lávicos son de grano fino a medio y algunos de ellos tienen buena estructura fluidal y xenolitos serpentinizados; el análisis petrográfico indica que los derrames lávicos son porfiríticos-holocristalinos-hipidiomórficos, con fenocristales de andesina, oligoclasa, sanidino, cuarzo, augita e hiperstena, que yacen en una matriz



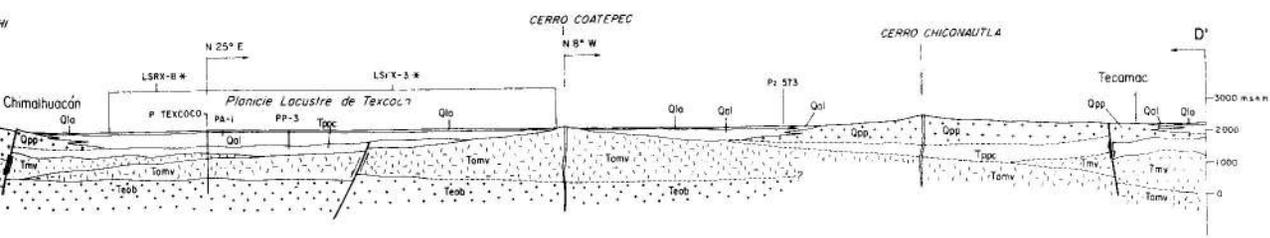
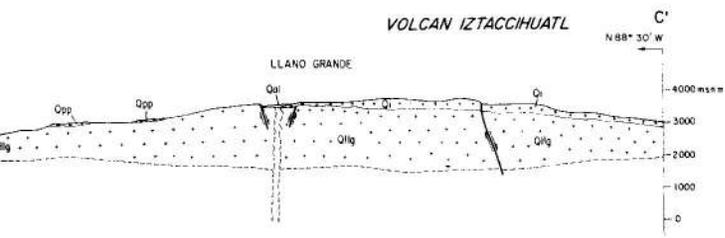
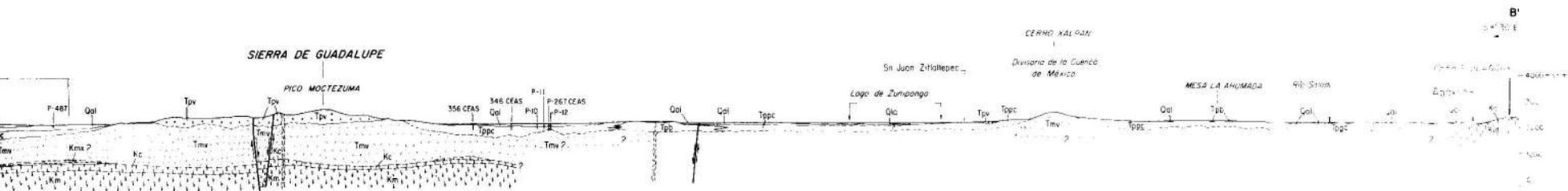
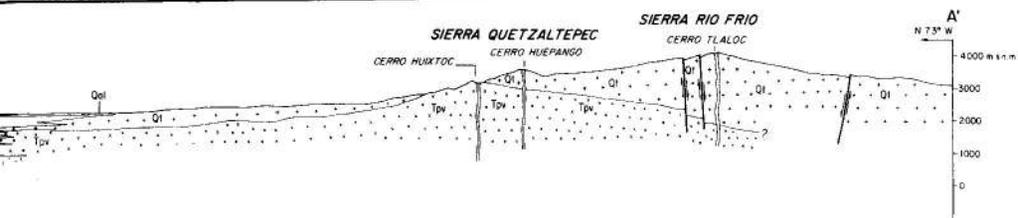
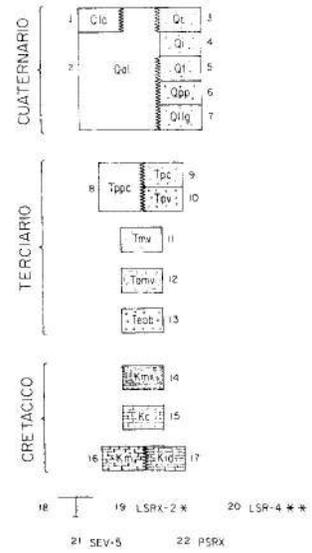


Fig. 3. Secciones geológicas representativas. Depósitos lacustres (1), Aluvión (2), Formaciones: Chichinautzin (3), Iztaccihuatl (4), Tlaloc (5), El Pino (6), Llano Grande (7), Las Cruces (9), Mexcala (14), Cuautla (15), Morelos (16) y El Doctor (17). Grupo Balsas (13). Depósitos piroclásticos y clásticos no diferenciados (8). Rocas volcánicas no diferenciadas: Plioceno Temprano (10), Mioceno Medio-Tardío (11) y Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano (12). Pozo (18), línea sísmica de reflexión (SHCP) (19), línea sísmica de refracción (CFE) (20), sondeos eléctricos verticales (SARH) (21) y prospección sísmológica de reflexión (Pérez-Cruz) (22).



compuesta por micro-intercrecimientos de feldespato y cuarzo, con ilmenita acicular, magnetita, apatito y zircón intergranulares; por otra parte, Schlaepfer (*op. cit.*) describe traquiandesitas en el pozo Texcoco-1. "La Riolita Tilzapotla tiene un espesor máximo de 250 m y está constituida principalmente por ignimbritas, pero localmente se presentan derrames lávicos y brechas de flujo" (Fries, *op. cit.*). En el subsuelo de la Cuenca de México (figura 3), estas rocas volcánicas cubren localmente en forma discordante a unidades cretácicas y, como ya se mencionó, son discordantes al Grupo Balsas subyacente; también se encuentran cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del Mioceno Medio y Tardío y localmente por formaciones del Plio-Cuaternario. Los fechamientos radiométricos de estas rocas volcánicas (Tabla 2), indican que fueron formadas por varios períodos magmáticos durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano. El contexto geológico regional de este conjunto de rocas se puede relacionar con la actividad del arco magmático del Terciario Medio (Damon, *op. cit.*), el cual, en la Sierra Madre Occidental (SMO), está representado por la secuencia ignimbrítica superior (McDowell *et al.*, 1977).

#### *Grupo Pachuca (Tomp)*

Originalmente descrito por Geyne (1956) y definido como Grupo por Segerstrom (1961), es un grupo volcánico que representa la actividad volcánica desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Por este amplio rango de edad, se incluyeron en él las rocas volcánicas correspondientes tanto al arco magmático de la parte superior de la SMO como del AVT. Tanto por el detalle cartografiado como por su importancia económica, se le han definido ocho formaciones (Geyne *et al.*, 1963). Se encuentra localizado únicamente en la parte meridional del área cartografiada en la región del Distrito Pachuca-Real del Monte y sus zonas adyacentes; la suma total de los espesores máximos es de alrededor de 3 700 m (Geyne *et al.*, *op. cit.*). Consiste en secuencias de material clástico en la base, brechas volcánicas, piroclásticos, derrames lávicos y tobas intercaladas, separados por discordancias erosionales. Las lavas varían en composición de basalto a riolita, pero predominan la andesita y la dacita. Las dos formaciones inferiores (Santiago y Corteza) consisten en riolitas, dacitas y andesitas que por sus características texturales y posición estratigráfica se consideran como correspondientes al arco magmático del Terciario Medio (Damon, *op. cit.*) de la SMO. Por su parte, las formaciones que constituyen la mayor parte del espesor del grupo y que tienen grandes afloramientos (formaciones Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína), consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica, interestratificados con brechas volcánicas y tobas, separadas por

suelos que podrían indicar diferentes secuencias volcánicas correlacionables en edad con las rocas extrusivas del Mioceno Medio y del Tardío. Las formaciones superiores del Grupo Pachuca (Cerezo y Tezuantla) consisten en brechas volcánicas, lavas y depósitos piroclásticos de composición que varía de dacítica a riolítica. Tomando en cuenta la discordancia existente entre estas rocas con las unidades volcánicas antes descritas y las características de las rocas de estas unidades, se considera que posiblemente son contemporáneas de las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y que la edad de este grupo puede quedar como originalmente se había establecido, del Oligoceno Medio-Tardío al Plioceno Temprano.

#### *Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv)*

Se les llama así a las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Sus afloramientos se distribuyen por toda la cuenca en áreas pequeñas, en la mayoría de los casos por encontrarse cubiertas por los materiales volcánicos más recientes. En la porción sur de la cuenca se encuentran principalmente en los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños, la base de la Sierra de Guadalupe, la base de la Sierra de Las Cruces, el Cerro Patlachique y en algunos otros afloramientos en el norte de Texcoco. En el norte se encuentran ampliamente distribuidas en pequeños afloramientos, de los que se destaca la base de la Sierra Tepotzotlán. Se incluyen también aquí, por posición estratigráfica y edad, los depósitos de la Formación Tepotzotlán (Fries, 1960) de la sierra del mismo nombre y la Andesita Jalpan (Segerstrom, 1961), de los cerros Jalpan y Zincoque. Estas rocas están constituídas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas que en algunos lugares se encuentran interestratificadas con brechas volcánicas. Las lavas observadas son: andesitas de lamprobolita o de augita, de textura principalmente porfirítica-afanítica, hipidiomórfica-merocristalina, con andesina, lamprobolita, feldspatos, augita, piroxenos y anfíboles como minerales esenciales, y magnetita, ilmenita, clorita, calcita, cuarzo y apatito como accesorios, en una mesostasis microlítica-pilotaxítica en ocasiones propilitizada. Se identificaron también: dacitas de textura porfirítica-afanítica hipidiomórfica-mesocrática con oligoclasa, cuarzo, anfíboles, piroxenos e ilmenita, magnetita, apatito y circón, como minerales accesorios en una mesostasis microlítica; tobas cristalinas andesíticas de textura clástica con andesina, relictos de anfíbol y magnetita en una matriz desvitrificada; y andesitas de hiperstena de textura afanítica-porfirítica, panidiomórfica-mesocrática, con andesina, hiperstena y augita, como minerales esenciales en una mesostasis pilotaxítica.

En el subsuelo de la porción sur de la Cuenca de México, esta unidad se distribuye ampliamente, como puede verse en la figura 3. Se le encontró en el pozo Texcoco-1 a profundidades entre 814 y 920 m; en el pozo Roma-1, a profundidades entre 633 y 60 m; en el pozo Mixhuca-1, a profundidades desde 880 m hasta los 1 190 m; en el pozo Tulyehualco, a profundidades entre 930 y 1 740 m y en el pozo Copilco-1 a profundidades entre 1 180 y 1 580 m. De acuerdo con los numerosos fechamientos isotópicos que se le han hecho a esta unidad, se le asigna un rango de edad del Mioceno Medio al Mioceno Tardío. Estas rocas cubren con discordancia a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano; en lugares donde no se encuentran estas rocas, cubren al Grupo Balsas y a las rocas cretácicas. Por su parte, se encuentran cubiertas por las unidades pliocénicas; con discordancia, y en ocasiones por unidades del Cuaternario. Las características antes mencionadas indican que este conjunto de rocas extrusivas representa el inicio de la actividad magmática del AVT en acuerdo con Damon *et al.* (*op. cit.*).

#### *Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv)*

Conjunto de rocas extrusivas que representan (*sensu stricto*) un segundo período magmático del AVT; se incluye en esta unidad, por su posición estratigráfica, la Toba Don Guinyó (Segerstrom, 1961). Localmente afloran en los flancos de las Sierras Las Cruces, Zempoala y Río Frío, y en cerros aislados en el resto de la cuenca; también coronan las sierras de Guadalupe y Tepetzotlán; los pozos Roma-1 y Copilco-1 (PEMEX, *op. cit.*) encontraron esta unidad a profundidades comprendidas desde 315 a 648 m y 550 a 1 150 m, respectivamente; por otra parte, los afloramientos exponen espesores del orden de 650 m. Sobreyacen con discordancia erosional a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y están cubiertas de la misma forma por unidades volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario. Por la interpretación del subsuelo se infiere una relación interdigitada con depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc). La composición varía de andesítica a dacítica; las secuencias piroclásticas observadas generalmente no son consolidadas, constituyen tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas, tanto de flujo piroclástico como de "surge" piroclástico, las cuales se encuentran cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos, algunos autobrechados, con brechas de flujo; los flujos lávicos más máficos tienen exfoliación regular horizontal con vesículas alargadas en dirección del derrame, lo que da idea de regímenes de flujo laminar con alto contenido de volátiles; los más ácidos tienen incipiente estructura fluidal y los domos presentan bandeamiento fluidal irregular; generalmente las lavas son de grano fino a medio, porfiríticas-mesocráticas-hipidiomórfi-

cas, con fenocristales de labradorita, bitownita, andesina, oligoclasa, cuarzo, olivino, lamprobolita, augita, pigeonita e hiperstena, que yacen en mesostasis pilotaxítica e intergranular. Este tipo de fábrica implica una cristalización subterránea inicial con lenta pérdida de energía y una posterior, con rápido enfriamiento (Best, 1982); notoriamente, en la base del cerro Xicuco consta de ignimbritas riolíticas vítreas con lentes aplastadas de obsidiana (Fries, 1962). Las relaciones estratigráficas anteriores sugieren una edad tentativa del Plioceno Temprano para este grupo de rocas volcánicas.

### *Formación Otomí (Tpo)*

Se propone agrupar de esta manera los productos volcánicos emitidos durante la parte más temprana del Plioceno Tardío, que se encuentran al occidente de la Cuenca de México, en lo que se conoce como Sierra de Monte Alto. Se le asignan como secciones de referencia los afloramientos que se encuentran a partir del poblado Santa María Mazatla en el trayecto de la carretera que va de Naucalpan a Jiquipilco. Otras secciones de referencia son los cortes en la carretera que se dirige al centro ceremonial Otomí, del que toma su nombre la unidad, la cual parte del camino antes mencionado, en la parte alta de la sierra; siguiendo por dicha carretera hasta el Valle de Toluca, es posible ver más secciones representativas. Esta unidad se encuentra caracterizada por estar formada en su mayor parte por depósitos piroclásticos, que se presentan como flujos lobulados que, en comparación con los que se encuentran en otras unidades de la cuenca, son los que más se extienden. Dentro de los depósitos piroclásticos observados no se pudo encontrar ninguna secuencia típica de todo el episodio eruptivo (Sheridan, 1979); no obstante, de acuerdo con lo observado, es posible deducir que existen varias secuencias volcánicas dentro de esta unidad, en la que predominan los flujos piroclásticos, principalmente los de ceniza. Los depósitos observados consisten en: secuencias de "surges" de cristales, seguidas por flujos piroclásticos de ceniza ya sea cristalina o vítrea, o de ambas, con fragmentos accidentales y juveniles en algunos casos, los cuales están separados por suelos. En ocasiones hay "surges" de apariencia lenticular dentro de los flujos piroclásticos, también se encontraron brechas volcánicas; la mayor parte de estos depósitos se encuentra invariablemente cubierta por depósitos de ceniza vítrea co-ignimbrítica palagonitizada, con abundantes líticos accidentales.

Las lavas de esta unidad se encuentran únicamente aflorando en las regiones altas de la Sierra de Monte Alto, en las que son características la intercalación de brechas

volcánicas con las coladas lávicas, las cuales presentan texturas faneríticas en los derrames de mayor consistencia que son los que más afloran, mientras que las zonas en donde están expuestas las intercalaciones, las lavas son porfiríticas de grano fino; la composición varía de andesítica a dacítica, con predominio de la andesita. Esta unidad se originó en un estratovolcán que se encuentra bastante erosionado, posiblemente por los períodos glaciáricos del Pleistoceno, por lo que es difícil reconocer sus estructuras originales, aunque las direcciones de los flujos lávicos y la distribución de los flujos piroclásticos indican que sus centros de emisión se encuentran en una región alargada de casi 15 km de longitud. El espesor máximo que se le estima a esta unidad es de 1 300 m en el cerro Las Palomas. Esta unidad cubre discordantemente a las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y se encuentra sobreyacida discordantemente por la formación Las Cruces, del Plioceno Tardío; por lo tanto y con base en sus relaciones estratigráficas, se le considera una edad del Plioceno Tardío.

#### *Rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío (Tpb)*

Las rocas máficas, cuyos afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en la región septentrional formando mesetas de lava y conos aislados, originalmente fueron llamadas Grupo San Juan por Segerstrom (1961) y posteriormente nombradas rocas volcánicas máficas sin nombre, por Fries (1962). Posteriormente, Cantagrel y Robin (1979) agruparon estas rocas con otras mesetas máficas y lavas no diferenciadas que afloran en Guanajuato y Jalisco, las cuales se consideran como típicas de la parte septentrional del volcanismo Plio-Cuaternario del AVT. Se incluye en esta unidad a la Formación San Cristóbal (Geyne *et al.*, 1963).

Estas rocas están constituídas por derrames de lava interestratificados, en ocasiones, con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclásticos que se consideran pertenecientes a los Depósitos piroclásticos y clastos aluviales del Plioceno (Tppc). La composición varía de basáltica a andesítica. Geyne *et al.* (*op. cit.*) informan la presencia de tridimita y cristobalita en las vesículas; los que esto escriben han encontrado también, en la mayor parte de las localidades visitadas, vesículas rellenas por minerales posiblemente similares. Según Robin (1982), la característica petrológica de estas rocas es una tendencia a encontrarse intermedias entre alcalinas y calci-alcalinas. Al conjunto de rocas Plio-Cuaternarias del norte del AVT se le ha asignado una edad entre 2.5 y 1.5 Ma, a partir de fechamientos isotópicos de K-Ar (Cantagrel y Robin, *op. cit.*), por lo que su edad quedaría dentro del Plioceno Tardío a la parte más temprana del Pleistoceno. El espesor máximo medido en la región de

Pachuca no sobrepasa los 300 m (Geyne *et al.*, *op. cit.*). Dichas rocas máficas yacen discordantemente sobre las unidades terciarias anteriores “. . . en algunos sitios cubren discordantemente a las rocas mesozoicas, con marcada discordancia angular y erosional” (Fries, *op. cit.*).

### *Formación Las Cruces (Tpc)*

Schlaepfer (1968) designó como Formación Las Cruces “al conjunto de rocas volcánicas que forma las Sierras de Las Cruces y Monte Alto”. Debido a que en este mismo trabajo se propone una unidad para las rocas de la Sierra de Monte Alto y a que los nuevos datos impiden conservar las restricciones que impone la descripción original de esta unidad, se revisa ésta, de acuerdo con el artículo 19 del Código de Nomenclatura Estratigráfica (ACSN, 1984), conservando su nombre y localidad tipo auxiliada por secciones de referencia. Depósitos piroclásticos congénitos de las secuencias efusivas de la Formación las Cruces, fueron definidos sin cartografiar por Bryan (1948) como Formación Tarango, a 4 km al suroeste de Mixcoac; posteriormente, Segerstrom (1961), extendió la Formación Tarango y la correlacionó con la Formación Atotonilco el Grande, del Plioceno (Segerstrom, *op. cit.*), para referirse a secuencias aluviales con productos piroclásticos del norte de la Cuenca de México, los cuales no se relacionan genéticamente con los depósitos de la Formación Tarango; igualmente Mooser (1974) extendió la Formación Tarango a las secuencias piroclásticas de las formaciones Otomí, Tláloc y Llano Grande. Con base en lo anterior se propone el abandono de la unidad que se ha venido denominando como Formación Tarango.

La Formación Las Cruces se distribuye en el límite sudoccidental de la Cuenca de México, en donde una hilera de tres estratovolcanes, junto con sus depósitos piroclásticos, se orientan de NNW a SSE, y dividen las Cuencas de México y del Río Lerma. La localidad tipo se encuentra en “. . . la parte inferior de la barranca del Río Magdalena, al poniente de Contreras” (Schlaepfer, *op. cit.*), como secciones de referencia adicionales se proponen: los afloramientos expuestos en el tramo Desierto de los Leones-La Marquesa, de la nueva autopista a Toluca; los afloramientos de la carretera Naucalpan-Jiquipilco, en las afueras de San Mateo Nopala y los afloramientos de flujos piroclásticos que corta la carretera Naucalpan-Cuajimalpa. Los depósitos piroclásticos pertenecientes a esta unidad que se observaron en el campo consisten en: pómez pliniana, secuencias de “surges”, ya sean planares o masivos, cristalinos, vítreos y en ocasiones con pómez, cubiertas por flujos piroclásticos generalmente no

soldados, de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y bloques accidentales y/o juveniles, en la mayoría de los casos de composición heterogénea; los flujos piroclásticos están cubiertos a su vez por cenizas vítreas. En algunos casos estos piroclásticos se encuentran cubiertos o interestratificados con material aluvial y paleocanales fluviales; en éstos se encontraron impresiones de hojas de helecho que fueron identificadas por los paleontólogos Ernesto Velázquez y Reinhard Weber, de la Facultad de Ciencias de la UNAM, como pertenecientes al *Pteridium aquilinum* (L.) Kuhn; desafortunadamente, no es un índice ecológico ni de edad. Las lavas observadas se encuentran intercaladas con brechas en las partes altas de la Sierra de Las Cruces, en algunos casos culminadas con domos; consisten en: andesita de pigeonita o de lamprobolita, de textura afanítica-porfirítica, panidiomórfica o hipidiomórfica-mesocrática con andesina, pigeonita o hiperstena y augita como minerales esenciales, en una mesostasis pilotaxítica de microlitos de plagioclasa con magnetita y criptofelsita; dacitas de lamprobolita o de pigeonita de textura afanítica-porfirítica, hipidiomórfica-holocrystalina o mesocrática, con oligoclasa, andesina, cuarzo, pigeonita o lamprobolita, e hiperstena, como esenciales en una mesostasis que es criptofelsítica o pilotaxítica, con magnetita, ilmenita y apatito como minerales accesorios. Se identificó también una brecha lítica andesítica originada por un flujo piroclástico, la cual consiste en fragmentos líticos (accidentales) de andesita porfirítica, cuyo tamaño varía de lapilli a bloques; en la matriz cloritizada y desvitrificada existen fragmentos de andesina, pómez, hornblenda alterada y escasos microlitos de plagioclasa. El espesor de esta unidad es variable, debido a su naturaleza; no obstante, se le estimó un espesor máximo en el cerro San Miguel, de 990 m. En el pozo Copilco-1 (PEMEX, *op. cit.*) se le encontró entre las profundidades 25 y 510 m. La Formación Las Cruces cubre con discordancia erosional las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío y las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y se encuentra cubierta, a su vez, por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, así como también por derrames lávicos y piroclásticos de las Formaciones Chichinautzin y El Pino. Su edad, de acuerdo con los fechamientos isotópicos (Tabla 2), corresponde al Plioceno Tardío.

Esta Formación es el conjunto de tres estratovolcanes alineados en una dirección que es casi la norte-sur, cuyas características morfológicas y variación de edades de lo más antiguo a lo más reciente, de norte a sur, podrían indicar una migración del volcanismo en la dirección mencionada. Tomando en cuenta lo anterior, podría considerarse este volcanismo como representativo del Plioceno Tardío en la Cuenca de México.

*Formación Zempoala (Tpz)*

Fries (1960) definió la "Andesita Zempoala" como una interestratificación de derrames de lava, capas volcanoclásticas y lahares, todos de composición andesítica, dacítica y riódacítica.

Schlaepfer (1968) cambió el término descriptivo a la Formación Zempoala, debido a las características líticas de esta unidad. En este trabajo se propone la redefinición de esta unidad, como a continuación se describe: La Formación Zempoala es el conjunto de productos volcánicos de dos centros eruptivos alineados en dirección norte-sur, que se encuentran en la porción sudoccidental del área cartografiada y que de acuerdo con sus características morfológicas, posición estratigráfica y características litológicas, son posiblemente contemporáneos del volcanismo de la Formación Las Cruces, aunque se piensa que esta actividad culminó antes del fin de la actividad de la Sierra de Las Cruces. Esta unidad consiste en la parte norte en una secuencia de lavas andesíticas afaníticas-porfiríticas, con escasos fenocristales pequeños de anfíbol, con algo de cuarzo secundario y depósitos piroclásticos, entre los que se han identificado flujos de ceniza y brechas volcánicas. En la parte sur las lavas son muy escasas y es fácil confundir con lavas, grandes bloques de roca dentro de las brechas volcánicas, que son el depósito volcánico más común en la región de las lagunas de Zempoala. Únicamente en el Cerro Zempoala y sus alrededores es posible encontrar lavas y domos poco extensos en lo que se considera el centro de emisión meridional de esta unidad. Las brechas volcánicas antes mencionadas consisten en fragmentos mal clasificados, cuyos tamaños varían de lapilli a bloques, en matriz vítrea y cristalina con abundancia de líticos accidentales y juveniles, cuya composición varía de andesítica a riódacítica. A partir de estos depósitos siguen otros, entre los que destacan: lahares, flujos piroclásticos de ceniza con bloques y "surges". Estos depósitos se extienden principalmente hacia el sur en forma radial. La parte más meridional de esta unidad, junto con los sedimentos contemporáneos, con los que se encuentra interdigitada en algunos lugares, se ha cartografiado como "Formación Cuernavaca" (Fries, 1960). Las lavas observadas consisten en: andesita de lamprobolita de textura afanítica-porfirítica-hipidiomórfica con lamprobolita, clinopiroxenos, feldespatos y andesita como minerales esenciales, en una matriz microlítica de andesina euedral con magnetita, apatito y vidrio como minerales accesorios; estas lavas presentan en algunos casos alineamientos de los cristales de anfíbol. El espesor aflorante máximo que se le estima es de 1 000 m en el cerro Zempoala. Por su posición estratigráfica y

similitud con el volcanismo de la Formación Las Cruces, consideramos que su edad corresponde al Plioceno Tardío. La Formación Zempoala cubre discordantemente los depósitos volcánicos del Plioceno, las rocas extrusivas del Mioceno Medio al Mioceno Tardío, con discordancia también se encuentra sobreyacida por la Formación Chichinautzin e interdigitada con los productos piroclásticos y clásticos del Plioceno, en la región del Valle de Cuernavaca.

### *Riolita Navajas (Tpn)*

“La Riolita Navajas del Plioceno Tardío edifica la Sierra Navajas en el ángulo nor-oriental, con un espesor aflorante probable de 500 m en su parte central. Descansa discordantemente sobre el Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv), aparentemente se interdigita con rocas máficas (Tpb)” (Geyne *et al.*, 1965) y con piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc); por otro lado, en ese sector está cubierta discordantemente por la Formación El Pino. El mismo autor describe una secuencia riolítica de derrames lávicos con buena estructura fluidal, porfiríticos-holocristalinos, con fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz micrográfica; estas lavas tienen intercalaciones de brechas soldadas y no soldadas de flujo de cenizas vítreas, con fragmentos líticos, pumíticos y de obsidiana.

### *Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tppc)*

Se propone designar con este nombre a los depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno. Estos depósitos afloran al poniente de Cuautla. En el sector septentrional, fueron reconocidos por Segerstrom (*op. cit.*), Fries (1962) y Geyne *et al.* (*op. cit.*), en donde forman extensas llanuras y piedemontes aluviales. “El espesor máximo es de 400 m y constituye gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica, fueron acumulados fluvialmente en amplios valles socavados en rocas preexistentes y están interdigitados con rocas volcánicas (Tpb), localmente se intercalan tobas de grano fino y lapílicas pumíticas e igualmente se tienen tierra diatomácea, arcillas, caliza lacustre y travertino, relacionados con manantiales termales en la zona de Ajacuba y al oriente de Tula” (Fries, *op. cit.*).

En el subsuelo de la porción meridional de la cuenca dichos depósitos constan de tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas, se encuentran cubiertos discordantemente por aluvión del Cuaternario y

están acumulados en fosas tectónicas (graben de Chalco) y rellenando amplios valles surcados en rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv y Tmv); su espesor máximo, del orden de 750 m, se encuentra en el centro de estas depresiones y se adelgaza hacia los márgenes y hacia la zona de interdigitación con unidades volcánicas de todo el Plioceno. Las relaciones estratigráficas descritas sugieren una edad del Plioceno para estos depósitos.

## Cuaternario

### *Formación Llano Grande (Qlg)*

Se propone llamar así a las secuencias eruptivas de composición variable de andesítica a riodacítica que forman el volcán del mismo nombre, el cual es ancestro del volcán Iztaccíhuatl. Aflora en la base noroccidental de la Sierra Nevada, en donde las secciones tipo se pueden observar a lo largo de las cañadas El Agua y Cosa Mala. Las secuencias reconocidas constan de capas delgadas de lapilli pumítico y lítico de caída, "surges" laminares y de "sand wave", flujos de cenizas vítreas cafés palagonitizadas y cristalinas, no soldados, con o sin bloques accidentales y brechas soldadas de flujo; estos piroclastos están cubiertos por derrames lávicos y la actividad termina con domos. Los flujos lávicos observados son de andesita de piroxeno y anfíbol, con estructura fluidal, de grano fino a medio, porfiríticos-mesocráticos-hipidiomórficos, conteniendo fenocristales de andesina, augita, hiperstena y lamprobolita, que se encuentran en mesostasis pilotaxítica y hialopilitica. Nixon *et al.* (1987) describen principalmente andesitas y dacitas de dos piroxenos del mismo tamaño de grano. Esta unidad está cubierta discordantemente por las Formaciones Telapón e Iztaccíhuatl y sobreyacen de la misma forma a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv). El fechamiento isotópico de 0.9 Ma de las lavas superiores concuerda con la polaridad magnética inversa (Mooser, 1974) del intervalo Matuyama (Harland *et al.*, 1982), para asignarle a esta formación una edad del Pleistoceno Temprano.

### *Formación El Pino (Qpp)*

Se propone agrupar con este nombre las rocas volcánicas, principalmente máficas, que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros aislados, así como los campos volcánicos de Tezontepec-Otumba. La Traquita Guajolote (Geyne *et al.*, *op. cit.*), del distrito minero de Pachuca, Hgo., se incluye en esta formación por su similitud litoestratigráfica; las secciones tipo se pueden reco-

nocer en las cañadas del Volcán El Pino; la expresión geomorfológica es de conos cineríticos terminales, de volcanes escudo y de amplias coladas lávicas, principalmente en bloques. Los espesores máximos, del orden de 750 m, se presentan en los centros eruptivos y se acuñan hacia la periferia. Constituye secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, de caída, formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli; estas características de las tefra implican un volcanismo estromboliano (Sheridan and Wohletz, 1983); los derrames lávicos reconocidos son de andesita-basáltica de olivino y los andesíticos de anfíbol, generalmente tienen buena estructura fluidal con vesículas alineadas en la dirección del flujo y otros con laminamiento regular; esto indica regímenes de flujo laminar con alto contenido de volátiles. Los flujos lávicos son de grano fino a medio, porfiríticos-afaníticos-mesocráticos-panidiomórficos, con fenocristales de labradorita, olivino, pigeonita, hiperstena y augita; contienen también intercrecimientos glomero-porfídicos de piroxenos, la matriz es intersertal, traquítica o microcristalina. Geyne *et al.* (*op. cit.*) describen traquitas porfiríticas-afaníticas-holocristalinas con fenocristales de andesina y aegirina. Este tipo de fábrica, como ya se ha dicho, sugiere dos etapas de cristalización y los glomeropórfidos, una segregación cristal parcial (Best, *op. cit.*), mientras que los fenocristales coexistentes de olivino y piroxeno posiblemente indican fraccionamiento líquido-cristal inicial (Best, *op. cit.*). Esta formación cubre discordantemente unidades volcánicas del Oligoceno, Mioceno, Plioceno y la Formación Llano Grande del Pleistoceno Temprano está cubierta de igual forma por las formaciones Chichinautzin y Telapón. Tomando en cuenta las relaciones anteriores y su magnetismo remanente inverso (Mooser, *op. cit.*), se le asigna una edad entre 0.9 y 0.7 Ma.

### *Formación Tláloc (Qt)*

Schlaepfer (*op. cit.*) definió esta unidad para referirse únicamente a las coladas lávicas que forman parte de la Sierra de Río Frío; no obstante, éstas están relacionadas comagmáticamente con tefra caracterizada por flujos piroclásticos lobulados, en forma de mesetas inclinadas; secciones de referencia se pueden observar en los bancos de material localizados en el flanco poniente de la sierra, además en las cañadas El Muerto, El Partidor y Los Pilares; el espesor aflorante en el centro de la sierra es de aproximadamente 1 800 m y se acuña hacia los alrededores. La composición es andesítica, latítica y dacítica; consta de varias sucesiones caracterizadas en su base por pómez y líticos accidentales angulosos, tamaño lapilli, de aproximadamente un metro de espesor y con gradación inversa que implica erupción pliniaña de caída

(Sheridan, 1979); "surges" con cristales, pómez y líticos accidentales tamaño lapilli, en capas no consolidadas de .30 a 1 m de espesor, algunos "surges" contienen carbón, manifestando alta temperatura de emplazamiento; se han reconocido capas "sand wave" que representan facies proximales con flujo viscoso turbulento fluidizado, planares distales de un régimen de flujo inercial laminar desfluidizado y capas masivas con intercalaciones de "surges" planares y "sand wave", que representan facies intermedias en donde existe una transición en los regímenes de flujos anteriores (Sheridan, 1979); encima de los "surges" se encuentran flujos de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez, con o sin lapillis y bloques líticos accidentales y juveniles, éstos últimos, de composición mixta andesítica y dacítica, posiblemente originados por mezcla de magmas; generalmente los flujos piroclásticos observados sugieren un régimen turbulento fluidizado, debido a la falta de gradación (Sheridan, *op. cit.*), el no soldamiento implica bajas temperaturas de emplazamiento, los espesores varían de 1 a 30 m, además están cubiertos por cenizas vítreas vesiculares palagonitizadas de caída co-ignimbrítica (Sparks and Walker, 1973). Esta sucesión estratigráfica es compatible con los modelos de columnas plinianas colapsadas (Sparks and Wilson, 1976). Los depósitos piroclásticos se intercalan o son cubiertos por derrames lávicos, los cuales en la parte superior del volcán Telapón tienen bandeamiento fluidal planar de composición mixta, andesítica vítrea y dacítica cristalina; este tipo de fábrica posiblemente es ocasionado por mezcla de magmas con flujo laminar o por segregación de zonas ricas en cristales o pobres en cristales (Best, *op. cit.*). La mayoría de las efusiones lávicas son andesitas y dacitas de anfíbol, lamprobolita e hiperstena, con estructura fluidal preferentemente en domos de composición más ácida, son de grano medio a grueso, porfiríticos-afaníticos-hipidiomórficos-mesocráticos, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y piroxenos, que yacen en una mesostasis hialopilitica, microcristalina-vítrea. La Formación Tláloc cubre discordantemente rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y del Plioceno Temprano y las formaciones El Pino y Llano Grande; está sobreyacida aparentemente con discordancia por las formaciones Chichinautzin e Iztaccíhuatl. El pozo Texcoco-1 no encontró esta unidad sino más bien aluvión con intercalación de piroclastos, el cual es equivalente en posición estratigráfica a la Formación Tláloc; por tal motivo, se infiere una interdigitación entre ambos depósitos (figura 3). Tomando en cuenta las relaciones estratigráficas anteriores y el magnetismo remanente normal (Mooser *et al.*, 1974) de algunos derrames lávicos meridionales de la Sierra de Río Frío, aunados a las edades radiométricas más antiguas de las formaciones sobreyacentes, a la Formación Tláloc se le propone una edad pleistocénica probablemente entre 0.6 y 0.7 Ma.

### *Formación Iztaccíhuatl (Qi)*

La Formación Iztaccíhuatl fue establecida por Schlaepfer (*op. cit.*) para referirse a las rocas volcánicas de los volcanes Llano Grande Iztaccíhuatl y Nexpayantla (White, 1956), antecesor del volcán Popocatépetl; sin embargo, las características líticas, estratigráficas y edad del primer volcán mencionado son distintas de los otros dos, los cuales son parecidos en composición litológica, relación estratigráfica y edad al volcán Ajusco. No se ha establecido una localidad tipo, pero se puede reconocer en la parte superior de la cañada Cosa Mala, cañada Alcalica y barranca Nexpayantla (figura 2). El espesor total se desconoce, no obstante, los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl exponen un espesor máximo aproximado a 2 500 m. Está constituida por varias secuencias principalmente efusivas, cuya composición varía de andesita basáltica a dacítica; las secuencias se inician con derrames lávicos y finalizan con extrusiones dómicas; los derrames lávicos y los domos reconocidos en campo son andesitas de olivino y/o anfíbol y dacitas de anfíbol, los más básicos son de grano fino con lamamiento regular e irregular por enfriamiento y los más ácidos son de grano grueso con buena estructura fluidal, generalmente porfiríticos-afaníticos-mesocráticos; contienen fenocristales de cuarzo, biotita, plagioclasa, anfíbol, piroxeno y olivino, que yacen en matriz microcristalina y vítrea. Nixon *et al.* (*op. cit.*) describen lavas andesíticas y dacíticas de hornblenda; por otro lado Carrasco (1985) en el volcán de Nexpayantla, identifica una secuencia de 1 600 m de espesor, formada por derrames lávicos de andesitas basálticas, andesitas afaníticas de olivino y/o augita y en la cima dacitas porfiríticas-afaníticas de augita y/o hiperstena, algunos de estos derrames están autobrechados y contienen intercalaciones de tobas líticas y brechas tobáceas. En el flanco nororiental del volcán Iztaccíhuatl se han observado debajo de los flujos lávicos, flujos de cenizas cristalinas y vítreas no solidificados, con niveles de "surges" ricos en partículas cristalinas y líticas; Robin (1984) reconoce en el flanco sudoriental lahares relacionados con flujos piroclásticos de pómez. La Formación Iztaccíhuatl descansa con ligera discordancia encima de las formaciones Llano Grande y Tláloc, mientras que es suprayacida con ligera discordancia por las formaciones Chichinautzin y Popocatépetl. Las edades isotópicas suplementadas con la magnetización normal (Mooser *et al.*, 1974; Steele, 1971), sugieren que fueron extruídas en distintos períodos eruptivos dentro del intervalo de 0.6 a 0.08 Ma y durante la época de polaridad normal Brunhes.

### *Formación Popocatépetl (Qp)*

La Formación Popocatépetl (Carrasco, 1985) edifica el estratovolcán Popocatépetl en el extremo sudoriental de la región estudiada. Conformamos cuatro principales secuencias eruptivas. La primera se inicia con un "blast" piroclástico de 8 m de espesor, constituido por "surges" planares y de "sand wave", ricos en cristales y líticos accidentales tamaño ceniza y lapilli; contiene además bloques lávicos imbricados no clasificados, de composición heterogénea; la imbricación y la mayoría de las capas laminares, en este caso, sugieren un flujo laminar (Sheridan, 1979); el "blast" precede a una brecha volcánica de avalancha, la cual fue esparcida hacia el flanco meridional de dicho volcán; este flujo de detritos presenta alteración fumarólica y se expresa superficialmente en forma de "Hummock" (jorobas), tiene espesores que varían entre 200 y 450 m y volúmenes entre 28 y 30 km<sup>3</sup> (Robin y Boudal, 1979), contiene bloques accidentales lávicos heterolitológicos fracturados en forma de rompecabezas, como consecuencia del deslizamiento, la matriz pulverizada es tamaño lapilli; la siguiente etapa culminatoria de esta secuencia está representada por sucesiones piroclásticas de eventos plinianos, formadas por: lapillis de pómez y de líticos accidentales que en algunas partes exhiben gradación inversa y espesor hasta de dos metros, "surges", "sand wave" y flujos de cenizas cristalinas y vítreas, los cuales en algunos lugares presentan lapilli acrecional y materia orgánica carbonizada. La segunda secuencia es netamente efusiva y consiste en andesitas básicas ricas en olivino, andesitas ácidas con olivino, piroxenos, andesitas y dacitas (Robin y Boudal, *op. cit.*).

La tercera secuencia forma el volcán noroccidental El Fraile, la cual se inicia con efusiones andesíticas y prosigue con tres períodos explosivos (Robin y Boudal, *op. cit.*), los cuales principian con pómez y cenizas plinianas, "surges", flujos no soldados de ceniza con bloques pumíticos de composición mixta andesítica y dacítica, lo que posiblemente indica mezcla de magmas; numerosos lahares fluyeron principalmente hacia el suroeste y muchos de ellos están asociados a los flujos piroclásticos; durante el primer período los productos piroclásticos se dirigieron hacia el suroeste hace más de 10 000 años, mientras que el segundo tuvo lugar entre  $\approx$  9 500 y 8 000 años y el tercero entre  $\approx$  5 000 y 3 800 años (Robin y Boudal, *op. cit.*). La secuencia estratigráfica anterior es compatible con el modelo de columnas colapsadas plinianas (Spark y Wilson, *op. cit.*). El cuarto período eruptivo, aún activo, construyó el cono terminal durante 3 800 a 900 años (Robin y Boudal, *op. cit.*); inicialmente fue efusivo y posteriormente explosivo, con sucesiones piroclásticas parecidas a las del volcán El Fraile, pero con mayor contenido de derrames lávicos intercalados.

El espesor total se desconoce, pero, con base en las altitudes de los afloramientos, se le infiere un espesor máximo del orden de 3 500 m. La Formación Popocatepetl cubre discordantemente la porción meridional de la Formación Iztaccíhuatl y probablemente se interdigita hacia el poniente con la Formación Chichinautzin, ya que son contemporáneos; igualmente se interdigita con clastos fluviales hacia las llanuras aluviales de Cuautla y Amecameca. Las relaciones estratigráficas complementadas con los fechamientos isotópicos de carbono-14, aunadas a la polaridad magnética normal (Mooser *et al.*, *op. cit.*) de uno de los derrames lávicos occidentales, suponen una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno para la Formación Popocatepetl.

### *Formación Chichinautzin (Qc)*

Definida por Fries (1960) como Grupo Chichinautzin, al ser estudiada con detalle por Bloomfield (1975) y Martin (1982), se le cambió el rango de grupo a formación, por haberse conseguido la separación de los miembros en la sierra del mismo nombre. Se propone aplicar este nombre a todo el volcanismo monogenético principalmente estromboliano con características y edad similares en la región de la Cuenca de México y sus alrededores. De esta manera los afloramientos de esta formación se localizan ampliamente distribuidos en toda la región cartografiada (figura 2); sin embargo, los afloramientos más significativos se encuentran en la porción meridional del área, en donde alcanzan los mayores espesores, así como también en la parte nor-oriental del área cartografiada. Esta unidad se ha encontrado en el subsuelo en numerosos pozos para extraer agua, en perforaciones para piezómetros, pozos exploratorios y en sondeos geofísicos, principalmente en la parte meridional de la Cuenca de México. Las lavas de esta unidad en general son muy extensas, vesiculares, masivas o lajadas y son los productos volcánicos más abundantes de esta unidad. La composición de estas lavas es principalmente andesítico-basáltica y andesítica, principalmente de grano fino y medio, porfiríticas-afaníticas-mesocráticas, con fenocristales coexistentes de olivino y piroxenos en matriz vítrea y microcristalina. Dentro de las andesitas se observó: andesitas de hiperstena de textura afanítica-porfirítica, mesocrystalina-panidiomórfica, con fenocristales e intercrecimientos glomeroporfídicos de labradorita y de hiperstena con pigeonita en menor cantidad, en una mesostasis traquítica formada por microlitos de andesina con lamprobolita, magnetita, apatito y sericita como accesorios y algo de vidrio intersticial; se ha informado también de la presencia de andesitas basálticas de augita, basaltos, basaltos alcalinos y dacitas (Bloomfield, *op. cit.*; Martin, *op. cit.*); la abundancia de cristales de olivino, que es característica de estas lavas poco diferenciadas, sugiere procesos de fraccionamiento

líquido-cristal (Best, 1982), es decir, que la cristalización inicial de fenocristales de olivino podría causar un decremento del contenido de sílice en el líquido residual. El espesor de esta unidad varía de un sitio a otro, no obstante, el espesor máximo que se le ha asignado, de 1 800 m (Fries, 1960), no es muy diferente del que se ha inferido a partir de la geología del subsuelo (figura 3).

Mooser *et al.* (1974) encontraron polaridad magnética normal (Brunhes) y le asignaron una edad más reciente que 700 000 años; Bloomfield (*op. cit.*), mediante fechamientos isotópicos empleando carbono-14, encontró edades que varían entre  $38\ 590 \pm 3\ 210$  años y  $8\ 440 \pm 70$  años.

Arnold y Libby (1951) fecharon con carbono-14 la colada lávica más reciente de esta unidad que se extiende en la esquina sudoccidental de la Cuenca de México, proveniente del volcán Xitle, en  $2\ 422 \pm 250$  años, con lo que la edad quedaría dentro del intervalo de tiempo que comprende la parte más tardía del Pleistoceno y el Holoceno. Esta unidad cubre discordantemente casi todas las unidades cretácicas y del Terciario; en algunos sitios cubre discordantemente la Formación El Pino y se encuentra interdigitada con depósitos lacustres y aluvión.

#### *Depósitos aluviales (Qal)*

Para el material clástico fluvial acumulado penecontemporáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario, Bryan (*op. cit.*) y De Terra (1948) propusieron varias formaciones, sin cartografiar, dentro de este cuerpo aluvial, haciendo relación con períodos glaciares y postglaciares del Pleistoceno-Holoceno; no obstante, las características litológicas, posición estratigráfica y génesis de estos depósitos indican que se trata de una sola unidad sedimentaria, en tal caso, las "formaciones" serían más bien miembros. Afloran formando llanuras aluviales al norte y sur de la región, los laboríos mineros de Pachuca, Hgo. muestran espesores de 210 m de aluvión (Fries, 1962); en el subsuelo de la porción meridional (figura 3) se encuentran extensamente distribuidos, rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc), así como depresiones tectónicas como el graben de Chalco.

Los espesores máximos, de alrededor de 500 m, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. En las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado compuesto por fragmentos con tamaño de grava,

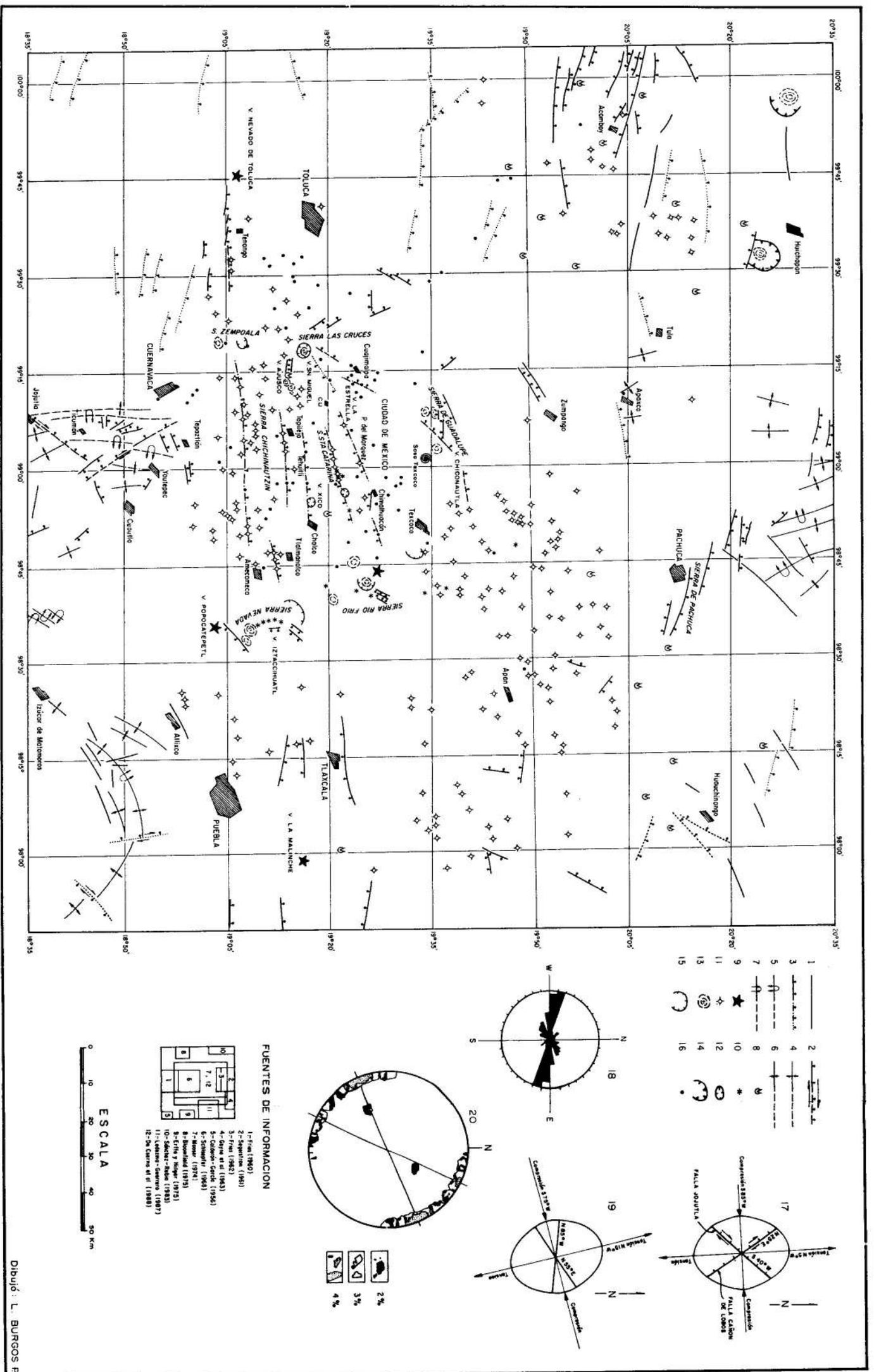


Fig. 4. Plano estructural regional. Fractura (1); falla normal con desplazamiento lateral derecho, con línea discontinua en donde está sepultada (2); falla normal, con línea punteada y discontinua en donde está inferida sepultada y con línea punteada inferida aflorante (3); anticlinal con línea discontinua en donde está sepultado (4); anclinal recostado (5); sinclinal (6); sinclinal recostado (7); volcán (8); estratovolcán (9); cono de lava (10); cono cinerítico (11); cono-anillo de toba (12); domo volcánico (13); caldera (14); volcán colapsado (15); epicentros (16), según Mota Sánchez (*En: De Cserna et al., 1988*); elipse de deformación del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (17); roseta de fallas normales del Plio-Cuaternario (18); elipse de deformación del Plio-Cuaternario (19); diagrama de densidad de polos de fracturas del Plio-Cuaternario (20).

arena, limos y arcilla, conteniendo localmente marga, tierra diatomácea, turba, loess y travertino (Fries, 1962; Fries, 1960). En los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, *op. cit.*), a las profundidades respectivas de 74 a 330, 167 a 520 y 300 a 550 m, se penetraron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobos e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos en el pozo Mixhuca-1. En el valle localizado al suroeste de Pachuca, los pozos para explotación de agua igualmente se penetraron derrames lávicos basálticos intercalados con aluvi6n (Fries, 1962). Por otra parte, a profundidades entre 80 y 480 m en los pozos Texcoco-1 y P-3 (SHCP, *op. cit.*), se perforaron arenas, limos y arcillas con interestratificaciones de tobos de grano fino y lapílicas, y, lo que es más importante, hacia la base de este intervalo de profundidad se encontraron margas y calizas lacustres con espesores de 40 a 60 m, lo cual indicaría el tiempo de depósito aluvial y piroclástico entre el Plioceno y el Pleistoceno. Los pozos para extraer agua en el sector meridional de la Cuenca de México muestran gran heterogeneidad en la granulometría de estos depósitos.

Como ya se mencionó, en el subsuelo descansan ampliamente, con discordancia, encima de los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente en la misma forma, sobre rocas volcánicas más antiguas y sedimentarias del Cretácico; probablemente debido a su edad cuaternaria se interdigita con las formaciones volcánicas de la misma edad, siendo su contacto concordante e interdigitado con los sedimentos lacustres (Q1a), tal y como lo muestran algunos cortes litológicos de multipiezómetros. Con base en sus relaciones estratigráficas se le propone una edad del Pleistoceno al Holoceno, lo cual parcialmente coincide con la edad del Pleistoceno Tardío, de los restos de vertebrados encontrados en varias localidades de la zona norte estudiada (Fries, 1962; Hibbard, 1955). La acumulación de grandes espesores de aluvi6n se puede explicar debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos y/o por el fallamiento normal del Cuaternario que favorecieron los cambios en la velocidad y dirección de los cauces fluviales, con la consecuente distinta distribución del tamaño de grano en estos depósitos.

### *Depósitos lacustres (Q1a)*

Se agrupan en esta unidad los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre (figura 2), extendida con una altitud promedio de 2 200 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapulte-

pec. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen hacia las márgenes de las planicies (figura 3). Los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y P-3 cortaron su base a profundidades correspondientes de 167, 300, 74 y 80 m, así como los pozos multipiezométricos (SARH, 1970) y las perforaciones con fines de mecánica de suelos (SHCP, *op. cit.*; Marsal y Mazari, 1969), penetraron arcillas con intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas líticas consolidadas, e inclusive un derrame lávico basáltico en el pozo Tulyehualco-1.

Bryan (*op. cit.*) describe arcillas bentoníticas y montmorilloníticas, con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez. Las columnas estratigráficas de Tlapacoya (Lambert, 1986; Limbrey, 1966) muestran una secuencia piroclástica basáltica y andesítica de caída, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa, turba, suelos y tierra diatomácea; los materiales piroclásticos están compuestos por cenizas vítreas, cristalinas y líticas, además de varios horizontes formados por lapillis angulosos, pumíticos y líticos, los cuales pueden indicar, al igual que las tobas líticas reconocidas en otros lugares, eventos plinianos relacionados con las erupciones del volcán Popocatepetl.

Los cortes litológicos de los pozos de la CAVM y del DDF, ubicados en el borde norte de la Sierra Chichinautzin y alrededor de la Sierra de Santa Catarina, así como de los multipiezómetros (SARH, *op. cit.*) localizados en las márgenes de las planicies lacustres, muestran que los depósitos lacustres se encuentran interdigitados con la Formación Chichinautzin y con los depósitos aluviales. El rango de edades (4 800 a 46 000 años), obtenidas por el método de carbono-14, implica un tiempo de formación durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno para estos depósitos lacustres, lo cual es apoyado por la polaridad magnética normal (Liddicoat y Coe, 1986) en piroclásticos de estos depósitos. El origen de los depósitos lacustres está íntimamente relacionado con la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causado por la intensa actividad volcánica que edificó la Sierra Chichinautzin. Por otro lado, la presencia de suelos, evaporitas y tobas consolidadas sugiere climas húmedos y áridos.

#### GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El contexto regional de la estructura de la Cuenca de México se muestra en la figura 4 y los rasgos estructurales del subsuelo en las secciones geológicas de la figura 3; a continuación se describen los elementos estructurales del área cartografiada, haciendo referencia al marco regional.

### *Pliegues del Maestrichtiano-Eoceno Temprano*

Las estructuras más conspicuas son los pliegues producidos en las rocas cretácicas (Fries, 1960, 1962; Segerstrom, 1961). “Estos pliegues son simétricos y recostados al oriente y poniente, los ejes de los pliegues son sinuosos y generalmente orientados nor-noreste, las charnelas suben y bajan irregularmente. La mayoría de los pliegues son relativamente cortos, de 2 ó 3 km de longitud, pero el anticlinal de Ticumán tiene más de 40 km de longitud” (Fries, 1960). En el pozo Mixhuca-1 (figura 3), el hecho de la repetición de la Formación Cuautla, debido a las evidencias líticas y paleontológicas, separada por la Formación Mexcala y aunado al buzamiento de las capas al poniente, obtenido por medio del registro de echados (Pérez-Cruz, *op. cit.*), implica la presencia de un sinclinal recostado hacia el occidente; a partir de esta interpretación y considerando la longitud de cresta a cresta y el tipo de pliegues aflorantes, se infirió el plegamiento a lo largo de las secciones transversales A-A' y D-D' (figura 3). Los pliegues de la región pertenecen a la provincia tectónica de rocas jurásicas y cretácicas plegadas que componen la Sierra Madre Oriental. Fries (1960), con base en la dirección preferencial de estos pliegues, propuso hipotéticamente fuerzas compresivas que originaron dicho plegamiento, de dirección este-noreste y oeste-sureste. También les asignó una edad comprendida entre el Maestrichtiano y el Eoceno Temprano, lo cual coincide en gran parte con el intervalo de tiempo de la orogenia Laramide (Damon *et al.*, *op. cit.*); Coney, 1976).

### *Fallas del Eoceno-Oligoceno Temprano*

Las fallas Jojutla y Cañón de Lobos, que se localizan en la porción centro meridional, son fallas normales con desplazamiento lateral derecho (Fries, 1960). “La primera tiene un rumbo noreste por una distancia de más de 35 km, se encuentra sepultada por aluvión y por capas del Grupo Balsas, su existencia, dirección y sentido de desplazamiento, se comprueba por la terminación abrupta de los pliegues de rocas cretácicas, que probablemente han bajado de 600 a 800 m, al lado nororiental y debido a la traslación en sentido dextral de los ejes de los pliegues en el bloque hundido. La segunda falla ubicada al suroeste de Yautepec, Morelos, mantiene un rumbo hacia el noroeste por una distancia cuando menos de 15 km, siguiendo con esta misma dirección por una distancia desconocida por debajo de rocas terciarias, su extremo noroccidental se ramifica en varias fallas normales divergentes, la naturaleza y desplazamiento vertical del orden de 1 500 m son sustentados por el contacto abrupto entre las formaciones Mexcala y Morelos” (Fries, *op. cit.*), además, por la inclina-

ción mayor de  $45^{\circ}$  y echado hacia el suroeste del estriamiento. “La falla normal en rocas cretácicas ubicada al sureste de Yautepec, Morelos, se considera contemporánea de las fallas Jojutla y Cañón de Lobos” (Fries, *op. cit.*).

En el subsuelo de la Cuenca de México, la gran diferencia en altitud de la cima de rocas cretácicas que se manifiesta en los pozos Mixhuca-1 y Roma-1 (figura 3) sugiere la presencia de una falla normal con bloque hundido hacia el poniente, con desplazamiento vertical del orden de 1 500 m; esta falla ha sido inferida con rumbo  $N15^{\circ}W$  cuando menos por 25 km de longitud, mediante la interpretación de líneas sísmicas de reflexión y gravimétricas (Pérez-Cruz, *op. cit.*); las características citadas indican que posiblemente esta falla pertenece al sistema de fallas Jojutla-Cañón de Lobos, al igual que las fallas normales inferidas con desplazamiento lateral derecho, mostradas en anticlinales de calizas cretácicas al sur de Puebla. Considerando que la orogenia Laramide finalizó en el Eoceno Temprano (Damon *et al.*, *op. cit.*), la edad del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano y el gran espesor del Grupo Balsas, se propone que este sistema de fallas es penecontemporáneo cuando menos de la parte inferior del Grupo Balsas. Por otra parte, tomando en cuenta el arreglo conjugado que muestran en especial las fallas Jojutla-Cañón de Lobos, se plantea hipotéticamente una elipse de deformación (figura 4), la cual se interpreta simplemente por esfuerzos compresivos de dirección  $S85^{\circ}W$ , posiblemente generados en aquel entonces por la paleosubducción de la placa oceánica Farallón, por debajo de la placa continental Norteamericana, causando de esta forma esfuerzos de tensión en dirección  $N5^{\circ}W$ .

#### *Fallas del Oligoceno Tardío-Eoceno Temprano.*

Este sistema de fallas se considera no más antiguo que el Terciario Medio, debido a que disloca al Grupo Balsas (Fries, 1960). Estas fallas se han podido reconocer únicamente en la zona más meridional, en donde aflora el Grupo Balsas. Según Fries (1960), “la falla normal localizada al noreste de Ticumán, tiene un rumbo  $N45^{\circ}W$  cuando menos a lo largo de 15 km, su extremo noroccidental se ramifica en varias fallas normales con la misma dirección y de longitud promedio de 3 km, mientras que su extremo suroriental es sepultado por la Riolita Tilzapotla, del Oligoceno Tardío. Otra falla normal perteneciente a este sistema se localiza al oriente de Xalostoc, la cual tiene un rumbo al noroeste y longitud de 2 km”. A pesar de mostrarse pocos rasgos estructurales dentro de este período deformacional, tiene gran importancia, ya que temporalmente coincide con la orogenia del Terciario Medio (Damon *et al.*, *op. cit.*), la cual se manifiesta en la SMO por el plegamiento de la secuencia andesíti-

ca inferior del Paleoceno-Eoceno. En la región estudiada la manifestación de tal orogenia, aparte de asociarse probablemente al fallamiento normal, es de igual manera la posible causa de la ligera inclinación de las capas del Grupo Balsas.

### *Fallas del Plio-Cuaternario*

En las sierras occidentales y orientales de la porción meridional de la Cuenca de México, así como en las sierras de Guadalupe, Tepoztlán y en el cerro Chimalhuacán, existe una serie de fallas normales que cortan las formaciones volcánicas del Mioceno, Plioceno y Cuaternario; en consecuencia, se puede decir que su edad es plio-cuaternaria. Las fallas, con longitud promedio de 4 km y desplazamientos de unos cuantos centímetros a varias decenas e inclusive cientos de metros, buzan en direcciones indefinidas y tienen ángulo de echado grande, que varía entre  $60^{\circ}$  y  $80^{\circ}$ ; algunas fallas forman pequeños grabens, el rumbo preferencialmente es este-oeste, pero se observan fallas dirigidas tanto al noroeste como al noreste y en otras partes muestran arreglos conjugados definidos. Fallas normales, sepultadas, de este mismo sistema, han sido casualmente observadas en bancos de material, como son: las fallas normales que cortan rocas del Mioceno Medio-Tardío al suroeste de Cuajimalpa, la falla que disloca la Formación las Cruces al sureste de Cuajimalpa, la falla normal que desplaza depósitos piroclásticos de la Formación Tláloc al oriente de San Vicente Chicoloapan y la falla que se encuentra en productos piroclásticos de la Formación El Pino en el flanco norte del cerro Chiconautla.

Se infieren otras fallas normales sepultadas, con base en claros alineamientos de conos cineríticos monogenéticos de las formaciones cuaternarias Chichinautzin y El Pino, tomando en cuenta también que este tipo de conos volcánicos es indicador de zonas tensionales (Nakamura, 1977). Los conos cineríticos alineados más evidentes son: los conos de escoria de los cerros La Estrella, Peñón del Marqués y Chimalhuacán, los cuales se alinean en superficie con la falla inferida de Contreras; los de la Sierra Santa Catarina con el Volcán El Pino; el alineamiento al sur de Topilejo de conos cineríticos y rasgos de efusiones fisurales, con el cono de escoria del cerro Tehutli; los conos-anillo de toba y los conos de escoria al sur de Tlalmanalco; los numerosos conos de tefra y de lava de la Sierra Chichinautzin, que además regionalmente se alinean con la falla normal de Tenango (Bloomfield, 1975). La dirección de desplazamiento de estas fallas normales sepultadas se hizo correlacionando la geología superficial y tomando en cuenta el bajo gravimétrico orientado oeste-este a lo largo de la planicie de Chalco (SHCP, *op. cit.*), implicó la existencia de un importante relleno granular;

en consecuencia, se propone la presencia de un graben que se ha llamado el Graben de Chalco (figura 3). Los perfiles sísmicos de reflexión 2 y 3 llevados a cabo en la planicie lacustre de Texcoco (SHCP, *op. cit.*) indican la presencia de fallas normales (figura 3), que peculiarmente muestran un mayor desplazamiento del orden de 300 m en el Grupo Balsas y menor de algunas decenas de metros en los depósitos lacustres; estas diferencias en desplazamiento sugieren que las fallas han estado activas al menos después del Oligoceno.

Otro método empleado para interpretar las fallas sepultadas se aplicó en función de las características de algunos eventos sísmicos; en la figura 4 se muestra un conjunto de epicentros de sismos locales ocurridos durante el período comprendido entre 1952 y 1985 (Mota-Sánchez en De Cserna *et al.*, 1988); el mismo autor indica que fueron de baja magnitud, variable entre 1.9 y 3.7  $M_L$ , y de profundidad somera, entre 0.32 y 9 km. En general, la distribución de estos eventos sísmicos tiende a concentrarse en las zonas de fallas normales sepultadas propuestas e inclusive en zonas de fallas aflorantes; del mismo modo, resalta otra falla sepultada de dirección este-oeste, la cual muy probablemente se relaciona con el hidromagmatismo (Sheridan and Wohletz, 1983) que originó el cono-anillo de toba El Xico.

Este sistema de fallas ya ha sido ampliamente documentado; por una parte, en la región centro-meridional Fries (1960) cartografió fallas normales con rumbo este-oeste por unos dos kilómetros de longitud, que cortan rocas cretácicas y fallas normales del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. En el Valle de Puebla y Tlaxcala las fallas normales (Erffa y Hilger, 1975) tienen rumbo oeste-este a lo largo de una distancia de entre 10 y 25 km y se alínean regionalmente al poniente con los volcanes de la Sierra de Río Frío, Llano Grande e Iztaccíhuatl y al oriente con el estratovolcán La Malinche. La falla de Tenango (Bloomfield, *op. cit.*), en el Estado de México, es una falla normal que corta rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío, tiene desplazamiento al norte y arreglo escalonado lo que indica zonas de transferencia a lo largo de una longitud aproximada de 15 km; hacia el oriente de ella se alínean numerosos conos cineríticos de la Formación Chichinautzin y el volcán meridional de la Sierra Zempoala, al poniente se alínea el estratovolcán del Cuaternario, Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974); al sur de la falla Tenango se encuentran varias fallas normales de este mismo tipo.

El patrón estructural Chapala-Acambay está formado por numerosas fallas normales dispuestas escalonadamente, con rumbo predominante este-oeste, desplazamiento

del orden de 400 m y longitud en conjunto de aproximadamente 200 km (Martínez *et al.*, 1987). Únicamente el extremo oriental de este patrón estructural se incluye en el ángulo noroccidental del mapa estructural, en donde corta rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno (Sánchez-Rubio, 1983), lo que aunado al emplazamiento de conos cineríticos cuaternarios y el alineamiento de los voluminosos volcanes del Plioceno Tardío de las sierras Las Cruces y Monte Alto, sobre la traza de estas fallas, implica una edad plio-cuaternaria para dicho patrón estructural. Las fallas normales regionales del Distrito minero Pachuca-Real del Monte (Segerstrom, *op. cit.*; Fries, 1962; Geyne *et al.*, *op. cit.*), se pueden incluir dentro del patrón estructural Chapala-Acambay, debido a su orientación principal oeste-este, con longitud en conjunto entre 10 y 20 km, y por estar cortando rocas volcánicas del Oligoceno al Plioceno Temprano del Grupo Pachuca. Los derrames lávicos fisurales de rocas máficas del Plioceno Tardío (Tpb) en el norte de la Cuenca de México pudieron haber sido extruídos a lo largo del mencionado patrón estructural. En la subcuenca de Apan y áreas circunvecinas, fallas normales de dirección este-oeste y suroeste-noreste cortan rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno (Ledesma-Guerrero, 1987); igualmente la localización de conos cineríticos del Cuaternario está ligada a la traza de estas fallas.

El análisis estructural también consistió en la obtención estadística de la dirección preferencial de las fallas normales del Plio-Cuaternario; para ello se elaboró un diagrama de roseta (figura 4) de todas las fallas, tanto de superficie como sepultadas inferidas; en esta figura se observa efectivamente una orientación predominante oeste-este, pero además se identifica un sistema conjugado de rumbo N65°E. Los rumbos preferenciales de las fallas normales en cierta manera son apoyados por la representación estadística de fracturas medidas sobre rocas volcánicas de edad Mioceno a Cuaternario; la representación estadística consistió primeramente en la graficación de polos de 163 planos de fractura empleando la falsilla de Wulff; posteriormente se configuraron diagramas de densidad de polos, cuyos porcentajes óptimos representativos se muestran en la figura 4. Esta configuración tiende a parecerse a la roseta de fallas, en la que los mayores porcentajes indican dos sistemas de fracturas conjugadas, unas con rumbo N70E y otras con orientación N25E. Considerando las direcciones de las estructuras anteriores, se propone hipotéticamente una elipse de deformación (figura 4), con base en la dirección promedio N85W y N55E del sistema conjugado de fallas normales plio-cuaternarias. La interpretación de dicha disposición estructural indica que el sistema de fallas del Plio Cuaternario probablemente se originó por esfuerzos compresivos en dirección S75W, que a la vez propiciaron esfuerzos de tensión en dirección N15W. Este campo de esfuerzos probablemente se relaciona

con la convergencia entre la placa oceánica de Cocos y la Placa continental Norteamericana.

### ASPECTOS PETROQUIMICOS

El estudio petroquímico se basó en la recopilación de análisis químicos de toda la roca; desafortunadamente los datos químicos no son representativos de secuencias eruptivas congénitas. Por tal motivo únicamente se utilizaron para clasificar algunas de las rocas volcánicas del Cenozoico y para relacionar los eventos magmáticos con la situación tectónica, por medio de la definición de las series magmáticas. Los elementos mayores y la norma CIPW (Rittman, 1959) se muestran en la Tabla 3. La caracterización de las series magmáticas se obtuvo empleando simultáneamente la clasificación de Irvine y Baragar (1971) y de Middlemost (1972), con los diagramas de variación álcalis vs sílice y AFM (figuras 5 y 6).

#### *Serie del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano*

El derrame lávico del Grupo Balsas es un basalto alcalino (Hawaiita) que contiene olivino y nefelina normativa, coincidiendo con la ausencia de hiperstena normativa y con la presencia de olivino modal (Schlaepfer, *op. cit.*); los contenidos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$  e índices de diferenciación I.D. (Thornton and Tuttle, 1960), son de 50.3, 7.5 y 52 respectivamente. Las rocas ígneas penecontemporáneas en el norte de México, situadas entre 700 y 1 000 km de la paleotrinchera son alcalinas y se relacionan con el enriquecimiento en álcalis del arco magmático conforme migraba hacia el oriente (Damon *et al.*, *op. cit.*).

#### *Serie del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano*

Representan andesitas, dacitas y riolitas subalcalinas, tanto calci-alcalinas como toleíticas, presentan en mayor o menor proporción cuarzo, ortoclasa, oligoclasa, andesina, hiperstena y magnetita normativos; las concentraciones de sílice  $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$  e I.D. varían respectivamente entre 53 y 70, 4.2 y 8.7 y 57 y 92, indicando que se trata de magmas considerablemente evolucionados. Es interesante notar que en la Sierra Madre Occidental se presentan ignimbritas riolíticas calci-alcalinas de esta misma edad (McDowell y Clabaugh, *op. cit.*), cuyas relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indican interacción significativa de magmas primarios con la corteza radiogénica anterior (Cameron *et al.*, 1987). Las características anteriores sugieren que el arco magmático del

TABLA 3. Recopilación de análisis químicos de toda la roca y norma CIPW.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	50.27	71.00	72.90	72.50	59.20	64.83	53.81	60.80	61.10	59.40
TiO <sub>2</sub>	0.95	0.36	0.02	0.43	1.20	0.72	1.20	0.84	0.76	0.91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.89	14.60	12.10	12.00	16.20	17.24	18.32	15.80	16.80	16.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	2.60	0.90	0.90	2.20	3.50	5.52	2.00	2.00	3.30
FeO	3.15	0.05	2.90	2.90	3.80	1.26	1.05	2.90	2.30	2.20
MnO	0.08	0.02	0.07	0.09	0.16	0.10	0.02	0.08	0.08	0.09
MgO	9.40	0.54	0.07	0.09	3.40	0.10	0.09	3.50	1.90	3.80
CaO	5.07	0.46	0.49	0.70	5.40	3.55	5.61	5.70	3.70	6.60
Na <sub>2</sub> O	5.60	3.90	2.50	2.20	2.80	4.70	4.02	3.30	3.80	3.10
K <sub>2</sub> O	1.90	4.70	6.20	6.50	2.60	2.20	4.63	2.20	2.30	1.10
H <sub>2</sub> O+	1.50	1.80	1.10	1.10	2.60	0.83	2.70	2.20	3.10	2.30
H <sub>2</sub> O-	1.40	nd	nd	nd	nd	0.33	0.80	nd	nd	nd
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.12	0.02	0.02	0.33	0.20	0.04	0.24	0.20	0.26
TOTAL	100.95	100.15	99.27	99.43	99.89	99.56	97.81	99.56	98.04	99.06
Ap	.49113	.25694	.04788	.04359	.71613	.42801	.08921	.51714	.44170	.56604
Il	1.29	.11143	.03189	.62423	1.73	1.03	1.77	1.21	1.12	1.32
Mt	3.58	nd	.97922	.98054	2.39	1.70	nd	2.15	2.21	3.56
Or	10.98	28.43	38.12	40.02	15.94	13.30	29.17	13.39	14.35	6.77
Ab	34.46	35.85	23.36	20.59	26.09	43.19	38.50	30.53	36.03	28.98
An	17.68	1.53	2.38	3.48	24.86	16.69	19.49	22.47	18.01	27.58
Di	4.32	nd	nd	nd	.56263	nd	.53014	4.05	nd	3.79
Hy	nd	1.53	4.31	3.81	12.51	.28260	nd	10.05	6.85	9.03
Ol	18.34	nd								
Ne	8.85	nd								
Ac	nd									
C	nd	2.85	.49753	.13667	nd	1.29	nd	nd	2.09	nd
Q	nd	27.38	30.27	30.32	15.20	20.74	2.65	15.63	18.91	18.39
Hm	nd	1.86	nd	nd	nd	1.36	4.10	nd	nd	.01909
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	60.10	60.80	62.08	61.29	64.62	59.72	67.80	56.00	66.02	68.80
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.89	0.80	0.53	0.73	15.69	0.02	0.86	nd	0.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.40	16.10	18.14	20.12	15.61	15.69	13.91	15.01	17.06	13.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.60	1.30	2.93	1.63	4.55	5.78	4.20	7.78	2.14	2.20
FeO	0.20	3.50	2.00	1.46	0.36	0.83	0.58	1.34	3.01	1.80
MnO	0.06	0.07	0.14	0.12	0.07	0.07	0.02	0.07	nd	0.05
MgO	3.00	2.70	nd	2.26	1.42	2.45	0.62	1.88	1.97	1.20
CaO	4.90	6.30	4.96	4.07	3.91	5.24	3.64	7.49	4.64	2.90
Na <sub>2</sub> O	3.90	3.10	4.80	5.10	2.93	3.10	2.76	3.98	3.98	3.20
K <sub>2</sub> O	1.00	1.40	2.20	2.10	3.08	2.80	2.20	1.85	1.44	2.30
H <sub>2</sub> O+	3.60	2.40	0.71	1.40	1.57	0.52	1.80	3.00	nd	3.00
H <sub>2</sub> O-	nd	nd	0							

Continúa...

Tabla 3. Continuación

Ap	.40163	.50333	.51272	.74879	.13112	2.08	.71448	.15444	nd	.24230
Il	.43101	1.30	1.14	.73432	.69755	1.31	.02975	1.26	nd	1.13
Mt	nd	1.42	3.13	1.69	nd	nd	1.44	1.56	2.24	2.42
Or	6.30	8.66	13.28	12.34	19.02	15.55	13.88	11.53	8.53	14.31
Ab	37.36	29.13	44.03	45.55	27.49	26.16	26.46	37.70	35.82	30.26
An	23.01	27.09	21.92	17.75	19.86	17.93	17.05	18.60	23.08	14.40
Di	.03420	3.24	.32973	nd	nd	nd	nd	10.95	nd	nd
Hy	8.82	9.72	nd	6.78	4.10	6.36	1.83	nd	8.63	3.77
Ol	nd									
Ne	nd									
Ac	nd									
C	nd	nd	nd	3.17	.55972	.58570	1.32	nd	.56630	.73228
Q	19.56	18.94	15.18	11.24	24.65	16.61	35.11	10.98	21.14	32.73
Hm	3.42	nd	nd	nd	3.31	3.79	2.16	4.68	nd	nd

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SI02	70.80	75.20	55.50	60.56	61.30	62.70	55.56	63.96	60.00	59.50
TIO2	0.37	0.19	0.68	nd	0.27	0.03	0.14	0.66	1.09	0.81
AL2O3	3.50	11.90	20.70	17.70	22.90	19.91	21.37	16.60	17.80	18.76
FE2O3	2.00	2.10	2.97	3.93	nd	nd	3.71	3.52	1.50	1.11
FEO	0.60	0.60	1.35	nd	2.00	3.85	2.59	1.43	3.40	4.37
MNO	0.60	0.01	0.10	nd	nd	0.17	0.18	0.20	0.07	0.02
MGO	2.30	0.40	2.23	1.94	nd	1.88	1.96	1.66	2.80	3.48
CAO	3.60	0.40	4.80	4.74	4.35	4.54	6.02	4.14	7.30	5.02
NA2O	2.70	2.20	2.30	nd	4.83	4.30	4.85	5.10	4.00	4.50
K2O	3.70	4.30	2.18	nd	2.00	1.40	1.90	2.80	1.64	2.25
H2O+	nd	3.10	1.43	nd	1.88	0.75	1.80	0.20	1.20	0.09
H2O-	0.04	nd	5.00	nd	3.00	0.48	0.33	0.26	nd	0.20
P2O5	0.04	nd	nd	nd	0.04	0.26	0.17	0.04	0.09	1.19
TOTAL	90.25	100.40	99.24	88.87	102.57	100.27	100.58	100.57	100.89	101.30

Ap	.09507	nd	nd	nd	.08484	.54890	.35771	.08329	.18859	2.44
Il	.58582	.27952	1.03	nd	nd	.04219	.19623	.91540	1.52	1.11
Mt	nd	1.08	2.12	nd	nd	.34057	3.90	2.40	1.57	1.14
Or	21.71	26.83	13.97	nd	11.98	8.35	11.29	16.47	9.71	13.06
Ab	nd	20.86	22.39	nd	43.98	38.98	43.82	45.59	35.99	39.70
An	nd	2.10	25.83	27.50	21.62	21.03	28.94	14.07	25.83	16.83
Di	16.00	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4.90	7.90	nd
Hy	.75747	1.17	6.68	6.26	nd	5.24	6.97	2.12	6.62	14.25
Ol	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ne	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ac	6.34	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
C	nd	3.34	6.90	11.59	5.51	4.07	.87482	nd	nd	2.84
Q	47.68	43.52	20.26	51.45	15.35	19.20	3.65	12.61	10.68	8.63
Hm	nd	.82705	.83394	3.20	1.27	2.21	nd	.84002	nd	nd

Continúa...

Tabla 3. Continuación

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SIO2	60.18	59.84	62.00	61.00	63.05	62.98	61.24	59.84	60.91	62.82
TIO2	0.60	nd	1.33	0.70	0.91	0.88	nd	nd	nd	0.20
AL2O3	17.50	18.57	16.90	19.84	16.55	17.31	18.32	18.57	18.08	19.63
FE2O3	2.87	4.76	3.90	1.41	2.83	4.82	nd	nd	2.40	2.49
FEO	3.11	nd	1.50	3.46	2.28	0.28	6.17	4.76	3.35	0.04
MNO	0.02	nd	0.19	0.11	0.12	0.09	nd	nd	nd	nd
MGO	3.46	2.95	0.60	2.34	2.34	1.68	3.76	2.95	3.59	4.16
CAO	5.00	4.69	2.70	4.70	4.44	3.76	5.06	4.69	5.56	4.30
NA2O	4.74	2.85	5.90	4.69	4.50	3.45	3.15	2.85	4.16	1.55
K2O	1.95	2.72	3.70	2.40	2.40	2.25	2.37	2.72	1.01	1.84
H2O+	nd	nd	1.10	0.20	0.55	0.57	nd	nd	nd	0.80
H2O-	0.19	nd	nd	nd	0.18	1.70	0.07	4.11	0.11	0.17
P2O5	0.12	nd	0.33	0.22	0.28	0.04	nd	nd	nd	nd
TOTAL	99.74	96.38	100.15	101.07	100.43	99.81	100.14	100.49	99.17	98.00
Ap	.25011	nd	.69314	.45230	.58729	.08675	nd	nd	nd	nd
Il	.83303	nd	1.86	.95865	1.27	.59627	nd	nd	nd	.06422
Mt	2.99	nd	1.16	1.45	2.97	nd	nd	nd	2.52	nd
Or	11.48	16.73	21.96	13.94	14.22	13.79	14.11	16.78	5.99	11.27
Ab	42.42	26.64	53.21	41.40	40.53	32.13	28.49	26.73	37.52	14.42
An	20.65	24.22	8.74	21.51	17.93	19.08	25.29	24.31	27.71	22.11
Di	2.64	nd	2.04	nd	1.87	nd	nd	nd	nd	nd
Hy	10.21	8.48	.64478	9.87	6.03	4.81	10.46	8.51	13.49	11.91
Ol	nd									
Ne	nd									
Ac	nd									
C	nd	2.74	nd	1.62	nd	2.78	1.51	2.75	.03749	8.23
Q	8.53	17.74	7.74	8.80	14.60	22.91	16.24	17.81	12.73	30.09
Hm	nd	3.45	1.96	nd	nd	3.48	3.90	3.12	nd	1.80
	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SIO2	62.28	68.45	61.90	59.70	62.14	61.14	63.36	61.23	65.40	58.93
TIO2	0.74	0.14	1.01	0.85	0.84	0.71	0.88	0.80	0.60	1.14
AL2O3	17.12	14.62	15.53	18.09	14.12	17.34	17.20	18.08	17.70	18.00
FE2O3	2.40	3.12	1.95	1.82	2.85	1.47	1.57	0.83	2.41	1.15
FEO	2.58	1.22	3.40	2.80	3.78	3.30	3.17	3.39	0.83	4.28
MNO	0.13	0.10	0.06	0.02	0.01	0.10	0.09	0.06	0.06	0.08
MGO	1.91	0.30	1.91	1.58	4.28	4.19	1.92	3.37	1.43	5.30
CAO	4.64	3.45	4.97	3.92	4.97	4.83	4.61	4.52	3.28	5.31
NA2O	6.40	5.60	5.82	3.59	3.86	4.52	4.37	4.16	4.40	3.65
K2O	2.40	2.80	3.18	2.94	2.14	1.84	1.65	2.16	2.24	1.57
H2O+	0.20	0.20	0.63	4.66	0.07	0.38	0.67	1.63	1.00	0.54
H2O-	0.20	0.21	0.12	0.65	0.91	0.05	0.15	0.05	0.09	0.08
P2O5	nd	0.05	0.06	0.04	0.03	0.10	nd	0.10	0.18	0.18
TOTAL	101.00	100.26	100.54	100.66	100.00	99.97	99.64	100.38	99.62	100.21

Continúa...

Tabla 3. Continuación

Ap	nd	.10467	.12441	.08795	.06350	.20776	nd	.21018	.38176	.37514
Il	1.01	.19523	1.40	1.24	1.18	.98258	1.24	1.12	.84767	1.58
Mt	2.45	2.78	2.02	2.00	3.02	1.53	1.66	.87213	.82774	1.20
Or	13.87	16.56	18.63	18.26	12.80	10.80	9.87	12.83	13.42	9.24
Ab	56.21	50.33	51.82	33.89	35.08	40.32	39.75	37.54	40.07	32.66
An	10.66	6.49	6.80	20.18	15.06	21.45	22.74	21.88	15.31	25.08
Di	9.49	1.66	13.81	nd	7.76	1.37	.34674	nd	nd	nd
Hy	1.88	nd	.89674	6.60	10.83	14.05	7.97	13.02	4.00	18.94
Ol	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ne	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ac	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
C	nd	nd	nd	2.26	nd	nd	nd	1.01	2.77	1.17
Q	4.43	18.25	4.50	15.47	14.21	9.30	16.42	11.51	21.21	9.75
Hm	nd	.32307	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1.15	nd

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SIO2	61.08	63.29	57.40	62.60	61.50	63.70	52.60	63.00	61.60	64.50
TIO2	0.69	0.72	16.00	0.90	0.85	0.70	1.30	0.90	0.80	0.08
AL2O3	18.90	19.10	3.24	16.70	14.50	15.20	15.00	16.00	15.50	15.70
FE2O3	3.27	1.36	3.48	3.46	2.69	3.06	4.34	2.47	4.28	3.21
FEO	2.37	2.78	0.21	1.30	1.45	1.59	4.20	2.32	1.01	1.52
MNO	0.02	0.03	6.90	0.08	0.05	0.06	0.12	0.07	0.06	0.08
MGO	2.52	2.04	6.10	3.50	2.60	3.00	9.50	3.20	3.80	3.90
CAO	4.42	4.37	3.60	5.60	4.00	4.75	8.95	4.90	4.90	4.20
NA2O	5.00	4.27	1.40	3.85	3.60	4.50	3.30	4.80	4.20	4.20
K2O	1.85	1.78	0.57	1.90	2.20	2.00	0.70	1.90	2.00	2.20
H2O+	0.59	nd	0.20	0.27	3.24	0.56	0.53	nd	0.03	0.22
H2O-	0.28	nd	0.20	0.23	2.52	0.15	0.12	0.19	0.89	0.05
P2O5	0.04	0.16	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TOTAL	101.03	99.90	99.30	100.39	99.20	99.27	100.66	99.75	99.07	99.86

Ap	.08292	.33411	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Il	.95283	1.00	12.25	1.26	1.27	.98705	1.79	1.25	1.13	.11132
Mt	3.39	1.42	nd	1.33	1.84	2.40	4.49	2.58	.83015	3.35
Or	10.83	10.50	3.70	11.24	13.97	11.96	4.09	11.21	12.01	12.98
Ab	44.50	38.28	13.81	34.61	34.74	40.90	29.30	43.03	38.34	37.67
An	21.48	20.61	.95899	22.71	18.17	15.56	23.79	16.48	17.83	17.47
Di	nd	nd	nd	4.09	2.53	6.64	16.10	6.24	5.51	2.68
Hy	7.36	8.02	18.51	7.63	6.45	5.07	19.73	6.43	7.91	9.55
Ol	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ne	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ac	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
C	.79164	2.82	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Q	10.61	17.01	34.53	15.60	20.24	15.93	.71230	12.79	13.95	16.18
Hm	nd	nd	2.66	1.53	.78912	.55731	nd	nd	2.48	nd

Continúa...

Tabla 3. Continuación

	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SIO2	64.00	64.40	64.22	54.48	53.72	52.00	49.14	48.74	47.30	51.42
TIO2	0.70	0.08	0.21	nd	nd	0.96	1.40	1.10	1.47	1.64
AL2O3	16.50	16.10	16.37	2.13	20.00	21.83	19.36	22.36	18.27	18.03
FE2O3	2.67	2.57	2.93	5.15	6.44	2.50	3.85	1.22	2.24	2.54
FEO	1.74	2.46	2.50	2.60	0.71	2.11	6.53	7.18	6.95	7.15
MNO	0.07	0.08	nd	nd	nd	0.10	0.13	0.14	nd	0.13
MGO	3.20	3.10	1.94	4.35	4.11	1.48	4.63	3.83	6.78	5.38
CAO	4.50	4.70	5.85	5.03	6.53	9.36	9.02	8.58	7.95	7.48
NA2O	3.70	3.60	3.96	2.66	3.86	3.42	3.63	3.59	5.99	3.83
K2O	2.20	1.90	4.63	4.10	3.06	nd	0.62	0.97	1.00	1.23
H2O+	nd	0.03	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
H2O-	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P2O5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0.84	0.90	1.61	0.47
TOTAL	99.28	99.02	102.61	80.50	98.43	93.76	99.15	98.61	99.56	99.30
Ap	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1.78	1.90	3.30	.98871
Il	.98330	.11292	.28529	nd	nd	1.43	1.98	1.55	2.00	2.30
Mt	2.77	2.72	2.99	nd	1.66	2.79	4.08	1.29	2.29	2.67
Or	13.11	11.37	26.68	14.71	18.20	nd	3.71	5.79	5.78	7.31
Ab	33.50	32.75	34.68	nd	34.89	32.81	33.02	32.58	30.24	34.59
An	22.10	22.46	12.88	nd	28.40	47.25	35.16	37.08	19.59	28.54
Di	.33004	.93862	12.34	25.27	3.37	1.90	3.70	nd	6.98	4.56
Hy	8.75	10.27	.55511	7.67	9.74	3.79	15.77	11.34	nd	16.34
Ol	nd	nd	nd	nd	nd	nd	.82114	6.31	16.38	2.69
Ne	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	13.44	nd
Ac	nd	nd	nd	18.17	nd	nd	nd	nd	nd	nd
C	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2.16	nd	nd
Q	18.43	19.38	9.60	27.14	.31851	10.03	nd	nd	nd	nd
Hm	.03095	nd	nd	nd	3.41	nd	nd	nd	nd	nd

Tabla 3.- Compilación de análisis químicos de toda la roca y norma CIPW.

No. Muestra Localización y unidad litoestratigráfica Fuente

Rocas volcánicas del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano  
1 Pozo Texcoco-1 Prof. 1480 m. (Teob) A

Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano.  
2 Sierra Pachuca, Formación Santiago (Tomp) B  
3 " " " " ( " ) B  
4 " " " " ( " ) B  
5 " " " Corteza ( " ) B  
6 Sierra Xochitepec (Tomv) A  
7 Pozo Texcoco-1 Prof. 922 m. (Tomv) A

Continúa

## GEOFISICA INTERNACIONAL

Tabla 3. Continuación

Rocas Volcánicas del Mioceno Medio-Tardío		
8	Sierra Pachuca, Formación Pachuca (Tomp)	A
9	" " " Real del Monte (Tomp)	A
10	" " " " ( " )	A
11	" " " Santa Gertrudis( " )	A
12	" " " Vizcaina ( " )	B
13	Cerro San Bartolo (Tmv)	B
14	Cerro Los Remedios (Tmv)	B
15	Cerro San Dieguito (Tmv)	B
16	" " " ( " )	B
17	Pozo Texcoco-1 Prof. 816 m. (Tmv)	B
18	" " " 840 m. ( " )	B
19	Cerro Tlapacoya (Tmv)	C
Rocas volcánicas del Plioceno Tardío		
20	Sierra Pachuca, Formación Cerezo (Tomp)	B
21	" " " " ( " )	B
22	" " " Tezuantla (Tomp)	B
Rocas volcánicas del Plioceno Tardío		
23	Pómez de Sta. Cecilia Tlalnepantla (Tpc)	C
24	Pómez de Puente de Vigas ( " )	C
25	Sierra Las Cruces La Marquesa ( " )	B
26	Sierra Las Cruces Desierto de los Leones (Tpc)	B
27	Laguna de la Sierra Zempoala (Tpz)	B
28	Sierra Zempoala (Tpz)	D
29	Cerro San Cristóbal, Pachuca Hgo. (Tpb)	B
Rocas volcánicas del Cuaternario		
30	Oriente de San Rafael (Qllg)	A
31	Oriente de San Rafael ( " )	A
32	Pómez 2 Kms. al oriente de Amecameca (Qllg)	A
33	Cerro Guajolote oriente de Real del Monte (Qpp)	B
34	SE del Cerro Telapón (Qt)	A
35	Oriente del Río Frio ( " )	A
36	Cerro Huepango ( " )	A
37	Pies del Iztaccinuatl (Qi)	E
38	Oriente de Amecameca ( " )	E
39	Tenaza superior del Iztaccinuatl ( " )	E
40	Base del Ajusco ( " )	E
41	Cerro Xoloxóchitl ( " )	D
42	Cerro Tlamacas ( " )	D
43	Oriente de Nexapa (Qp)	D
44	Oriente de Tetela del volcán ( " )	D
45	NE de Tetela del volcán ( " )	D
46	NE de Tetela del volcán ( " )	D
47	Sur del Cerro Tlamaco ( " )	B
48	Sur de Nexapa ( " )	B
49	Poniente del Popocatepetl ( " )	B
50	Oriente de Nexapa ( " )	B
51	Oriente de Nexapa ( " )	B
52	Poniente del Popocatepetl ( " )	B
53	Nexpayantla (Qi)	F
54	Nexpayantla (Qi)	F
55	Sur de Popocatepetl (Qp)	F
56	SE del Popocatepetl ( " )	F
57	Oriente del Popocatepetl (Qp)	F
58	Volcán El Fraile ( " )	F
59	" " ( " )	F
60	" " ( " )	F

Continúa

Tabla 3. Continuación

61	Crater Terminal del Popocatépetl	(Qp)	F
62	"	"	F
63	Piroclastos del Xico	(Qc)	C
64	Escoria Sierra Sta. Catarina	"	C
65	"	"	C
66	Pedregal de San Angel	"	E
67	"	"	E
68	"	"	E
69	"	"	E
70	"	"	F

## Fuentes

- A - Schraepfer, 1968  
 B - Geyne, et. al., 1963  
 C - Arellano, 1948  
 D - Fries, 1966  
 E - Schmitter, 1953  
 F - Robin and Boudal, 1987

Terciario Medio pudiera presentar zoneamiento composicional y su origen se relaciona con la paleosubducción de la placa oceánica Farallón.

### *Serie del Mioceno-Medio-Cuaternario*

La constituyen principalmente andesitas y dacitas eminentemente calci-alcalinas. Este conjunto de rocas volcánicas difiere de las rocas volcánicas del Terciario Medio por mostrar menores contenidos de sílice (53 a 64%) y menores I.D. (54 a 74), además de presentar diferentes rasgos texturales y estructurales. Ciertas andesitas, por su contenido de fenocristales de olivino, se clasifican más bien como andesitas basálticas, tal y como se han reconocido las lavas inferiores de las secuencias volcánicas del Plioceno Temprano, y en las formaciones Iztaccíhuatl y Popocatépetl. Las andesitas y dacitas del conjunto de rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío muestran cierta afinidad toleítica; otros derrames lávicos andesíticos de las formaciones Iztaccíhuatl y Popocatépetl caen dentro del campo transicional subalcalino-alcalino; sin embargo, no contienen minerales normativos alcalinos afines, además de que en el diagrama AFM se distribuyen en el campo calci-alcalino. Las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y contenidos de elementos traza, en secuencias andesíticas cuaternarias en la porción central del AVT, implican un origen por fusión parcial del manto peridotítico, sin considerable contribución de la corteza continental siálica ni de la placa oceánica subduída de Cocos (Robin, 1982).

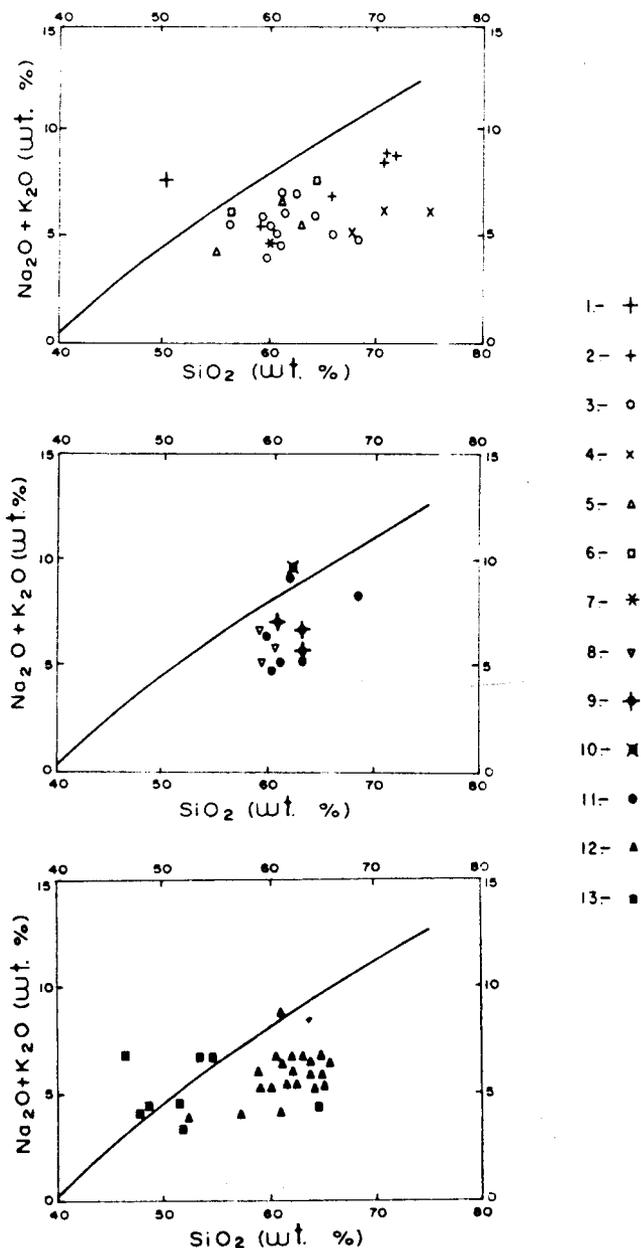


Fig. 5. Diagrama de variación álcali vs. sílice. Grupo Balsas (1), Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (2), Rocas extrusivas del Mioceno Medio-Tardío (3), Rocas volcánicas del Plioceno Temprano (4), Formación Las Cruces (5), Formación Zempoala (6), Rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío (7), Formación Llano Grande (8), Formación Tláloc (9), Formación El Pino (10), Formación Iztaccíhuatl (11), Formación Popocatepetl (12) y Formación Chichinautzin (13).

### *Serie del Plioceno Tardío*

Conformada por efusiones máficas fisurales (Tpb) del norte de la Cuenca de México, la única muestra obtenida es una andesita calci-alcalina; no obstante, por su contenido de fenocristales de olivino (Geyne *et al.*, *op. cit.*), se reclasifica como andesita basáltica, ya que el carácter andesítico puede estar influenciado por el cuarzo secundario amigdaloidal; el bajo valor de I.D. = 56.38 implica que se trata de rocas poco diferenciadas. Estos derrames lávicos en la región de Atotonilco El Grande, localizada a 40 km al noreste de Pachuca, Hidalgo, han sido clasificados como basaltos alcalinos y subalcalinos, portando cuarzo, hiperstena, olivino y nefelina normativos, con altos contenidos de  $\text{NaO}_2 + \text{K}_2\text{O}$  y bajas concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Robin, *op. cit.*). Las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y el contenido de elementos traza sugieren que estas rocas máficas son el resultado de un bajo grado de fusión parcial del manto peridotítico (Robin, *op. cit.*).

### *Serie del Cuaternario*

Los depósitos piroclásticos y lávicos de la Formación Chichinautzin son preferentemente calci-alcalinos y principalmente basaltos y andesitas, el contenido de olivino normativo es corroborado por la presencia de fenocristales de olivino; las bajas concentraciones de  $\text{SiO}_2$  (47 a 64%) e I.D. (37 a 63) indican poca evolución magmática, pero localmente existen composiciones más ácidas, como por ejemplo: la tefra dacítica del cono-anillo de toba El Xico; la poca diferenciación se puede explicar por procesos de fraccionamiento líquido-cristal (Best, *op. cit.*), en donde la cristalización inicial de fenocristales de olivino causa un decremento de sílice en el líquido residual. También localmente en la Formación Chichinautzin se clasifica un derrame lávico basáltico alcalino (Hawaiiita), porque además contiene olivino y nefelina normativos, con altos contenidos de  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . Igualmente el flujo lávico traquítico de la Formación El Pino, mantiene una afinidad alcalina, a pesar de no revelar minerales normativos afines. Las muestras de la Formación Chichinautzin, usando la clasificación Rittman (1965) fueron determinadas como "andesitas de labradorita-pigeonita" (Schlaepfer, *op. cit.*). Negendank (1972) concluye que el volcanismo basáltico de la Sierra Chichinautzin es realmente de carácter andesítico. Por su parte Bloomfield (1975), al poniente de la Sierra Zempoala, identifica en la Formación Chichinautzin esencialmente andesitas calci-alcalinas, en algunos extremos basaltos alcalinos y dacitas. Los basaltos, andesitas básicas y andesitas calci-alcalinas del Cuaternario en el sector central del AVT son resultado de la contaminación del manto por

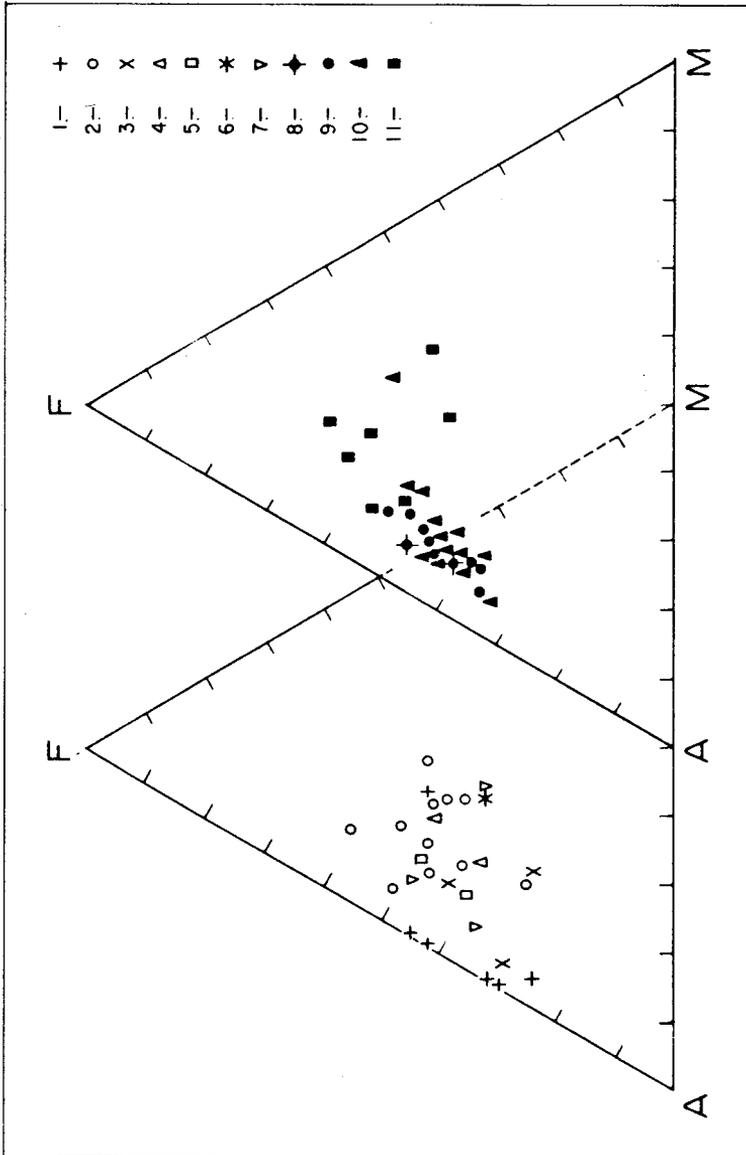


Fig. 6. Diagrama de variación  $A = Na_2O + K_2O$ ,  $M = MgO$ ,  $F = FeO + 0.8998 Fe_2O_3$ . Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano (1), Rocas extrusivas del Mioceno Medio - Tardío (2), Rocas volcánicas del Plioceno Temprano (3), Formación Las Cruces (9), Formación Zempoala (5), Rocas volcánicas máficas del Plioceno Tardío (6), Formación Llano Grande (7), Formación El Pino (8), Formación Iztaccihuatl (9), Formación Popocatepetl (10) y Formación Chichinautzin (11).

flúidos derivados de la placa oceánica (Robin, *op. cit.*). Sin embargo, las relaciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y los contenidos de elementos traza en rocas volcánicas de la Sierra Chichinautzin implican magmas originados por fusión parcial del manto, influenciados en su evolución por corteza continental siálica (Verma *et al.*, 1985; Verma y Armienta-H., 1985).

### CONCLUSIONES

- En el Aptiano ocurrió sedimentación calcárea en cuencas marinas profundas, un período de levantamiento y erosión precedió al intervalo de tiempo Albiano Medio-Cenomaniano Temprano, el cual se inició con la acumulación marina anhidrítica, proseguida por sedimentación calcárea con dolomitización diagenética en ambiente de plataforma marina en el sector meridional y únicamente calcárea en condiciones marinas profundas en la región septentrional. Una etapa de regresión marina y erosión antecede a la depositación calcárea predominantemente en facies de banco durante el Cenomaniano Tardío-Turoniano Tardío.
- La sedimentación calcárea cambió a tipo flysch durante el Conaciano-Campaniano Temprano, como posible consecuencia del levantamiento y erosión del Arco Magmático cretácico del poniente.
- En el transcurso del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano y posteriormente a la orogenia Laramide, la sedimentación clástica continental tipo molasa fue acompañada por efusiones fisurales basálticas alcalinas.
- Las rocas volcánicas calci-alcalinas y de composición variable de andesítica a riolítica del Oligoceno-Mioceno Temprano forman parte del arco volcánico del Terciario Medio.
- Los períodos volcánicos separados por hiatos magmáticos y que se relacionan genéticamente con la actividad del Arco Volcánico Trans-americano están representados por:
  - a) Secuencias calci-alcalinas constituídas por depósitos piroclásticos de caída, tipo "surges" y de flujo, por derrames lávicos y domos de composición variable de andesítica, basáltica a dacítica y de edad del Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario.

b) Flujos lávicos fisurales alcalinos y calci-alcalinos, de composición basáltica y del Plio-Cuaternario.

c) Derrames lávicos y tefra de caída calci-alcalinos, de composición basáltica, andesítica basáltica y andesítica, y de edad Cuaternaria.

- Durante el período de tiempo Maestrichtiano-Eoceno Temprano, las secuencias sedimentarias del Cretácico fueron plegadas por efecto de la orogenia Laramide.

- El fallamiento normal con desplazamiento lateral derecho de direcciones conjugadas  $N35^{\circ}E$  y  $S40^{\circ}W$  probablemente se produjo durante el Eoceno Tardío y hasta el Oligoceno Temprano, por esfuerzos compresivos orientados  $S85^{\circ}W$ , que a su vez generaron tensión en dirección  $N5^{\circ}W$ .

- La orogenia del Terciario Medio en la región estudiada probablemente se manifiesta por fallamiento normal con rumbo  $N45^{\circ}W$  y por la ligera inclinación de las capas del Grupo Balsas.

- Fallas normales en bloques de dirección preferencial oeste-este con presencia de un sistema conjugado de dirección promedio  $N55^{\circ}E$ , desde el Plioceno hasta la actualidad podrían atribuirse a esfuerzos compresivos y tensionales orientados  $S75^{\circ}W$  y  $N15^{\circ}W$ , respectivamente.

- La gran sedimentación clástica aluvial del Plio-Cuaternario en la Cuenca de México estuvo supeditada al bloqueo parcial del desagüe, por el fallamiento normal Plio-Cuaternario y por el emplazamiento de derrames lávicos de la misma edad.

- El régimen endorreico total de la Cuenca de México y consecuente sedimentación lacustre del Pleistoceno-Holoceno se originó por la intensa actividad volcánica que formó la Sierra Chichinautzin.

#### AGRADECIMIENTOS

Nuestros más sinceros agradecimientos a IDRC del Gobierno de Canadá por el financiamiento del proyecto del que forma parte este trabajo. De manera muy especial al Ing. Mariano Ruiz Vázquez, por sus valiosos comentarios críticos a este trabajo y por sus sugerencias y ayuda durante el desarrollo de dicho proyecto. Agradecemos a la

Facultad de Ingeniería de la U.N.A.M. por la laminación de las rocas analizadas petrográficamente y el equipo facilitado para la fotointerpretación. Al INEGI por la donación de 551 fotografías aéreas verticales escala 1:40 000. Al DDF, CAVM (SARH) y al CEAS del Estado de México por la información obtenida de pozos para explotación de agua. También agradecemos al P. Ing. Geol. C. Vargas por la ayuda en el procesamiento de los datos estructurales y químicos, e igualmente a la Srita. M. Saucedo por la grabación del escrito.

#### BIBLIOGRAFIA

- ACSN, 1984. Código de Nomenclatura Estratigráfica. Comisión Americana de Nomenclatura Estratigráfica.
- ARELLANO, V. R. A., 1948. La composición de las Rocas Volcánicas en la parte sur de la Cuenca de México. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, *XIII*, 81-82.
- ARNOLD, J. R. and W. F. LIBBY, 1951. Radiocarbon Dates. *Science*, *113*, 2927, 111-120.
- BEST, G. M., 1982. Igneous and Metamorphic Petrology. W. H. Freeman and Company, New York.
- BLOOMFIELD, K. and S. VALASTRO, 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, *85*, 901-906.
- BLOOMFIELD, K., 1975. A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico. *Geol. Rundschau*, *64*, 476-497.
- BOHNENBERGER, T. O., 1955. Bosquejo Geológico a lo largo de la carretera Iguala-Chilpancingo, Estado de Guerrero, UNAM. Tesis Profesional inédita, 61 pp.
- BRADBURY, J. P., 1971. Paleolimnology of Lake Texcoco, México. Evidence from diatoms. *Limnol. Oceanogr.*, *16*, 180-200.
- BRYAN, K., 1948. Los Suelos Complejos y Fósiles de la Altiplanicie de México en Relación con los Cambios Climáticos. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, *XIII*, 1-20.
- CALDERON-GARCIA, A., 1956. Bosquejo Geológico de San Juan Raya, Puebla. Cong. Geol. Internal., 20, Libro-guía de la Excursión A-11, p. 9-27, México, D.F.
- CAMERON, M., K. SPAULDING and L. K. CAMERON, 1987. A Synthesis and Comparison of the Geochemistry of Volcanic Rock of the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part 3A (Ed. S. P. Verma), *Vol. 26*, 1, 29-84.
- CANTAGREL, J. M. and C. ROBIN, 1979. K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks - Relations between the Andesitic and the Alkaline Provinces. *J. Volc. Geothermal Res.*, *5*, 99-114.

- CANTAGREL, J. M., A. GOURGAUD and C. ROBIN, 1984. Repetitive Mixing Events and Holocene Pyroclastic Activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (México). *Bull. Volcanol.*, 47-4 (1).
- CARRASCO-NUÑEZ, G., 1985. Estudio Geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis de Ing. Geol., Fac. Ing., UNAM (inédita).
- C. F. E., 1988. Perfiles sísmicos de refracción. Información consultada en la Fundación J. Barros Sierra, A. C., México, D. F.
- DAMON, E. P., M. SHAFIGULLAH y F. K. CLARK, 1981. Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis. *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 5, 2, 223-238.
- DE CSERNA, Z., C. FRIES, C. RINCON-ORTA, T. L. SILVER, H. WESTLEY, J. SOLORIO-MUNGUÍA y E. SCHMITTER-VILLADA, 1974. Datos Geocronométricos Terciarios de los Estados de México, Morelos y Guerrero. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, XXVI, 4-6, 263-273.
- DE CSERNA, Z., M. DE LA FUENTE-DUCH, M. PALACIOS-NIETO, L. TRIAY, L. M. MITRE-SALAZAR y R. MOTA-PALOMINO, 1987 (1988). Estructura Geológica, Gravimetría, Sismicidad y Relaciones Neotectónicas Regionales de la Cuenca de México. *Bol. 104 Inst. Geol., UNAM*, México, D. F.
- DE TERRA, H., 1948. Historia del Valle de México en las Postrimerías del Cuaternario con el Hombre Prehistórico. *Soc. Geol. Mex., Bol. V13, Ej. 2. Inst. Geol.*
- ERFFA, A. VON und W. HILGER, 1975. Geologische Karte des Bagietes von Puebla-Tlaxcala. Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungs-Gemeinschaft, 1/2 000 000.
- FRIES, C., Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, UNAM. *Inst. Geol., Bol. 60*, 236.
- FRIES, C., Jr., 1962. Resumen de la Geología de la Hoja Pachuca, Estados de Hidalgo y México. Hoja Pachuca 14 Q-c (11) Esc. 1:100 000. Inst. Geol., UNAM, México, D. F.
- FRIES, C., Jr., 1966. Resumen de la Geología de Cuernavaca, Estado de Morelos. Hoja Cuernavaca 14 Q-h (8), Esc. 1:100 000. Inst. Geol. UNAM, México, D. F.
- Geological Society of America, 1983. Geological Time Scale. Decade of North American Geology. Box 9140. Boulder, Colorado, U.S.A.
- GEYNE, R. V., C. FRIES, Jr., K. SEGERSTROM, F. R. BLACK y F. I. WILSON, 1963. Geología y Yacimientos Minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, Mex., CRNR, México, D. F.

- HARLAND, W. B., A. V. COX, P. G. LLEWELLYN, C. A. G. PICKTON, A. G. SMITH and R. WOLTERS, 1982. A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press. Cambridge, 131 pp.
- HEIDE, K. und H. HEIDE-WEISE, 1973. Jungquartäre Forderfolgen des Malinche Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie Paläoklimatologie und Archäologie. *Münster Forsch. Geol. Paleontol.* 31/32, 303-322.
- HIBBARD, C. W., 1955. Pleistocene Vertebrates from the Upper Becerra Formation, Valley of Tequixquiac, México, with notes on other Pleistocene forms. *Univ. Michigan, Contr. Mus. Paleontology*, 12, 5, 47-96.
- INEGI (DGG), 1983. Cartas Geológicas escala 1:250 000. Cd. de México (E14-2) y Cuernavaca (E14-5).
- IRVINE, T. N. and W. R. A. BARAGAR, 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- JAFFE, H. W., D. GOTTFRIED, C. L. WARING y H. W. WORTHING, 1959. Lead-Alpha Age Determination of Accessory Minerals of Igneous Rocks (1953-1957). *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1097-B, 65-148.
- LAMBERT, W., 1986. Descripción preliminar de los Estratos de Tefra de Tlapacoya, *In: J. L. Lorenzo and L. Mirambell, 35 000 años de Historia del Lago de Chalco. INAH. SEP.*
- LEDESMA-GUERRERO, O., 1987. Resumen de la Geología de Calpulalpan, Estados de Hidalgo, México y Tlaxcala. Hoja Calpulalpan 14 Q-h (3), Esc. 1:100 000 Inst. Geol., UNAM, México, D. F.
- LIDDICOAT, C. J. and S. R. COE, 1986. Paleomagnetismo en Sedimentos del Cuaternario. *In: J. L. Lorenzo and L. Mirambell, 1986. 35 000 años de Historia del Lago de Chalco. INAH. SEP.*
- LIMBREY, S., 1986. Análisis de Suelos y Sedimentos. *In: J. L. Lorenzo and L. Mirambell, 35 000 años de Historia del Lago de Chalco, INAH, SEP.*
- LOEBLICH and TAPPAN, 1964. *In: R. C. Moore, Treatise of Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, Sarcadina. Geol. Soc. Am. y Univ. Kansas Press, 1 y 2, 900 pp.*
- LOZANO-BARRAZA, L., 1968. Geología de la Sierra de Guadalupe. Tesis de Ingeniero Geólogo. Inédita. ESIA, IPN.
- LOPEZ-RAMOS, E., 1979. Geología de México. Tomo III. 2a. Edic.
- LUGO HUBP, J., 1984. Geomorfología del sur de la Cuenca de México. Serie Varia T. 1, núm. 8, Inst. de Geografía.

- MARSAL, R. J. y M. MAZARI, 1969. El Subsuelo de la Ciudad de México, México, D. F., UNAM. Fac. Ingeniería, p. 377.
- MARTIN DEL POZZO, A. L., 1982. Monogenetic Vulcanism in Sierra Chichinautzin, México. *Bull. Volcanol.*, 45-1, 9-24.
- MARTINEZ-REYES, J., O. QUINTERO LEGORRETA y A. NIETO SAMANIEGO, 1987. Investigaciones de Fallas Potenciales Activas en la Región de Acambay, Maravatío, Cuitzeo y en el Bajío, Edos. de México, Guanajuato, Michoacán y Jalisco. PCECCNA-040291. Información consultada en la Fundación J. Barros Sierra.
- McDOWELL, W. F. and E. S. CLABAUGH, 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their Relation to the Tectonic History of western Mexico. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 180, 113-123.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1972. A Simple Classification of Volcanic Rocks - *Bull Volcanol.* 36, 382-397, Napob.
- MOOSER, F., M. E. A. NAIRN and F. W. J. NEGENDANK, 1974. Paleomagnetic Investigations of the Tertiary and Quaternary Igneous Rocks: VIII A Paleomagnetic and Petrologic Study of Volcanics of the Valley of Mexico. *Geol. Rundschau*, 63, 451-483.
- MOOSER, F., 1975. Historia Geológica de la Cuenca de México. *En: Memoria de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal.* México, D. F., DDF, T. 1, 7-38 y mapa geológico.
- MORA ALVAREZ, G., C. CABALLERO MIRANDA, J. URRUTIA FUCUGAUCHI, G. SILVA ROMO, S. ALARCON PARRA y Sh. VICHUIMI, 1987. Edades K-Ar y Paleomagnetismo de las Rocas Volcánicas de la Sierra de Las Cruces. Memorias del 50 aniversario de la creación de la carrera de Geología en la UNAM. Fac. de Ingeniería.
- NAKAMURA, K., 1977. Volcanoes as Possible Indicators of Tectonic Stress Orientation Principle and Proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (Holanda) 2, 1-16.
- NEGENDANK, J. F. W., 1972. Volcanics of Mexico. Pz. 1. Petrography of the volcanics. *N. Jb. Miner Abh.*, 116, 308-320.
- NIXON, T. G., A. DEMANT, R. L. ARMSTRONG and J. E. HARAKAL, 1987. K-Ar and Geologic Data Bearing on the Age and Evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part 3A (Ed. S. P. Verma), Vol. 26, 1, 109-158.
- PEMEX, 1988. Cortes Litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1 y Copilco-1. Información consultada en la Fundación J. Barros Sierra, A. C., México, D. F.

- PEREZ-CRUZ, G., 1988. Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México. Tesis de M.I. Inédita. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D. F.
- RAISZ, E., 1964. Landforms of Mexico. Cambridge, Mass., Second Edition, mapa con texto, escala aprox. 1:3 000 000.
- RITTMAN, A., 1959. Nomenclature of Volcanic Rocks Proposed for use in the Catalogue of Volcanoes. Key-tables for the Determination of Volcanic Rocks. *Bull. Volcanol.*, 12, 75-102.
- ROBIN, C., 1982. Mexico. In: R. S. Thorpe (Ed.), Andesites, John Wiley.
- ROBIN, C. and C. BOUDAL, 1987. A Gigantic Bezymianny-Type Event at the Beginning of Modern Volcano Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 115-130.
- SANCHEZ-RUBIO, G., 1983. Cenozoic Volcanism in Toluca-Amealco region, Central Mexico. Imperial College of Science and Technology, Univ. of London, U. K., M. Sc. Thesis, 275 pp.
- SARH-CAVM, 1986. Perfiles Geofísicos al sur del Valle de México. Informe realizado por el Depto. de Rec. Nat. del Inst. Geof.; UNAM, México, D. F.
- SARH-CAVM, 1987. Perfiles Geofísicos en Pachuca-Zempoala, Emiliano Zapata-Apan, Teotihuacán-Tepexpan y Otumba-Cd. Sahagún, Valle de México. Informe realizado por el Depto. Rec. Nat. Inst. Geof., UNAM, México, D. F.
- SHCP, 1969. Proyecto Texcoco. Memoria de los trabajos realizados y conclusiones. *Fid. Nac. Fin.*, S. A., Mex., p. 215.
- SRH, CHCVM, 1970. Boletín de Mecánica de Suelos No. 6 (1966-1970).
- SEGERSTROM, K., 1961. Geología del SW del Edo. de Hidalgo y del NE del Edo. de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, XIII, 3 y 4.
- SCHLAEPFER, J. C., 1968. Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14 Q-h (5), Esc. 1:100 000. Inst. Geol., UNAM, México, D. F.
- SCHMITTER, E., 1953. Investigaciones Petrológicas en las lavas del Pedregal de San Angel. *Mem. Cong. Cient. Mexicano.* 3, 218-237.
- SHERIDAN, F. M., 1979. Emplacement of Pyroclastic Flow: A Review. *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper 180, 125-136.
- SHERIDAN, F. M. and H. K. WOHLLETZ, 1983. Hydrovolcanism: Basic Considerations and Review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 1-29.
- SPARKS, R. S. J. and G. P. L. WALKER, 1973. The Significance of Vitric-Enriched Air-Fall Ashes Associated with Crystal-Enriched Ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2, 329-341.

- SPARKS, R. S. J. and L. WILSON, 1976. A Model for the Formation of Ignimbrite by Gravitational column collapse. *Geol. Soc. London J.*, 132, 441-451.
- STEELE, K. W., 1971. Paleomagnetic Directions from the Iztaccíhuatl Volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 211-218. North Holland Publishing Co.
- THORNTON, C. P. and O. F. TUTTLE, 1960. Chemistry of Igneous Rocks. I. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, 258, 664-684. New Haven.
- VERMA, S. P., 1981.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , K, Rb, Cs, Ba y Sr en la Sierra Chichinautzin, Valle de México y sus Implicaciones Petrogenéticas. *Unión Geofís. Mex.*, Bol. 1, 4A 8-9 (abstract).
- VERMA, S. P. and M. A. ARMIENTA, 1985.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Alkali and Alkaline Earth Element Geochemistry of Chichinautzin Sierra, México. *Geofís. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt 2 (Ed. S. P. Verma), 24, 4, 665-678.
- WATTS, A. W. and J. R. BRADBURY, 1982. Paleoeological Studies at Lake Pátzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quatern. Res.*, 17, 56-70.
- WHITE, S. E., 1956. Probable Substages of Glaciation on Iztaccíhuatl, México. *J. Geol.* 64, 289-295.
- WILSON, B. W., J. P. HERNANDEZ M., T. G. MEAVE, 1965. Un Banco Calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México. *Soc. Geol. Mex.*, Bol., 18, 1, 1-10.
- WOHLETZ, H. K. and F. M. SHERIDAN, 1979. A Model of Pyroclastic Surge. *Geol. Soc. Amer. Special Paper* 180, 177-194.