

Geología de la Región Central de México

(Hoja Centro y Sur de la hoja Occidente)



3. Geología de la Región Central de México

3.1 Generalidades

Para la descripción geológica de la región central de México se han tomado como límites naturales los siguientes: al norte, el borde septentrional del Eje Neovolcánico; al poniente y sur, las costas del Pacífico; y al este, el litoral del Golfo de México y la zona del Istmo de Tehuantepec.

Dentro de esta región quedan comprendidas las provincias fisiográficas del Eje Neovolcánico, de la Sierra Madre del Sur y la porción norte de la Llanura Costera del Golfo Sur (ver Fig. 1.1). De acuerdo con la división de provincias geológicas de López Ramos (1979), dentro de esta región quedarían incluidas las provincias de la Cuenca de Veracruz (con la Subprovincia de la Sierra de Juárez), de San Andrés Tuxtla, de la Cuenca de Tlaxiaco, de la Sierra Madre del Sur y Altiplano de Oaxaca, de la Cuenca de Guerrero, Morelos y del Eje Neovolcánico.

El clima de la región es muy variable, debido a lo complejo de los rasgos fisiográficos. En la vertiente del Golfo de México el clima cambia de templado húmedo en las partes altas de la Sierra Madre Oriental a semicálido húmedo en la parte media, y cálido húmedo en la parte baja. En la vertiente del Pacífico los climas varían de cálidos subhúmedos, en el flanco sureste de la Sierra Madre del Sur y los márgenes del río Balsas, a semiseco cálido y muy cálido en el Valle de Oaxaca y en la mayor parte de la Cuenca del Balsas. En la región de las cuencas endorreicas del Eje Neovolcánico el clima es, en general, subhúmedo y varía de templado a semifrío y frío.

En la región central de México afloran secuencias que atestiguan diversos dominios de varios niveles estratigráficos que en algunas regiones se observan superpuestos; esto hace que los intentos de descripción, a nivel general, resulten infructuosos. Por esta razón se ha subdividido este capítulo en siete incisos que tratan sobre cada uno de los dominios de esta región; de esta forma se facilita la descripción y la síntesis, ya que dentro de cada uno de estos dominios existen condiciones estratigráficas y tectónicas más o menos homogéneas con límites bien definidos. Estos dominios coinciden en gran parte con las provincias geológicas propuestas por López Ramos (1979) para esta región.

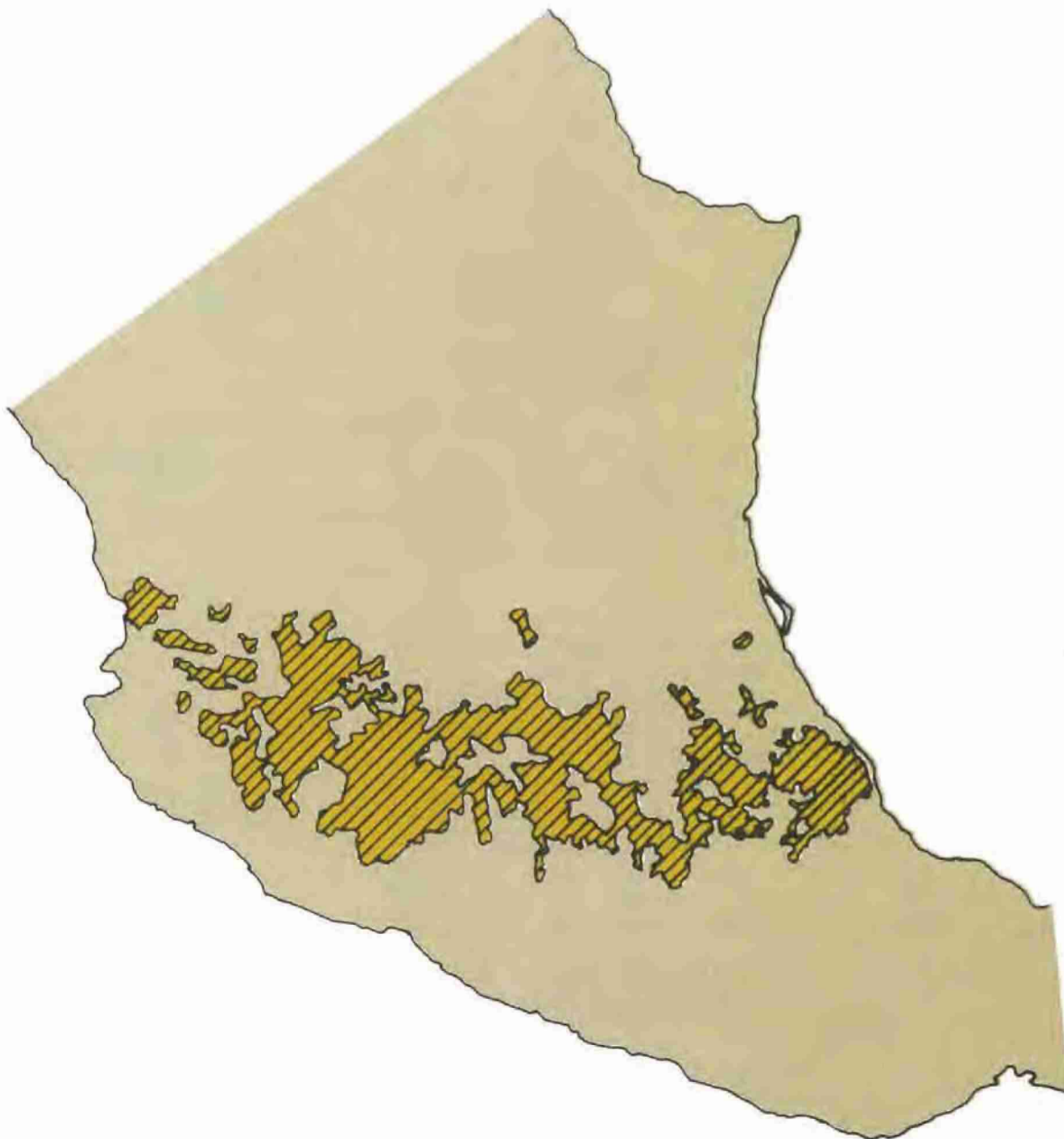
3.2. Eje Neovolcánico

El Eje Neovolcánico Transmexicano constituye una franja volcánica del Cenozoico Superior que cruza transversalmente la República Mexicana a la altura del paralelo 20 (ver Fig. 3.1). Está formado por una gran variedad de rocas volcánicas que fueron emitidas a través de un importante número de aparatos volcánicos, algunos de los cuales constituyen las principales alturas del país. La actividad volcánica en esta franja ha dado lugar a un gran número de cuencas endorreicas

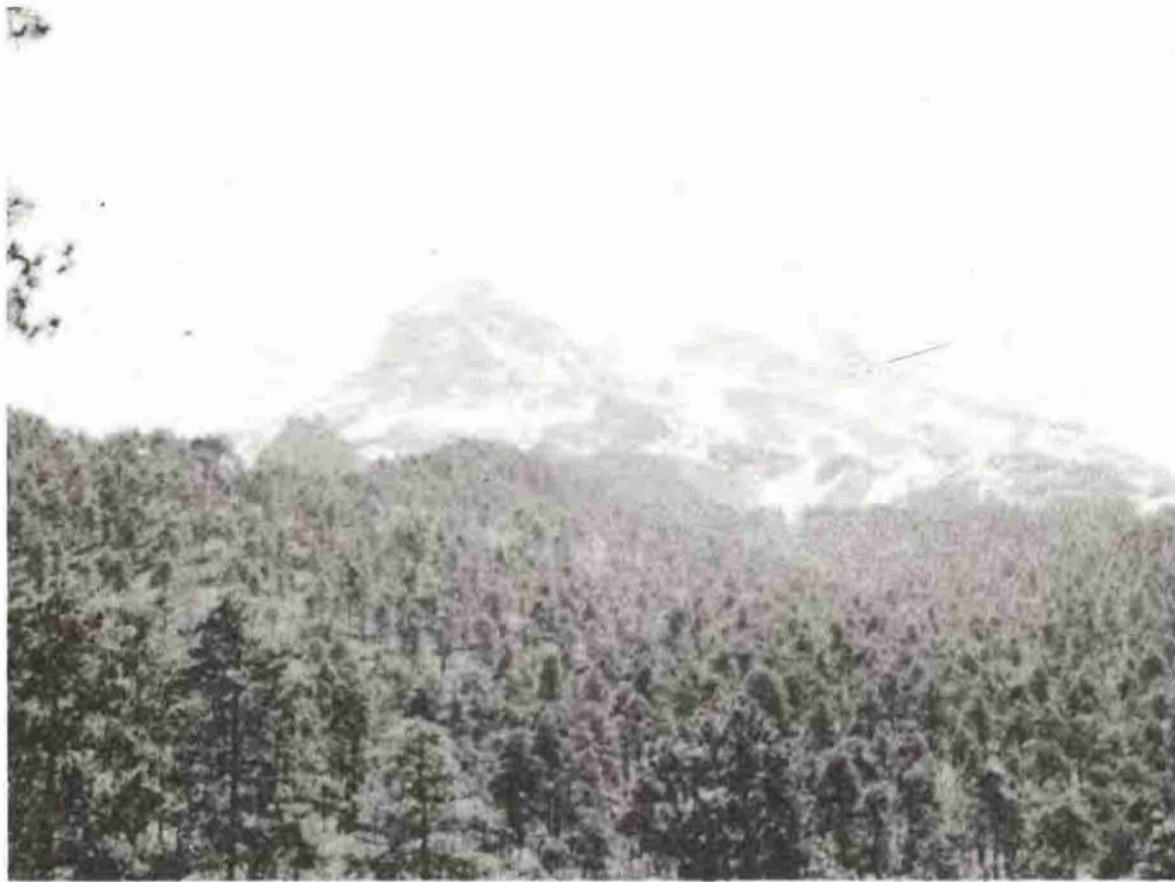
cas con el consecuente desarrollo de lagos, lo que le da al paisaje geomorfológico una apariencia muy característica.

Los principales aparatos volcánicos que se localizan en esta provincia son estratovolcanes de dimensiones muy variables, como el Pico de Orizaba, el Popocatepetl, el Iztaccihuatl, el Nevado de Toluca, y el Nevado de Colima (ver Fig. 3.3); todos ellos fueron edificados por emisiones alternantes de productos piroclásticos y derrames lávicos. Existen, además, aparatos del tipo de conos

Figura 3.1



Distribución de las rocas que forman el Eje Neovolcánico Transmexicano.



Vista general del estratovolcán Iztaccíhuatl.

Foto Fernando Hernández, SPP

cineríticos que son generalmente pequeños, tales como el Parícutín y los aparatos dómicos riolíticos que se encuentran ubicados al suroeste de Guadalajara. Además de estos tipos de emisiones centrales hay evidencias de numerosas emisiones fisurales y de conos adventicios desarrollados en las laderas de los grandes estratovolcanes. Existen, por otra parte, algunas calderas, tanto de colapso como de explosión, ejemplos de las más grandes son las de La Primavera en el estado de Jalisco y Los Húmeros en el estado de Puebla.

Según F. Mooser (1972), el Eje Neovolcánico tiene un arreglo zigzagueante provocado por la presencia de un sistema fundamental de fragmentación ortogonal, con dirección noroeste y noreste en las fracturas. Las de esta última orientación parecen estar relacionadas con movimientos transcurrentes, principalmente en la porción oriental y central, lo que le imprime al eje este aspecto zigzagueante. Los grandes estratovolcanes, como el Tancítaro, Nevado de Toluca, Popocatepetl y Nevado de Colima, estarían situados en los vértices meridionales de este sistema, mientras que los grandes centros mineros de la región, como Guanajuato y Pachuca, quedarían situados en los vértices septentrionales.

Demant (1978) considera que el Eje Neovolcánico más que formar una banda continua de rocas volcánicas, constituye un grupo de cinco focos principales de actividad con orientación y características distintas. Dentro de estos cinco focos principales se pueden reconocer dos tipos de estructuras volcánicas: aquéllas representadas por grandes estratovolcanes en alineaciones de orientación norte-sur, y las que están representadas por numerosos volcanes pequeños alineados en sentido noreste-suroeste, desarrollados sobre fracturas de tensión.

Las primeras manifestaciones volcánicas en el área del Valle de México, en el Oligoceno Superior, se encontraban principalmente asociadas a fracturas de orientación oeste-noroeste y este-sureste, con influencia de las fracturas de orientación noreste-suroeste; por el contrario, los últimos episodios volcánicos del Pleistoceno y el Cuaternario, en esta porción del eje, parecen estar relacionados con sistemas de fracturas de orientación este-oeste, como en el caso de la Sierra de Chichinautzin (Mooser et al., 1974). En la porción central del eje se han reconocido siete fases de volcanismo (tabla 3.1). ocu-

rridas a partir del Oligoceno; la más importante de ellas es la quinta, ocurrida a fines del Mioceno, y que dio origen a las sierras de Las Cruces, de Río Frío y Nevada. Durante la sexta fase se desarrollaron los conos y domos del Iztaccíhuatl y el cono activo del Popocatepetl. La última fase, al igual que la anterior, se desarrolló en el Cuaternario y es responsable de la actividad volcánica que interrumpió el drenaje de la Cuenca de México hacia la Cuenca del Río Balsas, lo que originó el carácter endorreico de aquélla (Mooser ét. al. op. cit.).

Hacia su porción occidental, el eje está limitado por las fosas tectónicas de Tepic-Chapala y de Colima. La primera tiene una orientación noroeste-sureste y a ella están asociados los volcanes de San Juan, Sangangüey, Ceboruco y Tequila; la segunda posee una orientación norte-sur y a ella están asociados el Nevado de Colima y el Volcán de Fuego (Volcán de Colima); este último aparato constituye, a juicio de Demant (1978), el volcán más peligroso del Eje Neovolcánico, ya que es un aparato de tipo peleano con un tapón de lava dacítica, por lo que es probable el desarrollo de nubes ardientes.

Hacia el oriente, el eje está limitado por las rocas volcánicas de la región de San Andrés Tuxtla, aunque Demant y Robin (1975) consideran las rocas de esta región como pertenecientes a la Provincia Oriental alcalina, ya que fijan el límite oriental del eje a la altura del Pico de Orizaba y del Cofre de Perote.

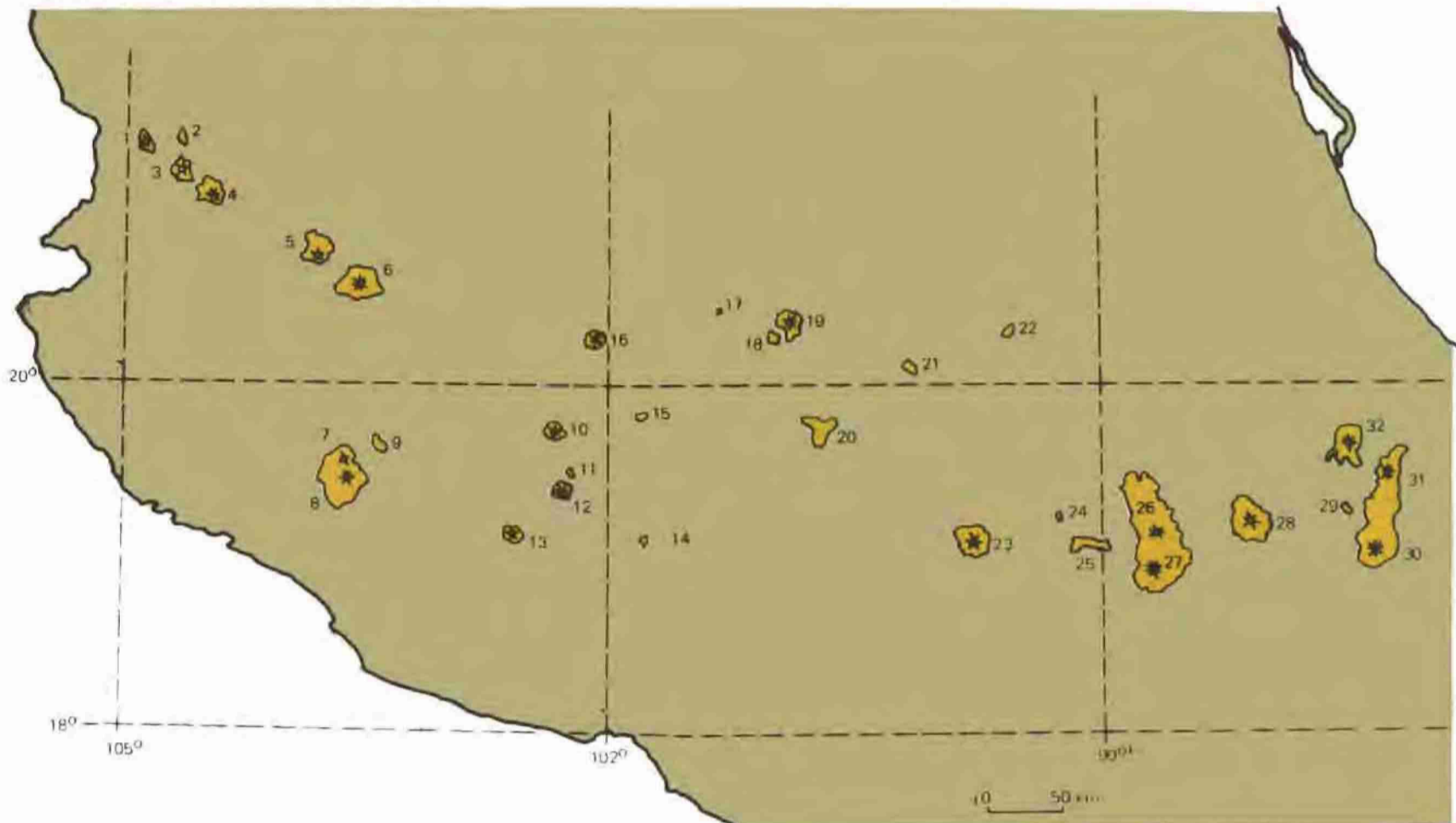
La composición petrográfica de las rocas que conforman el Eje Neovolcánico Transmexicano es muy variable. Son abundantes los derrames y productos piroclásticos de composición andesítica, aunque existen numerosas unidades dacíticas y aun riódacíticas. Algunas unidades conocidas tradicionalmente como basálticas, como el Grupo Chichinautzin, han sido recientemente con-

SECUENCIAS DE GRUPOS VOLCANICOS Y EVENTOS TECTONICOS DE LA CUENCA DE MEXICO

Tabla 3.1

				TECTONISMO	EDADES
RELLENO MODERNO	SIERRA NEVADA	GRUPO CHICHINAUTZIN	VULCANITAS DEL NORTE DE LA CUENCA	FRAGMENTACIONES AL NE	CUATERNARIO
					TERCIARIO SUPERIOR
GRUPO DE LAS SIERRAS MAYORES					TERCIARIO MEDIO
GRUPO SIERRAS MENORES					TERCIARIO INFERIOR
GRUPO DEL TERCARIO MEDIO					
GRUPO BALSAS					

(Mooser, 1975)



- | | | | |
|---------------------------|------------------------|---------------------------------------|--|
| 1 VOLCAN SAN JUAN | 9 VOLCAN APAXTEPEC | 17 MARES DE VALLE DE SANTIAGO | 25 SIERRA CHICHINAUTZIN |
| 2 VOLCAN SANGANGUEY | 10 CERRO PALAMBAN | 18 CERRO CULIACAN | 26 IZTACCIHUATL |
| 3 CERRO TEPETILTIC | 11 VOLCAN PARICUTIN | 19 CERRO DE LA GAVIA | 27 POPOCATEPETL |
| 4 VOLCAN CEBORUCO | 12 CERRO TANCITARO | 20 LOS AZUFRES - SIERRA DE SAN ANDRES | 28 VOLCAN LA MALINCHE |
| 5 VOLCAN DE TEQUILA | 13 CERRO BUENA VISTA | 21 CALDERA DE AMEALCO | 29 CERRO DERRUMBADAS |
| 6 CALDERA DE LA PRIMAVERA | 14 JORULLO | 22 CALDERA DE HUICHAPAN | 30 PICO DE ORIZABA |
| 7 NEVADO DE COLIMA | 15 VOLCAN DE CAPAXTIRO | 23 NEVADO DE TOLUCA | 31 COFRE DE PEROTE |
| 8 VOLCAN DE COLIMA | 16 CERRO GRANDE | 24 XITLE | 32 CALDERA DE TEZIU TLAN (LOS HUMEROS) |
- (Demant, 1987)

sideradas como andesíticas a la luz de análisis químicos de muestras de roca (Mooser et al., 1974). Existen, además, manifestaciones locales aisladas de volcanismo riolítico reciente, como las que se localizan en los domos de la Caldera de la Primavera, en Jalisco; en el área de los Azufres, en Michoacán, así como en Tequila, Puebla, y Laguna del Carmen (Demant, 1978). Desde un punto de vista químico, el Eje Neovolcánico Transmexicano es considerado por numerosos autores como una provincia calco-alcalina, caracterizada por su abundancia de andesitas y dacitas y por la relación que guardan sus contenidos de SiO_2 y $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

La mayor parte de los autores coinciden en que la actividad del Eje Neovolcánico se inició en el Oligoceno y ha continuado hasta el Reciente (Mooser et al., 1974; Negen-dank, 1972; Bloomfield, 1975). En esta actividad se han reconocido dos ciclos principales: uno, Oligoceno-Mioceno; y otro, Plio-Cuaternario; Demant (1978) considera que el volcanismo del eje es únicamente Plio-Cuaternario, ya que el ciclo inferior del Oligoceno-Mioceno constituye la prolongación meridional del sistema volcánico Sierra Madre Occidental. Este autor señala que las andesitas del Oligoceno pueden encontrarse plegadas como en la Sierra de Mil Cumbres, en la región del Lago de Chapala y en el An-

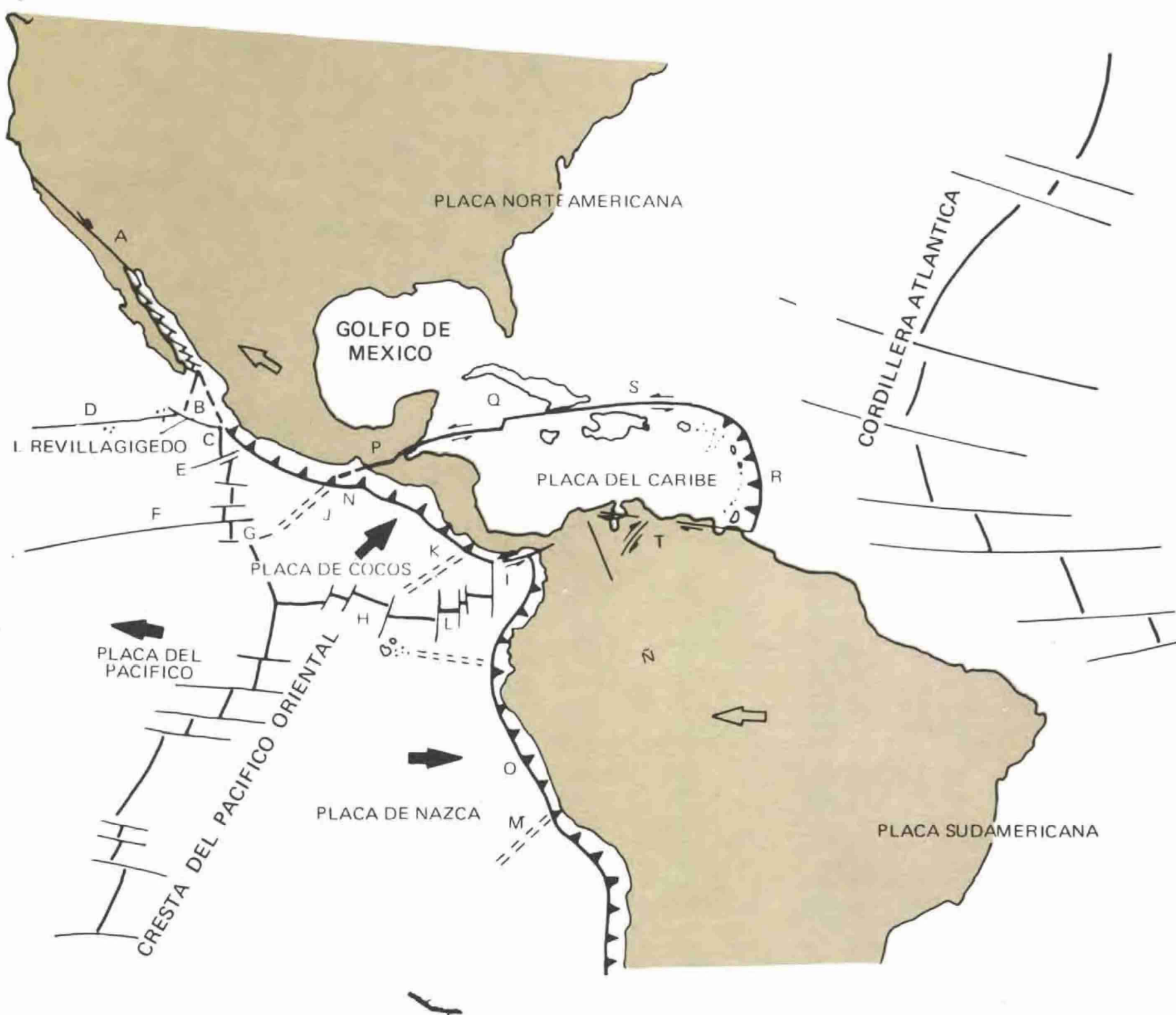
ticlinorio Tzitzio-Huetamo, por otro lado, hace notar que en el segmento oriental del eje son más escasos los afloramientos de estas andesitas. Lo que no plantea claramente este autor, es la relación de estas rocas intermedias con las ignimbritas oligocénicas de la Sierra Madre Occidental en donde la actividad propiamente andesítica había cesado a finales del Eoceno, hace 40 millones de años (Mc Dowell and Clabaugh, 1979).

El origen del Eje Neovolcánico ha sido relacionado principalmente a la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la corteza continental de México, que al nivel de la astenósfera sufre fusión parcial y origina los magmas del eje (Mooser, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978). El carácter calcoalcalino de esta provincia apun-tala dicha hipótesis aunque la posición oblicua del eje con respecto a la trinchera de Acapulco no resulta un rasgo típico de esta clase de fenómenos. Urrutia y Del Castillo (1977) explican esta falta de paralelismo por medio de un modelo donde se muestra que la dirección del movimiento de las placas de Cocos y Americana no es perpendicular a la trinchera de Acapulco, y que de los extremos noroeste al sureste de la trinchera la Placa de Cocos se vuelve más densa, menos caliente y menos joven, así como de mayor espesor y rigidez, todo esto hace que disminuya paulatinamente el ángulo de subduc-

ción hacia el extremo sureste de la trinchera, y se origine un ángulo horizontal de 20° entre la trinchera de Acapulco y el Eje Neovolcánico. Para Demant (1978) la subducción de la Placa de Cocos, a lo largo de la trinchera de Acapulco, comenzó a desarrollarse progresivamente en el Oligoceno, en la traza de una zona de desplazamiento lateral izquierdo entre la Placa Americana y la Placa del Caribe, que aún actúa a lo largo del sistema de fallas Polichic-Motagua-Fosa Caymán. El movimiento lateral en este sistema refleja la rotación de Norteamérica hacia el oeste con respecto a la Placa del Caribe que incluye la porción continental de Centroamérica.

Negendank (1972), basado en las características químicas de las rocas del Eje Neovolcánico, supone que esta provincia calcoalcalina se ha originado como resultado de la fusión parcial de los materiales de la corteza inferior, más que por la fusión parcial de la Placa de Cocos al nivel de la astenósfera.

Algunos autores han señalado que el Eje Neovolcánico coincide con una zona de corrimiento lateral que estuvo activa en el pasado. Según un modelo de Gastil y Jensky (1973), en el Cretácico Tardío y en el Terciario Temprano ocurrieron en el eje importantes desplazamientos de tipo lateral derecho, en concordancia con los movimientos



- A Sistema de Fracturas de San Andrés-Golfo de California
- B Fractura de Rivera
- C Rivera Triple Junction
- D Fractura de Clarión
- E Fractura de Orozco
- F Fractura de Siqueiros
- G Fractura de Clipperton
- H Cresta de los Galápagos
- I Fractura de Panamá
- J Cresta de Tehuantepec

- K Cresta de Cocos
- L Cresta de Carnegie
- M Cresta de Nazca
- N Fosa meso-americana
- O Fosa Perú-Chile
- P Fallas Polochic-Motagua
- Q Falla Caymán o Bartlett
- R Zona de subducción de las Pequeñas Antillas
- S Fosa de Puerto Rico
- T Fallas Oca - El Pilar

(Demant, 1978)



Basaltos columnares del Cenozoico Superior en la localidad de San Miguel Regla.

Foto: Jesús Olvera, SPP

observados en el oeste de los Estados Unidos; sin embargo, Urrutia (comunicación personal) considera que el movimiento ha sido lateral izquierdo, en atención a los datos paleomagnéticos disponibles. Este autor opina que la zona de corrimiento lateral antes señalada pudo haber actuado como control estructural a la salida de los magmas que fueron producto de la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Americana. Mooser (1975) considera que el Eje Neovolcánico pudiera coincidir con una cicatriz (geosutura) que marca la unión entre dos masas cratónicas antiguas y que el arreglo zigzagueante reflejaría que la Placa de Cocos, después de hundirse en la trinchera de Acapulco, se dividiría en fragmentos ligeramente traslapados y también zigzagueantes.

3.3. Plataforma Morelos-Guerrero

El área de la Plataforma Morelos-Guerrero, en la que se desarrollaron importantes depó-

sitos marinos mesozoicos, se encuentra localizada en la mayor parte del estado de Morelos y en pequeñas porciones del noreste del estado de Guerrero y sureste del estado de México. La secuencia sedimentaria marina expuesta en esta región cubre un rango cronostratigráfico que varía desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior. Esta secuencia descansa sobre un basamento metamórfico precámbrico, representado aparentemente por el Esquisto Taxco (Fries, 1960; De Cserna, et al., 1975), que en el área homónima subyace a una unidad de andesitas ligeramente metamorfizadas que Fries (1960) llamó Roca Verde-Taxco Viejo. Campa (1978) encuentra mucha semejanza entre las rocas del Esquisto Taxco descritas por Fries y las rocas volcánico-sedimentarias del Cretácico Inferior que afloran al occidente de Teloloapan, por lo que la edad del Esquisto Taxco pudiera no ser precámbrica, y en ese caso esta unidad no formaría parte del basamento metamórfico sobre el que evolucionó la secuen-

cia sedimentaria mesozoica de la Plataforma Sedimentaria Morelos-Guerrero. Hacia los límites de Guerrero y Oaxaca la secuencia sedimentaria marina de la Plataforma Morelos-Guerrero descansa sobre el basamento metamórfico paleozoico representado por el Complejo Acatlán.

Las unidades sedimentarias marinas de esta región se encuentran cubiertas discordantemente por depósitos continentales cenozoicos y rocas volcánicas del Eje Neovolcánico así como por algunos remanentes de volcanismo riolítico oligocénico.

La base del paquete mesozoico marino está representada por la Formación Acáhuizotla del Jurásico Superior (Fries, 1956) que está formada por sedimentos calcáreo-arcillosos que afloran en localidades aisladas. Esta formación subyace en discordancia erosional en las lutitas calcáreas de la Formación Acuitlapan del Neocomiano; ambas formaciones muestran el efecto de un metamorfismo dinámico débil. La Formación Xochicalco del Aptiano, también con escasos afloramientos, está formada por una secuencia de capas delgadas de caliza que descansan sobre la Formación Acuitlapan. Posteriormente al depósito de la Formación Xochicalco ocurrió en la región un levantamiento que dio origen a la paleopenínsula de Taxco (Fries, op. cit.) y a un periodo de erosión marcado por la presencia de una discordancia que pone en contacto a la Formación Xochicalco con diferentes horizontes de la Formación Morelos.

Esta última formación constituye la unidad calcárea que cuenta con los más extensos afloramientos en la región. Su nombre ha sido aplicado a secuencias de calizas que se extienden hasta Michoacán, Jalisco y Colima, aunque las características no son las mismas. Está formada por capas gruesas de caliza y dolomita en una secuencia que llega a alcanzar hasta 900 metros de espesor y que cuenta en la base con un miembro anhidrítico de algunos metros de espesor. Las características litológicas y la fauna revelan que esta unidad se formó por el depósito de sedimentos calcáreos en un mar de aguas someras durante el intervalo Albiano-Cenomaniano.

En la postrimería del Cenomaniano ocurrió una emersión del área con el emplazamiento de varios troncos graníticos y con la erosión diferencial de la cima de la Formación Morelos (Fries, op. cit.).

Durante el Turoniano se repite una invasión de los mares y se restablece la sedimentación calcárea con el desarrollo de un banco calcáreo desarrollado hacia el poniente de una línea que corre de Cuernavaca a Huitzuco.

El final del Turoniano marca un cambio drástico en la sedimentación de la Plataforma Morelos-Guerrero como resultado del levantamiento de gran parte de las zonas volcánico-sedimentarias ubicadas en la región occidental de esta porción de México. Los depósitos de lutitas, limolita, arenisca y conglomerado llegaron a formar una secuencia de más de 1 200 metros de espesor, desarrollado en el intervalo Turoniano-Campaniano. Al término del Cretácico e inicio del Terciario ocurrieron las deformaciones compresio-



Vista de las calizas de plataforma de la Formación El Doctor, correspondiente al Albiano, localidad ubicada en las cercanías de Tolimán, Querétaro.

Foto Jesús Olvera SPP

nales que dieron como resultado la formación de un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales.

En el intervalo Eoceno-Oligoceno ocurrió un intenso fallamiento normal, acompañado de sedimentación clástica continental sobre las partes bajas de la nueva topografía. Esta sedimentación clástica continental se había iniciado desde mediados del Cretácico en las zonas ubicadas al occidente de esta región. El depósito de materiales conglomeráticos fue contemporáneo de algunos derrames lávicos de basalto, lo cual dio origen al conjunto litoestratigráfico denominado Grupo Balsas (Fries, 1960). Estos depósitos fueron seguidos por importantes emisiones volcánicas silíceas que formaron la cubierta ignimbrítica del área de Taxco, denominada Riolita Tilzapotla, y por los depósitos volcanoclásticos y volcánicos de la Formación Tepoztlán. Según Campa (1978), esta región sufrió un combamiento considerable durante el Mioceno, que se explica por la inclinación de las capas del Grupo Balsas y por la posición anormalmente elevada de las ignimbritas del Oligoceno.

El Terciario Superior y Cuaternario están caracterizados en esta región por la influencia de la actividad volcánica del Eje Neovolcánico y por el desarrollo de fosas tectónicas que produjeron el depósito de los sedimentos clásticos continentales de la Formación Cuernavaca.

3.4. Región metamórfica de Acatlán

La región que abarca la parte alta de la Cuenca del Balsas, drenada por los ríos Mixteco y Acateco, se caracteriza por los extensos afloramientos de rocas metamórficas de diferentes tipos que conforman un complejo cuya edad corresponde al Paleozoico Inferior (Ortega, 1978; ver Fig. 3.4).

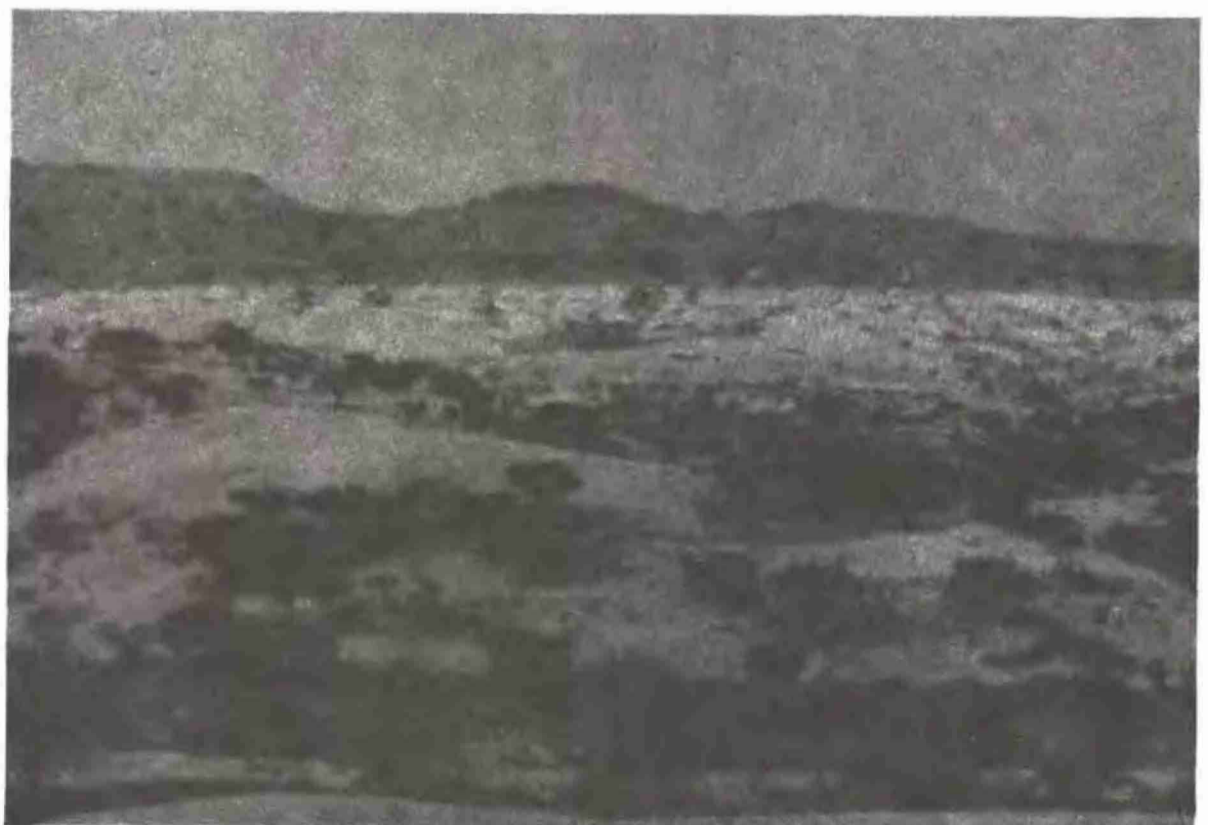
Esta unidad metamórfica fue denominada en un principio como Esquistos Acatlán,

por Salas (1949), posteriormente, Fries y Rincón Orta (1965) la definieron como Formación Acatlán. Recientemente, Ortega (1978) elevó esta unidad al rango de complejo, argumentando su variedad litológica y estructural. Este autor dividió el Complejo Acatlán en dos subgrupos: El Subgrupo Petlancingo y el Subgrupo Acateco. En la división litoestratigráfica que llevó a cabo Ortega, a nivel de formación, se emplean algunos nombres que ya habían sido utilizados por Rodríguez (1970) en una subdivisión informal que incluía al Grupo Acateco y las formaciones Esperanza, Acatlán, Salado y Tecomate.

La formación que constituye la parte estructuralmente inferior del Complejo Acatlán es la Migmatita Magdalena que es una

migmatita clásica derivada de rocas sedimentarias. La Formación Chazumba está formada principalmente por esquistos de biotita con intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquisto pelítico. La Formación Cosoltepec, que junto con las dos anteriores integra el Subgrupo Petlancingo, estructuralmente inferior, está compuesta de esquistos psamíticos y pelíticos con presencia de roca verde, esquisto de talco, esquisto calcáreo, metapedernal y rocas manganíferas (Ortega, 1978).

El Subgrupo Acateco está constituido por las formaciones Xayacatlán, Tecomate, Granitoides Esperanza, así como por el Tronco de Totoltepec y los Diques San Miguel. La primera formación está integrada por esquistos verdes, anfibolita, metagabro, eclogita, serpentinita, milonita, esquistos pelíticos y cuarcita en un conjunto que, según Ortega (op. cit.), posiblemente constituyó un complejo ofiolítico y tiene gran importancia, ya que es la primera vez que en México se reporta la presencia de rocas eclogíticas. La Formación Tecomate está conformada por metarenisca, pelitas y semipelitas de origen parcialmente tobáceo, así como por metacaliza y metaconglomerado. Los Granitoides Esperanza están formados por rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas cataclásticas y metamorfoseadas, que en ciertas áreas habían sido consideradas por Rodríguez (1970) como parte del Complejo Oaxaqueño. El Tronco Totoltepec es un intrusivo de composición trondhjemitica, con ligera foliación, y que pudo haber sido el resultado de la diferenciación de un gabro toleítico (Ortega op. cit.). Fries et al. (1970) señaló una edad de 440 ± 50 millones de años para este cuerpo intrusivo, con lo cual se ubica en el Ordovícico. El nombre de Diques San Miguel ha sido aplicado a una serie de cuerpos intrusivos tabulares de composición granítica y tonalítica que afectan a algunas unidades del Complejo Acatlán.



Afloramiento (en primer plano) de esquistos del Grupo Acatlán, cubierto por dos unidades piroclásticas del Cenozoico Medio en una localidad de Oaxaca.

Foto: Jesús Olvera SPP

El conjunto del Complejo Acatlán se encuentra cubierto en discordancia por numerosas unidades ígneas y sedimentarias que cubren un rango geocronológico que varía del Paleozoico Superior al Cuaternario y constituye el basamento de una extensa región que abarca parte de los estados de Puebla, Oaxaca, Guerrero y Morelos. Se correlaciona con el Grupo Chacús de Guatemala y con las rocas metamórficas de la Sierra de Omoa en Honduras; parece no tener relaciones de semejanza con el Complejo Xolapa de la Sierra Madre del Sur, ni con el Complejo Oaxaqueño (ver Fig. 3.4).

Según F. Ortega (op. cit.), las características del Complejo Acatlán hacen suponer que se trata de antiguos depósitos marinos de eugeosinclinal con un estilo de deformación tectónica y de metamorfismo semejante al de las zonas internas o profundas de las fajas orogénicas de tipo alpino.

3.5 Sierra Madre del Sur y zonas adyacentes

La Sierra Madre del Sur, desde Colima hasta Oaxaca, y las zonas contiguas del noroccidente de Guerrero, Michoacán y estado de México, constituyen una región con alta

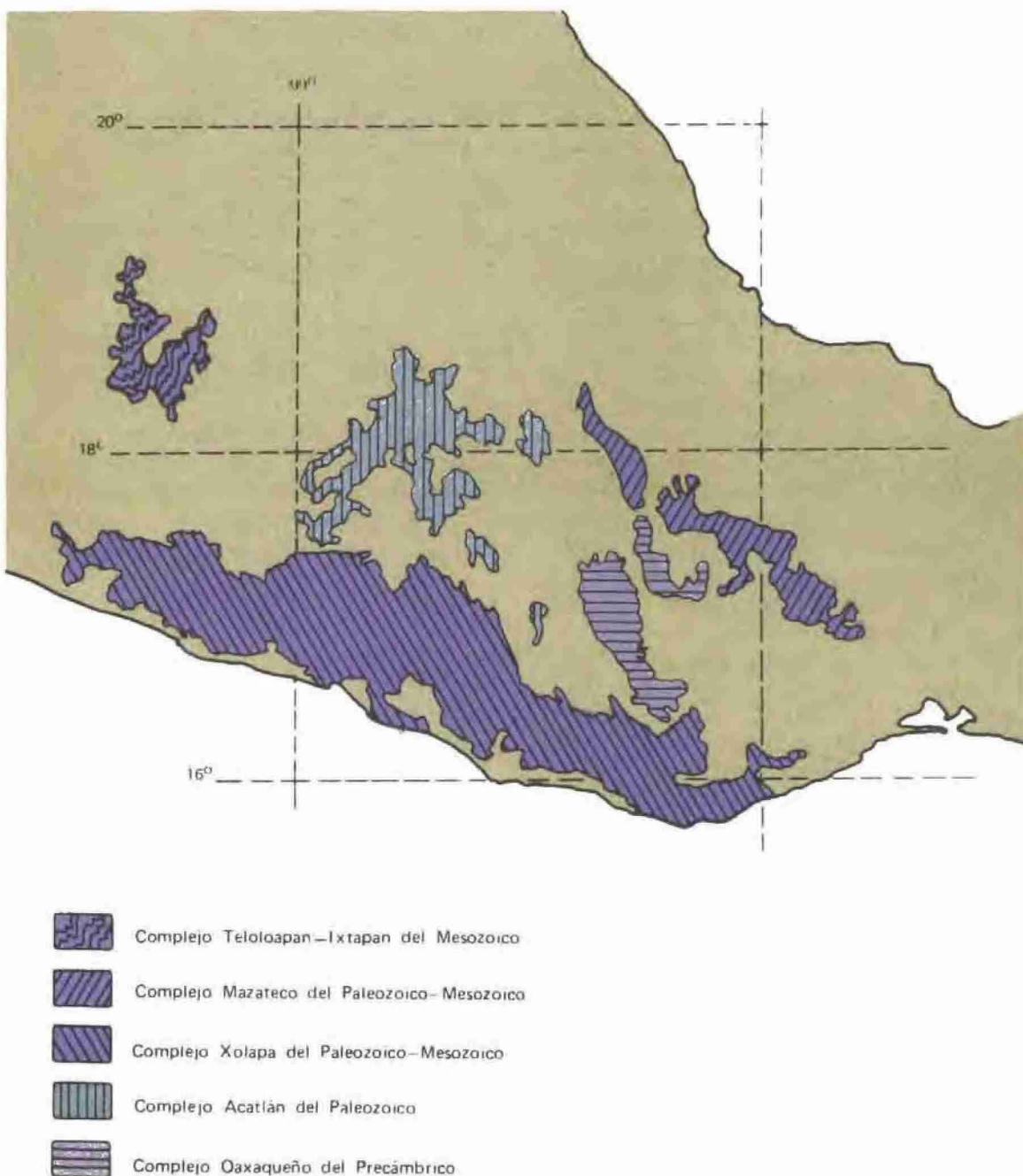
complejidad estructural que presenta varios dominios tectónicos yuxtapuestos.

El segmento más septentrional de la Sierra Madre del Sur está formado por afloramientos de secuencias mesozoicas, tanto sedimentarias de plataforma como volcánico-sedimentarias de tipo arco insular volcánico-mar marginal. Las zonas correspondientes al noroccidente de Guerrero, occidente del estado de México y sur de Michoacán, conforman una región con afloramientos volcánico-sedimentarios del Jurásico y Cretácico, parcialmente metamorfosados, que se encuentran cubiertos por las rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Cenozoico. Esta región limita al oriente, a la altura de la línea Ixtapan de la Sal-Taxco-Iguala, con la región de la Plataforma Cretácica de Morelos y Guerrero. El segmento meridional de la Sierra Madre del Sur está formado por extensos afloramientos de rocas metamórficas que abarcan un rango geocronológico que varía del Paleozoico al Mesozoico y que se encuentran afectados por emplazamientos batolíticos del Mesozoico Superior y aun del Cenozoico. La región pacífica de la Sierra Madre del Sur, correspondiente a los estados de Colima, Michoacán y norte de Guerrero,

presenta afloramientos extensos de rocas volcánicas andesíticas interestratificadas, con capas rojas de limolita, conglomerado volcánico y capas de caliza subarrecifal, con una macrofauna del Albiano. Estos afloramientos forman parte de lo que Vidal et al. (1980) ha llamado el Conjunto Petrotectónico de Zihuatanejo, Guerrero, Coalcomán, Michoacán. Existen, además, en esta porción septentrional de la sierra, afloramientos extensos de secuencias sedimentarias de calizas de plataforma con fauna del Albiano y secuencias rítmicas de terrígenos pelítico-arenosos. En áreas situadas alrededor de la ciudad de Colima las calizas de plataforma presentan intercalados fuertes espesores de evaporitas y subyacen en aparente contacto transicional a terrígenos continentales del Cretácico Superior. En gran parte de la Sierra Madre del Sur, desde sus estribaciones septentrionales hasta las cercanías de Zihuatanejo, ha sido reportada por Campa y Ramírez (1979), la existencia de numerosas montañas formadas por productos andesíticos interestratificados con algunas capas de caliza y terrígenos diseminados en pequeñas áreas de la sierra. Este volcanismo mesozoico continúa bordeando hacia el norte de la costa del Pacífico hasta confundirse con áreas similares de la Cordillera Pacífica Norteamericana (Campa y Ramírez, op. cit.).

LOS COMPLEJOS METAMORFICOS DE LA PORCION CENTRAL DE MEXICO

Figura 3.4



Ferrusquía y colaboradores (1978) han reportado la presencia, en el área de Playa Azul, Michoacán, de una secuencia volcánico-sedimentaria transicional, predominantemente continental, con huellas de dinosaurios, que indican tal vez una edad Jurásico Medio-Cretácico Temprano; por otra parte, señalan que es el primer registro de huellas de dinosaurios en México, lo cual constituye el hallazgo más austral de dinosaurios en Norteamérica.

La mayor parte de los autores han reportado como mesozoicas las secuencias volcánico-sedimentarias de esta región pacífica de México; sin embargo, De Cserna et al. (1978a) obtuvo una edad radiométrica Rb-Sr de 311 ± 30 millones de años para rocas intrusivas estrechamente ligadas a rocas volcánicas pertenecientes al complejo metavolcánico del área de Zapotillo, al oriente de Zihuatanejo.

Campa y Ramírez (1979), así como Vidal y colaboradores (1980), consideran que las secuencias volcánico-sedimentarias mesozoicas de una gran parte de la Sierra Madre del Sur son resultado de la actividad magmática de un límite convergente de placas desarrolladas en esta porción de México durante el Cretácico Temprano.

La mitad meridional de la Sierra Madre del Sur está formada por rocas metamórficas que constituyen el Complejo Xolapa (De Cserna, 1965), el cual se encuentra intrusionado por cuerpos batolíticos de granito (ver Fig. 3.4). De Cserna (op. cit.) reportó el Complejo Xolapa en la carretera Chilpancingo-Acapulco, como un conjunto de rocas metasedimentarias formadas por esquistos de biotita y gneis de biotita, con algunos horizontes de cuarcita, mármol cipolino y presencia de pegmatitas; sin embargo, Guerrero y colaboradores (1978) consideran que en la