

## ESTRATIGRAFIA DEL COMPLEJO ACATLAN EN LA MIXTECA BAJA, ESTADOS DE PUEBLA Y OAXACA

Fernando Ortega-Gutiérrez\*

### RESUMEN

Con base en un reconocimiento geológico de las rocas cristalinas expuestas en la Mixteca de los estados de Puebla y noroeste de Oaxaca el rango estratigráfico de la Formación Acatlán se eleva al de *grupo* denominándose *Complejo Acatlán*. Los datos estratigráficos, geocronométricos y paleontológicos permiten asignarle una edad paleozoica premisisípica y correlacionarlo con el *Grupo Chuacús* (Guatemala) y con las rocas metamórficas de la Sierra de Omoa (Honduras) en América Central, y con el *Esquisto Granjeno* del noreste de México.

El Complejo Acatlán comprende al *Subgrupo Petlalcingo* y al *Subgrupo Acateco*; en éstos se distinguen cuatro unidades metasedimentarias y una de origen esencialmente magmático. El resto del Complejo Acatlán lo forman tres unidades graníticas que intrusionan a las anteriores.

En orden estructural, las unidades metasedimentarias de la base a la cima son: *Migmatita Magdalena* (migmatita anatectica de composición tonalítico-diorítica), *Formación Chazumba* (esquisto y cuarcita de biotita, esquisto de micas y granate localmente con sillimanita y metagabro diferenciado), *Formación Cosoltepec* (esquistos pelíticos de granate y micas localmente con estauroлита, filitas cuarzosas, cuarcita, roca verde, metapedernal y esquisto calcáreo) y *Formación Tecomate* (pelitas y semipelitas bandeadas, metagrauvaca, metarcosa, metaconglomerado y metacaliza localmente fosilífera).

Las cuatro unidades de origen magmático, de la más antigua a la más joven, son: *Formación Xayacatlán* (conjunto petrográfico aparentemente metaofiolítico de serpentinita, metagabro, eclogita, anfibolita, esquisto verde e intercalaciones metasedimentarias), *Granitoides Esperanza* (rocas graníticas y granodioríticas metamorfoseadas y deformadas cataclásticamente a una secuencia de protomilonita-milonita-ultramilonita, con restos de rocas verdes y metasedimentos filoníticos), *Tronco de Totoltepec* (granito trondhjemítico algo deformado y metamorfoseado) y *Diques San Miguel* (diques graníticos posttectónicos que incluyen granito de muscovita y granate, tonalita de hiperstena, granito de biotita, pegmatitas y aplitas).

Estos datos estratigráficos y su discusión petrogenética permiten concluir que el Complejo Acatlán representa una secuencia eugeosinclinal paleozoica de espesor considerable, deformada y metamorfoseada en tiempos premisisípicos e intrusionada por diversas rocas graníticas durante su evolución tectónica. En forma breve se reseña el potencial minero del complejo.

### ABSTRACT

On the basis of a geological reconnaissance of the crystalline rocks exposed in the Mixteca region of the states of Puebla and northwestern Oaxaca, the stratigraphic rank of the Acatlan Formation is raised to *group* and named *Acatlan Complex*. Stratigraphic, geochronometric and paleontological data allow the assignment of a Paleozoic pre-Mississippian age to the Acatlan Complex and its correlation with the *Chuacus Group* (Guatemala) and the metamorphic rocks of Sierra de Omoa (Honduras) in Central America, and with the *Granjeno Schist* of northeastern Mexico.

The Acatlan Complex comprises the *Petalcingo Subgroup* and the *Acateco Subgroup*; in these, four metasedimentary units and one essentially of magmatic origin are distinguished; three additional granitic units that intrude the former compose the rest of the Acatlan Complex.

In structural order from base to top, the metasedimentary units are: *Magdalena Migmatite* (anatectitic migmatite of tonalitic to dioritic composition), *Chazumba Formation* (biotite schist and quartzite, mica-garnet schist locally with sillimanite, and differentiated metagabbro), *Cosoltepec Formation* (pelitic garnet and mica schist locally with staurolite, quartzite, quartzose phyllite, greenstones, metachert and calcareous schist), and *Tecomate Formation* (banded pelite and semipelite, metamorphosed graywacke, arkose, conglomerate and limestone, the latter locally fossiliferous).

The four units of magmatic origin, from oldest to youngest are: *Xayacatlan Formation* (apparently a metaofiolitic suite of serpentinite, metagabbro, eclogite amphibolite, greenstone, and metasedimentary layers), *Esperanza Granitoids* (granitic and granodioritic rocks metamorphosed and cataclastically deformed to a sequence of protomylonite-mylonite-ultramylonite, with screens of phyllonitic metasediments and greenstones), *Totoltepec Stock* (trondhjemitic granite, somewhat deformed and metamorphosed), and *San Miguel Dykes* (posttectonic granitic dykes including muscovite-garnet granite, hypersthene tonalite, biotite granite, pegmatites and aplites).

These stratigraphic data and their petrogenetic discussion, allow to conclude that the Acatlan Complex represents a thick, eugeosynclinal Paleozoic sequence, deformed and metamorphosed in pre-Mississippian times, and intruded by granitic rocks in the course of its tectonic evolution. Briefly, the economic potential of the Acatlan Complex is outlined.

\* Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México 20, D. F.

## INTRODUCCION

Las rocas metamórficas expuestas en la región de Acatlán, parte meridional del Estado de Puebla (Figura 1), han llamado la atención de muchos investigadores por su aspecto típicamente cristalino y foliado. Puede incluso asegurarse que estas rocas constituyen los afloramientos metamórficos que, hasta fechas recientes, han sido los de más fácil acceso desde la Ciudad de México. Las primeras referencias que se hicieron de las rocas metamórficas de Acatlán, no sólo de sus aspectos puramente litológicos sino estratigráficos, se encuentran en los trabajos de Aguilera (1896) y Ordóñez (1906), quienes las situaron como parte del basamento cristalino de edad *arcaica*. Sin embargo, también asentaron con claridad su aspecto diferente en comparación con las rocas gneíscas de la región costera del Pacífico y parte central del Estado de Oaxaca, ahora conocidas como complejos Xolapa y Oaxaqueño, respectivamente.

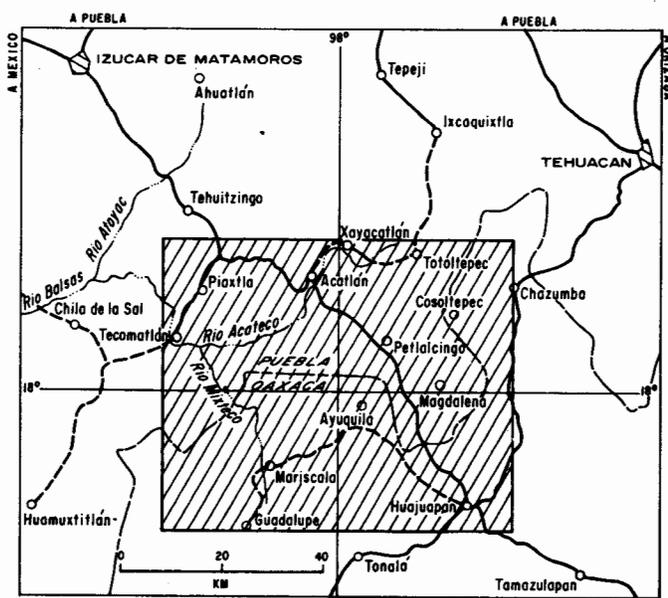


Figura 1.—Mapa de localización geográfica del área.

Un primer intento por subdividir estratigráficamente a las rocas metamórficas de la región de Acatlán lo hizo Ordóñez (1906, p. 330), quien las denominó "formación de Acatlán" y se refirió a un augengneis como su base, subyaciendo a una secuencia de "pizarras verdes... sumamente plegadas y dislocadas". El nombre de Formación Acatlán fue propuesto formalmente en 1965 por Fries y Rincón-Orta (1965, p. 100) para sustituir al de Esquistos Acatlán, dado anteriormente por Salas (1949) en atención a las recomendaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica (Comisión Americana de Nomenclatura Estratigráfica, 1961) que fue publicado en aquel tiempo. Sin embargo, la falta de estudios detallados de esta formación, impidió que se definieran para ella otros requisitos importantes, tales como sección-tipo, límites y relaciones de contacto, los cuales establece el Código mencionado en su artículo 13.

Considerando que en el presente artículo la Formación Acatlán es formalmente subdividida en

varias unidades litoestratigráficas y, tomando en cuenta también su complejidad litológica y estructural, se propone aquí cambiar el rango de la Formación Acatlán por el de *complejo*, equivalente a *grupo* (Hedberg, 1976, p. 35), quedando entonces nombrada formalmente como Complejo Acatlán. El término litoestratigráfico *complejo* se adapta admirablemente (Sohl, 1977, p. 249) para el caso de la unidad objeto del presente artículo. Se debe aclarar que la subdivisión propuesta por Rodríguez-Torres (1970) de la Formación Acatlán es de carácter *informal*, y así lo indica explícitamente su autor (*op. cit.*, p. 51); sin embargo, a algunos de los nombres incluidos en esa subdivisión, debido a su conveniencia geográfica, se les dará una denominación formal, independientemente de si el origen inferido para cada formación nombrada coincide o no con aquél planteado por Rodríguez-Torres.

La Tabla 1 resume la subdivisión litoestratigráfica y las características litológicas propuestas para el Complejo Acatlán: en ella se colocó a las unidades en orden estratigráfico-estructural aparente, desde la más joven (Diques San Miguel) hasta la más antigua (?) (Migmatita Magdalena). Los aspectos estructurales y petrológicos, que por su complejidad y prolongada historia geológica requieren de mayor espacio que el disponible en la presente publicación, se tratarán en trabajos posteriores.

## COMPLEJO ACATLAN

**Definición.**—Este nombre se propone como unidad litoestratigráfica equivalente a grupo para sustituir al de Formación Acatlán (Fries y Rincón-Orta, 1965), que se aplicó a las rocas metamórficas expuestas en la Mixteca de los estados de Puebla y norponiente de Oaxaca. Su área-tipo es, pues, esta región, ubicándose su sección-tipo a lo largo de la Carretera Federal 190 (México-Oaxaca), desde su entronque con el camino pavimentado a Tecomatlán, hasta los últimos afloramientos metamórficos que corta la Carretera Federal 190 entre los poblados de Petlalcingo y Chila de las Flores. Una sección de referencia puede estudiarse sobre el camino secundario que une los poblados de San Miguel, Tultitlán, Cosoltepec, Xoluxtla y Chazumba, con su ramal comunicando a Magdalena (Figura 2).

**Expresión fisiográfica.**—El Complejo Acatlán, debido en parte a las prolongadas épocas de erosión a que ha estado sujeto y a su constitución litológica predominantemente cuarzo-feldespática, impermeable y de grano fino, da lugar a una fisiografía característica de lomeríos de perfil suave y densamente distribuidos. El drenaje de estos terrenos es consecuentemente dendrítico, con escaso control estructural y caracterizado por el curso tan sinuoso que siguen tanto las corrientes importantes, como las menores. Bajo la cubierta mesozoica, en áreas como la de Chazumba, puede observarse claramente el carácter de penillanura (actualmente en resurrección) que alcanzó el Complejo Acatlán, probablemente al iniciarse el Mesozoico. Esta superficie rasando las cumbres y lomeríos del complejo tiene una inclinación suave pero sensible de oriente a poniente, hacia donde fluye la línea principal del sistema fluvial del Río Balsas. Las máximas altitudes topográficas (1700-1800 m.s.n.m.) del Complejo Acatlán en

Tabla 1.—Unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán.

*Diques San Miguel*

Conjunto de intrusiones tabulares que incluyen tonalita de hiperstena, granito de muscovita y granate, granito de biotita, pegmatita y aplita.

*Tronco de Totoltepec*

Intrusión trondhjemitica débilmente deformada y metamorfoseada.

*Granitoides Esperanza*

Rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, con intercalaciones de bandas metasedimentarias y de rocas verdes; el conjunto forma un complejo cataclástico de protomilonita-milonita-ultramilonita recrystalizado.

*Formación Tecomate*

Metagrauvaca, meta-arcosa y pelitas o semipelitas de débil a medianamente carbonosas, con un miembro conglomerático compuesto por cantos deformados, principalmente graníticos y volcánicos; otro miembro distintivo está compuesto por metacaliza impura con fragmentos de invertebrados fósiles.

*Formación Xayacatlán*

Rocas verdes de grano fino, metagabros bandeados de hornblenda y augita milonitizados, serpentinita, anfibolita, eclogitas y metasedimentos cuarcíticos y pelíticos, con afinidad ofiolítica.

*Formación Cosoltepec*

En la base anfibolita, cuarcita y metapelita; en la parte media, metapelita, cuarcita y metapedernal, rocas verdes y esquisto calcáreo; en la parte superior, filita y cuarcita impura con escasas rocas verdes intercaladas.

*Formación Chazumba*

Interestratos de esquistos pelíticos micáceos (principalmente de biotita) y cuarcitas o rocas silíceas (metagrauvas), con un disquestrato de gabro diferenciado y esquisto feldespático *lit-par-lit* hacia las partes media e inferior, respectivamente.

*Migmatita Magdalena*

Migmatitas de composición tonalítico-diorítica, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares, concordantes y discordantes de composición granítica y pegmatítica. Remanentes (restitas) de anfibolita, piroxenita, calsilicatita y mármol y frecuentes intervalos de gneis granítico.

la región estudiada se alcanzan en las serranías de Santo Domingo Yolotepec y Cerro Blanco, situadas al poniente respectivamente de Huajuapán y Mariscal; en ambos casos, estas cumbres son de roca metagranítica. Los puntos más bajos (1,000 m.s.n.m.) se ubican en el cauce del Río Mixteco, en la región de Tecomatlán. Las diferencias máximas del relieve local son de aproximadamente 500 m.

*Relaciones de campo y espesor.*—La extensión superficial del Complejo Acatlán rebasa los 10,000 km<sup>2</sup>, ampliándose desde su área-tipo principalmente hacia el sur y el poniente. Por lo general está cubierto con profunda discordancia por formaciones sin metamorfismo, cuya edad en el área estudiada varía desde el Jurásico Medio o Inferior, hasta el Holoceno. En la región de Los Reyes Metzontla, al sur de Tehuacán, el complejo parece estar cubierto por la Formación Matzitzti pensilvánica; sin embargo, esta relación discordante no ha sido confirmada y pudiera ser tectónica. En esta misma región, el límite oriental del Complejo Acatlán está constituido por una amplia zona de falla, al oriente de la cual se encuentra yuxtapuesto el Complejo Oaxaqueño precámbrico (Ortega, 1978). La base estratigráfica del complejo no se encontró expuesta en el área estudiada, aunque existen opiniones en el sentido contrario (Rodríguez-Torres, 1970; Rast *et al.*, 1970; de Cserna, 1971).

Debido a la intensa deformación y localmente a los pronunciados gradientes metamórficos, el espesor estratigráfico expuesto del Complejo Acatlán no pudo medirse ni calcularse, y aun su espesor estructural es difícil de estimar.

*Litología y estructura.*—Las características más distintivas del Complejo Acatlán son su intensa alteración metamórfica regional y su deformación extrema, que se manifiesta mediante una foliación expuesta, penetrante y posición que varía desde vertical hasta horizontal. El rumbo de esta foliación de generación múltiple se mantiene predominantemente hacia el norte, norponiente y nororiental. De igual manera que la foliación, la lineación tectónica del complejo es compuesta pero, en este caso, su dirección general es más constante hacia el norte, aunque su buzamiento también varía de horizontal a vertical.

En el área-tipo, el Complejo Acatlán incluye unidades metasedimentarias tales como pizarra, filita, esquisto, gneis y migmatita; en tanto que las unidades metaígneas están formadas por rocas verdes ofiolíticas, metagranitos y por milonitas. Igualmente, el grado de metamorfismo es muy variable; en términos generales es de bajo grado en la región al poniente de Acatlán y aumenta paulatinamente hacia el suroriental, hasta llegar a la parte alta de la facies de anfibolita y los niveles de migmatización



anatexitica en los alrededores de Magdalena (Figura 2).

Tanto el estilo de la deformación tectónica del Complejo Acatlán como su metamorfismo, pueden compararse con aquéllos existentes en las zonas internas o profundas de las fajas orogénicas de tipo alpino; es decir, se pueden observar en aquél, tanto megascópicamente como en sus microestructuras, dos o más generaciones de plegamiento isoclinal o subsoclinal recostado, así como de plano axial vertical que en conjunto indican acortamiento y transporte cortical de magnitud seguramente superior al 50% (Ortega-Gutiérrez, en preparación).

**Edad y correlación.**—La edad del Complejo Acatlán no se ha establecido satisfactoriamente. Por posición estratigráfica, en el área de estudio, esta edad es prejurásica; pero en la región de Los Reyes Metzontla, apenas unos kilómetros al oriente del límite del área cartografiada, rocas de la Formación Matzitz del Pensilvánico (Silva-Pineda, 1970; de Cserna, 1970) parecen cubrir discordantemente unidades del Complejo Acatlán (M. Carrillo, comunicación personal, 1978). La presencia de invertebrados fósiles en el complejo (Ruiz-Castellanos, 1970; Ortega-Gutiérrez, en el presente artículo) por otro lado, indica que su edad es post-precámbrica. Las edades isotópicas y radiométricas del complejo a la fecha publicadas (Fries y Rincón-Orta, 1965; Fries *et al.*, 1966, 1970; Halpern *et al.*, 1974) también apoyan una edad cambro-devónica para la mayor parte de la evolución geológica del Complejo Acatlán (Tabla 2).

las rocas metamórficas de la Sierra de Omoa (Honduras), con las cuales presenta muchas semejanzas litológicas, estructurales y cronológicas.

En la región meridional de México, la correlación del Complejo Acatlán con otras formaciones metamórficas premesozoicas es difícil, debido a que las características geológicas fundamentales de estas últimas se desconocen o están descritas de manera incompleta (Webber y Ojeda, 1957; Cárdenas-Vargas, 1966; Carfantan, 1977). Existen, en cambio, diversas similitudes litológico-estructurales y tectonoestratigráficas entre el Complejo Acatlán y el Esquisto Granjeno de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Carrillo-Bravo, 1961; Denison *et al.*, 1970; Ramírez-Ramírez, 1974; de Cserna *et al.*, 1977; Ortega-Gutiérrez, 1978a) que permiten considerar a estas dos secuencias correlativas entre sí. Por otra parte en el sur de México, el Complejo Acatlán no debe correlacionarse ni con el Complejo Oaxaqueño, cuya edad es precámbrica y del cual se derivaron componentes detríticos del Complejo Acatlán, ni con el Complejo Xolapa, que incluye eventos tectonomagmáticos de edad paleozoica tardía (Halpern *et al.*, 1974), mesozoica (Guerrero *et al.*, 1978) y aún terciaria (de Cserna *et al.*, 1962), ni tampoco con la Formación Ixcuinatoyac (Klesse, 1968) de probable edad paleozoica tardía (de Cserna *et al.*, 1978). El Esquisto Taxco, considerado como del Paleozoico (Fries, 1960) o del Precámbrico (de Cserna *et al.*, 1974), no se encuentra adecuadamente estudiado en sus aspectos geocronológicos, estrati-

Tabla 2.—Datos geocronométricos del Complejo Acatlán.

REFERENCIA	ROCA	MINERAL	METODO	EDAD (M.A.)
Fries y Rincón-Orta, 1965	Augenesquistos	Microclina	Rb-Sr	448 ± 175
Fries <i>et al.</i> , 1966	Augenesquistos	Zircón	Pb-alfa	510 ± 60
Fries <i>et al.</i> , 1966	Gneis micáceo	Zircón	Pb-alfa	830 ± 90
Fries <i>et al.</i> , 1970	Tronco de Totoltepec	Zircón	Pb-alfa	440 ± 50
Halpern <i>et al.</i> , 1974	Augenesquistos	Roca Total	Rb-Sr	428 ± 24
Halpern <i>et al.</i> , 1974	Pegmatita	muscovita-plagioclasa	Rb-Sr	283

En varias regiones del sur de México y América Central se han descrito diversas secuencias metamórficas de edad premesozoica, en aparente discordancia bajo rocas del Carbonífero (McBirney, 1963; Dengo, 1968; Dixon, 1956; Horne *et al.*, 1976; Clemons *et al.*, 1974), o en relación intrusiva con rocas graníticas del Paleozoico tardío (Gomberg *et al.*, 1968; Webber y Ojeda, 1957; Horne *et al.*, 1976). A estas rocas se les conoce con diferentes nombres y, en algunos casos, como ha sucedido con la Formación Tambor (McBirney y Bass, 1969, p. 274) y con las Series Maya (Dixon, 1956), recientemente se les han sugerido edades más jóvenes (Kesler *et al.*, 1971; Bateson, 1972; Wilson, 1974); en tanto que para unidades como el Grupo Chuacús o las rocas metamórficas de la Sierra de Omoa (Honduras), se ha demostrado satisfactoriamente su edad precarbonífera (Gomberg *et al.*, 1968 y Horne *et al.*, 1976, p. 580, respectivamente), sin que se tenga todavía alguna edad definitivamente precámbrica para estas rocas.

El Complejo Acatlán se correlaciona con el Grupo Chuacús (Guatemala) y con gran parte de

gráficos o petrográficos por lo que no existen elementos, en la opinión del presente autor, para intentar su comparación con el Complejo Acatlán.

**Subdivisión estratigráfica del Complejo Acatlán.**—El Complejo Acatlán se subdivide formalmente (Tabla 1) en dos subgrupos: *Subgrupo Acateco* y *Subgrupo Petlalcingo*. En el primero se distinguen dos formaciones (*Xayacatlán* y *Tecomate*) y tres en el segundo (*Cosoltepec*, *Chazumba* y *Magdalena*). Además se incluyen dos unidades metagraníticas (*Granitoides Esperanza* y *Tronco de Totoltepec*) y otra más granítica (*Diques San Miguel*). El orden en que se describen las unidades en el texto, sin embargo, es desde la formación estructuralmente inferior (Migmatita Magdalena) hasta la formación más joven (Diques San Miguel), sin que esto signifique, para las unidades metasedimentarias, que tal superposición estructural corresponda necesariamente con el orden estratigráfico de depósito, el cual en su mayor parte fue destruido por la deformación y el metamorfismo. En algunas partes de la Formación Tecomate se encontraron gradaciones granulométricas que indican que ésta es la formación más

joven del conjunto metasedimentario. La edad más antigua (sedimentaria) asumida para la Migmatita Magdalena tiene la limitación de no tomar en cuenta las posibles repeticiones estratigráficas de origen tectónico que afectaron al complejo.

#### SUBGRUPO PETLALCINGO

El nombre se toma del poblado de Petlalcingo (Figura 1), situado en el borde occidental de una extensa zona de afloramientos del Complejo Acatlán, en su mayoría constituida por unidades litoestratigráficas de este subgrupo. Las tres formaciones que lo integran son, en esencia, de origen metasedimentario y quedan nombradas y descritas formalmente a continuación, aunque sus espesores estratigráficos no se hayan determinado debido principalmente a lo complicado de su estructura (Ortega-Gutiérrez, en preparación).

#### Migmatita Magdalena

*Relaciones de campo.*—Como área- y sección-tipos de esta unidad, se designa a la región comprendida entre Ayú y Magdalena (Figura 2), a lo largo de una faja de 10 km de longitud, siguiendo el curso del Río Petlalcingo; una sección de referencia se puede estudiar en el camino entre Magdalena e Ixtlán. La Migmatita Magdalena está cubierta discordantemente por rocas volcánicas terciarias, excepto hacia el norte, donde transicionalmente termina contra un intervalo de esquisto *lit-par-lit* de la formación sobreyacente. Los diques San Miguel, a manera de enjambre, intrusionan a la migmatita mostrando contactos bruscos, pero sin bordes que indiquen enfriamiento súbito. La base de la Migmatita Magdalena no se encuentra expuesta en el área estudiada.

*Litología y estructura.*—La formación consiste de una migmatita clásica (Figura 3); en ella el neosoma (leucosoma) y el paleosoma (melanosoma) se mezclan íntimamente, o este último se encuentra conservado como estratos y cuerpos resistentes (restitas) de calsilicatita, anfíbolita, piroxenita y mármol. Tomando en cuenta estas características, el paleosoma puede ser en su mayor parte de origen sedimentario y composición margoso-calcareo. El neosoma (Figura 4) o parte móvil de la migmatita es por lo general, leucogranítico y leucopegmatítico, pero en conjunto, la migmatita es de composición diorítico-tonalítica. Su textura es granoblástica fina (0.5-1 mm) y la forman plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita y feldespato potásico. La plagioclasa, que forma normalmente entre el 40 y 60% del volumen de la roca y varía en composición de  $An_{26}$  a  $An_{37}$  puede mostrar zoneamiento en ocasiones de tipo oscilatorio. El índice de color (biotita y hornblenda) varía entre 5 y 15; el feldespato potásico es escaso, pero llega hasta el 30% en algunos ejemplares, en los que toma un hábito intersticial que sugiere una cristalización tardía. El mineral pesado más abundante es la esfena y, en menor cantidad, se presenta zircón, apatita, allanita, rutilo, turmalina y opacos. Entre los minerales de alteración retrógrada más comunes se tienen muscovita, clorita, epidota, calcita, sausruta, hematita y esfena.



Figura 3.—Aspecto general de la Migmatita Magdalena mostrando la intensa penetración del neosoma (bandas claras). Cauce del Río Petlalcingo, 7 km al sur de Magdalena, Oaxaca.



Figura 4.—Dique neosomático cortando el bandeamiento gneísico del paleosoma. Cauce del Río Petlalcingo, 7 km al sur de Magdalena, Oaxaca.

Las pegmatitas del neosoma consisten de feldespato potásico (40-50%), cuarzo (20-30%), oligoclasa (20-30%) y cantidades variables de hornblenda o biotita. Los cuerpos anfíbolíticos del paleosoma tienen contactos bruscos con la migmatita; su composición mineral es variable y consiste de plagioclasa-hornblenda café, plagioclasa-hornblenda-clinopiroxena-cuarzo, plagioclasa-hornblenda-biotita y hornblenda verde-microclina-cuarzo. Estas asociaciones probablemente representan orto- y para-anfíbolitas. Las rocas calcáreas incluyen mármol impuro de calcita-forsterita (serpentinizada)-clinocloro-espinel-humita-flogopita-enstatita(?) y calsilicatita de calcita (40%)-plagioclasa (40-60%)-diopsida (10-30%-cuarzo (5-10%). Otra componente de la migmatita que se observa con cierta frecuencia son cuerpos concordantes de granito gneísico hasta de varios metros de espesor y composición de tonalítica a granítica. La presencia de granate en ellos indica una edad premetamórfica, mientras que las abundantes inclusiones ultramáficas (diopsiditas) subesféricas (Figura 5), concentradas en zonas tabulares, probablemente representan horizontes calcáreos metasomatizados y desintegrados por el proceso de migmatización.

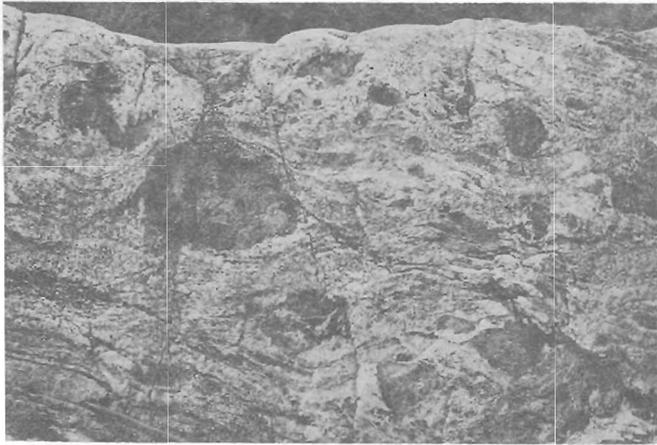


Figura 5.—Restos ultramáficos del paleosoma flotando en un migma esencialmente neosomático. Aproximadamente 2 km al norte de Magdalena, Oaxaca.

La Migmatita Magdalena exhibe muchas de las estructuras que comúnmente tienen las migmatitas típicas (Mehnert, 1968). Predominan los tipos bandeados, nebulíticos y plegados y son raras en cambio las agmatitas, oftalmíticas (augen) y ptigmatitas; lo cual sugiere un alto grado de fluidez y homogeneidad mecánica de las partes todavía sólidas de la migmatita durante su formación. La movilización magmática del neosoma, en cambio, se manifiesta por su concentración en vetas discordantes (Figura 4) y por el subidiomorfismo cristalino que se observa en sección delgada.

#### Formación Chazumba

**Relaciones de campo.**—El área-tipo de esta formación se extiende desde las cercanías de Magdalena hasta Chazumba (Figura 1), de donde toma su nombre esta unidad. Su sección-tipo se encuentra a lo largo del camino que comunica a las poblaciones de San Miguel y Chazumba. Su contacto inferior con la Migmatita Magdalena es gradual, mediante un intervalo de esquisto *lit-par-lit*, en tanto que su contacto superior con la Formación Cosoltepec, aunque brusco, es paralelo. Los Diques San Miguel también intrusionan a la Formación Chazumba.

**Litología.**—La Formación Chazumba consiste principalmente de esquisto *lit-par-lit*, esquisto de biotita con intervalos de cuarcita, metagabro diferenciado y esquisto pelítico. El primer tipo litológico mencionado se halla en la parte basal de la formación y consiste de bandas de esquisto feldespático de biotita (paleosoma) y delgadas capas félsicas (neosoma) formadas por cuarzo, plagioclasa sódica, microclina y escasa biotita; este mineral suele estar concentrado en el área de contacto entre el neosoma y el paleosoma.

El componente litológico más característico de la Formación Chazumba es el esquisto de biotita, que comprende también estratos de cuarcita y algunos intervalos pelíticos. En afloramientos frescos, estas rocas tienen un color gris y muestran bandeamiento composicional (Figura 6). Al microscopio, los ejemplares típicos tienen textura que varía de granoblástica a lepidoblástica, con un tamaño promedio de sus cristales de aproximadamente 1 mm de largo, que consisten de cuarzo (40% o más), pla-

gioclasa (0-20%;  $An_{20}-An_{15}$  y biotita (10-20%). Los accesorios más comunes son muscovita y granate; en menor cantidad existen opacos, zircón y turmalina. Las cuarcitas consisten de cuarzo de textura polygonal e impurezas de muscovita, biotita y granate.

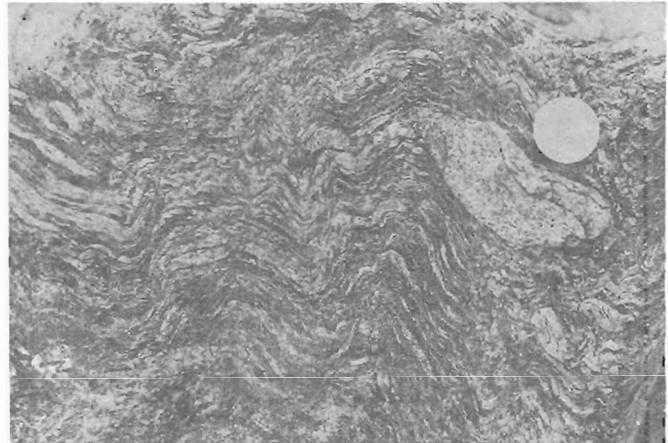


Figura 6.—Esquisto feldespático de biotita de la Formación Chazumba mostrando un carácter pseudoconglomerático. Nótese el carácter plisado de la foliación primaria. Alrededores de Chazumba, Oaxaca.

Hacia la parte media de la Formación Chazumba, existe un cuerpo de metagabro diferenciado que aflora en San Miguel y 8 km al nororiente de esta población, en las cercanías de Tullitlán. En San Miguel, forma una estructura irregular y masiva de 1 km<sup>2</sup> de afloramiento (Figura 2) que confiere un color marrón al suelo que la cubre. Digna de mención como peculiaridad petrográfica de este cuerpo, es la presencia local de megacristales (10-20 cm) de turmalina magnesiana (dravita). En sección delgada, la roca consiste de un agregado fanerítico de cristales entramados de tremolita-antofilita-clinocloro y algo de flogopita. Al nororiente de esta localidad, la unidad se presenta como un cuerpo estratiforme de 50-100 m de espesor, en cuya parte estructuralmente superior se observan facies de pegmatita gabroide con textura en forma de peine (textura harrisítica), mientras que su base es de grano fino. Varias de estas rocas se examinaron en sección delgada, encontrándose los siguientes minerales en asociación: labradorita-tremolita-cummingtonita-clinocloro. Los cristales más grandes de tremolita muestran núcleos reliquios de hornblenda magmática (de color canela); como accesorios se identificaron óxidos opacos y algo de zircón.

Los esquistos micáceos (metapelitas) de la Formación Chazumba ocurren a diferentes niveles estructurales y consisten principalmente de esquistos de muscovita-biotita-granate-cuarzo que en ocasiones contienen también estauroлита o sillimanita. La plagioclasa sólo abunda en los estratos con mayor grado de metamorfismo cercanos a la zona de migmatización. El espesor de la Formación Chazumba, considerando el área que comprende, es de varios kilómetros.

#### Formación Cosoltepec

**Relaciones de campo.**—El nombre se toma del pequeño poblado de Cosoltepec, situado en el cora-

zón de los afloramientos donde la totalidad de la formación se encuentra expuesta (Figura 2). Esta región constituye su área-tipo, mientras que se designa como su sección-tipo a los afloramientos situados a lo largo del camino Cosoltepec-Xoluxtla-Chichihualtepec. En esta región tiene un espesor estructural estimado de unos 3,500 m como máximo, extendiéndose en la mitad oriental del área cartografiada desde las cercanías de Petlalcingo, en dirección nororiental, hasta más allá del área cubierta por el mapa. En la mitad occidental, la formación no está completamente expuesta, pues no aflora su base y se extiende en forma de cinturones plegados de dirección general N-S, que también rebasan los límites de la región estudiada.

Su base es estructuralmente concordante con la Formación Chazumba y está definida por un intervalo persistente de rocas verdes y anfibolitas que, a su vez, subyace a una secuencia de varios cientos de metros de cuarcitas masivas muy deformadas. El contacto superior con el Subgrupo Acateco puede ser brusco o gradual, pero siempre es estructuralmente paralelo. Sólo algunos diques someros de aplita y lamprófidos camptoníticos (Diques San Miguel) intrusionan a las partes inferiores de esta formación.

**Litología.**—Las rocas que integran esta formación son en su parte basal rocas verdes y cuarcitas con intervalos pelíticos; en su parte media predominan esquistos psamíticos y pelíticos que incluyen algunas capas de esquisto calcáreo, esquisto de talco, roca verde, metapedernal y rocas manganíferas finamente laminadas. La parte superior consta solamente de rocas metapelíticas (filitas) y metapsamíticas (filitas cuarzosas y cuarcitas), con intervalos locales de roca verde y delgadas capas calcáreas. En la región al poniente de Petlalcingo, aflora únicamente esta parte superior.

Las rocas verdes de la parte inferior se presentan en capas hasta de 15 m de espesor, incluidas discretamente dentro de la secuencia metasedimentaria. Su color varía de negro a verde, su textura de fina a gruesa y su estructura puede ser esquistosa o finamente bandeada, definiendo con frecuencia un plegamiento intenso de tipo *chevron*. Al microscopio, sus minerales más importantes son plagioclasa, hornblenda y epidota, mostrando como accesorios principales calcita, muscovita y biotita. Las cuarcitas asociadas forman estratos hasta de 20 m de espesor y consisten de cuarzo e impurezas de muscovita, biotita y granate. Los esquistos pelíticos son micáceos y granatíferos (Figura 7) y, en algunas partes, tienen estauroлита de pequeño tamaño, mientras que la plagioclasa, de origen metamórfico, sólo abunda en los esquistos semipelíticos de las partes media y superior de la formación.

En la región occidental del área estudiada, la Formación Cosoltepec consiste esencialmente de una secuencia monótona de esquisto, filita, filita cuarzosa y cuarcita (Figura 8) la cual, debido a su grado metamórfico bajo, carece de biotita, granate y de otros minerales aluminosos, rasgo que da a la formación un carácter litológico notablemente diferente al que se observa en su parte inferior de la región oriental. Ocasionalmente se observan intervalos de roca verde o delgados horizontes calcáreos, pero abundan en cambio lentes y cuerpos irregu-

lares de cuarzo lechoso, el cual forma también innumerables vetas generalmente concordantes y muy contorsionadas.

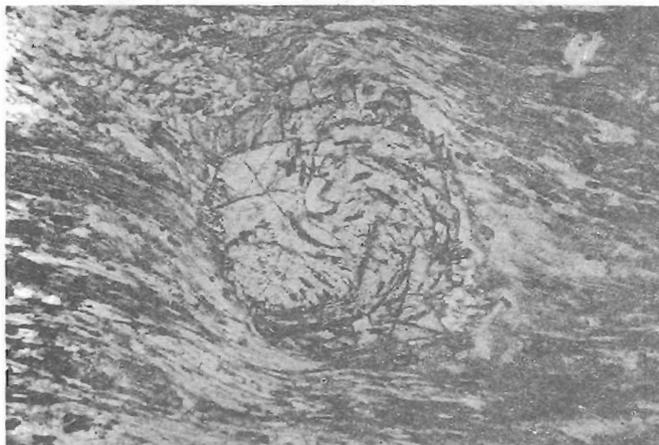


Figura 7.—Fotomicrografía de un granate rotacional en esquisto de micas y granate de la Formación Cosoltepec. Luz paralela, X 35. Aproximadamente 7 km al norte de Chazumba, Oaxaca.



Figura 8.—Aspecto típico de las filitas y cuarcitas de la parte superior de la Formación Cosoltepec mostrando su foliación plegada. Aproximadamente 4 km al oriente de Acatlán, Puebla.

**Origen del Subgrupo Petlalcingo.**—Las Formaciones Chazumba y Cosoltepec son en su mayor parte de origen sedimentario marino y se caracterizan por su composición silícica y escasamente calcárea. La composición química (Tabla 3) de una muestra representativa de la unidad más característica (esquisto de biotita) de la Formación Chazumba se aproxima bastante al promedio de las grauwacas. Las cuarcitas asociadas con las rocas verdes de la parte basal de la Formación Cosoltepec, probablemente fueron pedernales muy puros depositados en un ambiente marino de baja energía, con manifestaciones de volcanismo básico. La Formación Cosoltepec es la más arcillosa del subgrupo, aunque incluye estratos calcáreos que probablemente fueron calizas arcillosas o limolitas calcáreas. Los metapedernales bandeados y capas manganíferas que contiene esta formación, también indican un ambiente marino pelágico de depósito.

Las rocas verdes de la parte basal de la Formación Cosoltepec no tienen características diagnósticas de su origen primario, no obstante que su

composición química (inferida de su mineralogía) es en términos generales basáltica. Las evidencias que sugieren un origen volcánico para estas capas son sus contactos bruscos con los metasedimentos circundantes, sus marcados cambios en el estado de oxidación, propios de una secuencia de lavas y piroclásticos y su persistente posición estratigráfica y espesor constante. Un origen sedimentario (a partir de una lutita calcárea), en cambio, lo sugieren también esta constancia en espesor y posición estratigráfica, así como la presencia ocasional de variedades ricas en calcita, biotita y muscovita, que difícilmente podrían desarrollarse de una roca ígnea en las condiciones de un metamorfismo isoquímico. Un origen híbrido, a partir de lavas, sedimentos y piroclásticos, posiblemente explique en forma satisfactoria tanto la geometría como la composición químico-mineralógica de estas rocas verdes.

Tabla 3.—Análisis químico de un esquistos de biotita de la Formación Chazumba y del promedio de las grauvacas.

ROCA	1	2
SiO <sub>2</sub>	73.03	66.7
TiO <sub>2</sub>	0.84	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.58	13.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.40	1.6
FeO	3.10	3.5
MnO	0.03	—
MgO	1.19	2.1
CaO	2.50	2.5
Na <sub>2</sub> O	2.87	2.9
K <sub>2</sub> O	2.15	2.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	—
CO <sub>2</sub>	0.00	1.2
H <sub>2</sub> O+	0.88	—
H <sub>2</sub> O-	0.07	—
SUMA	99.88	100.0

Nota: La muestra 1 corresponde a un esquistos de biotita y 2 al promedio de las grauvacas (Pettijohn, 1963).

La Migmatita Magdalena manifiesta un grado importante de movilización y pérdida de las características texturales, estructurales y, quizás hasta composicionales (por metasomatismo y anatexis selectiva) que tuvo originalmente. Sin embargo, la presencia de capas resistentes a la migmatización (*resistitas*), como son los mármoles y calsilicatas anteriormente descritos, indican una litología original parcialmente sedimentario-calcárea. Es factible que el origen premetamórfico de las anfibolitas que también sobrevivieron a la migmatización sea de índole diversa, pues mientras algunas consisten de plagioclasa cálcica y hornblenda titanífera exclusivamente, otras muestran mucho cuarzo o microclina. Probablemente, las primeras sean de origen ígneo, en tanto que estas últimas podrían representar rocas margo-arcillosas anfibolitizadas.

Se puede concluir en forma general que el Subgrupo Petlalcingo originalmente consistió de una secuencia marina de ambiente esencialmente pelágico, formada por grauvaca, lutita, pedernal y algunos

carbonatos, cuyo depósito se vio acompañado a diferentes tiempos y niveles estratigráficos por volcanismo e intrusiones básicas diferenciadas.

#### SUBGRUPO ACATECO

*Definición.*—Rodríguez-Torres (1970) usó informalmente el nombre "Grupo Acateco" para referirse a una secuencia del Complejo Acatlán, formada por rocas metasedimentarias y metavolcánicas interestratificadas, cuya separación cartográfica daba a su vez lugar a la "Formación Acatlán" (metasedimentaria) y a la "Formación Esperanza" (metavolcánica). En el presente artículo se propone formalmente el nombre de Subgrupo Acateco para la parte estructuralmente superior del Complejo Acatlán. Su área-tipo es la región centroseptentrional del área cartografiada (Figura 2). El subgrupo consiste de dos formaciones, en su parte inferior la Formación Xayacatlán, y en la parte superior la Formación Tecomate. Ambas formaciones se cartografiaron como Subgrupo Acateco No Diferenciado, cuando la escala utilizada en el presente estudio no permitió su separación.

#### Formación Xayacatlán

*Relaciones de campo.*—El nombre se toma del poblado de Xayacatlán, situado en la orilla centroseptentrional del área cartografiada (Figura 2). Como su sección-tipo se designa a los afloramientos de las inmediaciones de esta población. Aquí se encuentran expuestos en posición vertical o subvertical unos 2,000 m de rocas básicas metamorfoseadas y parcialmente milonitizadas en contacto abrupto, pero paralelo a la parte superior de la Formación Cosoltepec. En otras localidades, este contacto inferior tiene características similares. Ocasionalmente, sin embargo, como sucede inmediatamente al poniente de Acatlán, la Formación Xayacatlán se encuentra reducida tectónicamente a pequeños lentes de rocas ultramáficas (Figura 9) y delgados cuerpos tabulares de composición básica. En el extremo suroccidental de la región estudiada, la Formación Xayacatlán (eclogitizada) cubre, por medio de una falla inversa (Figura 2), una unidad de filitas y cuarcitas ("Formación Salado" de Rodríguez-Torres, 1970), que tentativamente se correlaciona con la parte superior de la Formación Cosoltepec. La relación geológica que guardan los Granitoides Esperanza con la Formación Xayacatlán es aparentemente intrusiva, como se describirá más adelante.

*Litología.*—Esta formación tiene una significación litológica de interés excepcional, ya que en ella, por primera vez, se reconocieron rocas eclogíticas en México (Ortega-Gutiérrez, 1974). La variedad petrográfica es tan grande que en este artículo su descripción se dará sólo en forma generalizada. La Formación Xayacatlán consiste de esquistos verde, anfibolita, metagabro, eclogita, serpentinita, milonita, esquistos pelíticos (filoníticos) y cuarcita. El carácter original en gran parte gabroide de la formación (Figura 10), puede apreciarse claramente en su sección-tipo, donde los metagabros muestran estructuras típicas de diferenciación magmática que definen un bandeado fino, muchas veces irregular y discontinuo, formado por capas y lentes alargados que incluyen desde rocas ultramáficas (hornblen-

ditas) hasta anortosita. Los minerales originales (magmáticos) de estas rocas están parcial o totalmente destruidos, pero consistieron de hornblenda titanífera, plagioclasa cálcica, clinopiroxena y óxidos ferrotitaníferos. Actualmente están reemplazados en su mayoría por tremolita, epidota, clorita, calcita y esfena en la facies de esquistos verde, y por onfacita, granate, anfíbola (barroisita?), fengita y rutilo, en la facies de eclogita.



Figura 9.—Cuerpo ultramáfico lenticular tectónicamente emplazado entre metasedimentos. En esta localidad se extrae talco a pequeña escala. Aproximadamente 4 km al SW de Acatlán, Puebla.



Figura 10.—Contacto abrupto entre dos unidades gabroides de la Formación Xayacatlán. La unidad en contacto con el martillo se encuentra milonitizada. Área de Xayacatlán, Puebla.

Entre las anfibolitas predominan las de granate, las cuales parecen haberse formado por retrogresión de eclogitas. Lo mismo acontece con muchos de los esquistos verdes asociados, en los que se han observado numerosos porfidoblastos de albita con núcleos de granate. En el área de Piaxtla-Tecomatlán se puede reconocer el paso gradual de eclogitas ligeramente alteradas a los esquistos verdes de albita. Las serpentinitas ocurren en cuerpos lenticulares (Figura 9), que varían en tamaño desde unos cuantos metros hasta un máximo aproximado de 1,000 m. Sus contornos están alterados metasomáticamente a rocas de talco, clorititas, epidosita, ofio-calcita y variedades ricas en minerales cromíferos (cromita, fuchsita, kammeririta y epidota cromífera). Al microscopio, la textura de las serpentinitas varía desde no foliada hasta intensamente foliada

o milonítica. Consisten de crisotilo/lizardita y antigorita, con cantidades menores de magnesita, magnetita, hematita, talco, clorita y brucita. En uno de los ejemplares examinados se encontraron escasos cristales de clinopiroxena y granate metamórficos, pero en ningún caso se identificaron los cristales originales de la roca serpentinizada (peridotita), aunque ciertas texturas pseudomórficas, a partir de ortopiroxena, olivino y espinel, sugieren que estas rocas fueron probablemente *harzburgitas*. En la región de Tehuizingo, fuera del área estudiada, las serpentinitas muestran abundante cromita? diseminada, y en los arroyos que drenan este cuerpo se pueden encontrar cantos de cromititas masivas que fueron objeto de explotación a escala muy modesta (González-Reyna, 1956, p. 299).

Entre los esquistos pelíticos intercalados en las zonas eclogitizadas de la Formación Xayacatlán, predominan los de granate-fengita, granate-cloritoide y granate-mica blanca, pero más frecuentemente, estas mismas rocas se encuentran alteradas a esquistos filoníticos (Figura 11) de cuarzo-mica blanca-clorita-albita-rutilo, a menudo con stilpnomelano. Asociados a estos esquistos probablemente metasedimentarios, existen cuarcitas y diversas variedades de gneises cuarzo-feldespáticos milonitizados (Figura 12), ricos en granate y minerales accesorios como rutilo y zoisita.

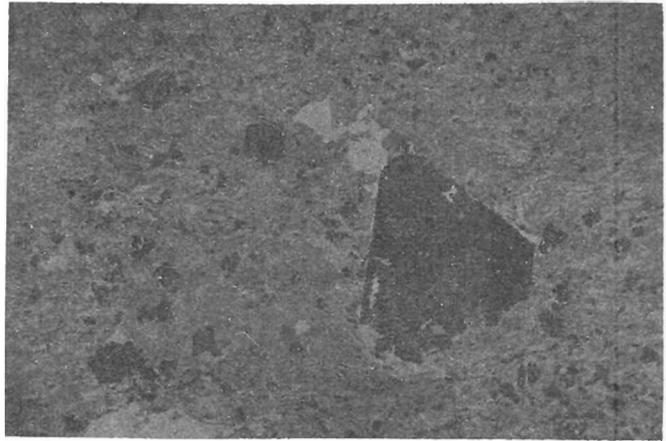


Figura 11.—Fotomicrografía de un esquistos de clorita filonítico mostrando cristales euhedrales de magnetita. Luz polarizada, X 35. Área de Tehuizingo, Puebla (fuera del área del mapa).

*Origen de la Formación Xayacatlán.*—El carácter magmático de las rocas básicas y ultrabásicas de la Formación Xayacatlán lo demuestran tanto sus estructuras primarias reliquias (vesículas, bandeamiento ígneo, cumulitas), como sus texturas (dolerítica, gabroide) y minerales también reliquios (hornblenda basáltica, ilmenita esqueletal). Posiblemente la unidad consistió de un complejo ofiolítico originalmente formado por peridotita, gabro, dolerita, basalto y sedimentos pelágicos asociados. Este carácter ofiolítico en el área estudiada no es demostrable, pero se puede inferir reconstruyendo su disposición estratigráfica probable, a partir de sus componentes actuales tectónicamente perturbados. Reagrupando las serpentinitas (metaperidotitas), metagabros, esquistos verdes y anfibolitas (metabasaltos y meta-doleritas) en orden estructural ascendente, se tendría

la secuencia de un conjunto típicamente ofiolítico (Geotimes, 1972).



Figura 12.—Gneis filonítico de la Formación Xayacatlán con granates de gran tamaño intensamente deformados y cloritizados. Area Piaxtla-Tecomatlán, Puebla.

Las características químicas de la Formación Xayacatlán se presentan en la Tabla 4. Infortunadamente, estos datos no pueden utilizarse para apoyar o negar el carácter ofiolítico inferido para la unidad, ya que es muy probable que la composición original magmática se haya modificado en el curso de la compleja historia geológica de esta formación.

#### Formación Tecomate

*Definición.*—Rodríguez-Torres (1970, p. 54) utilizó este nombre al referirse a una secuencia de rocas marinas formada por "limos, grauvacas (turbiditas), conglomerados deformados, areniscas cuarzosas y calizas laminadas", expuestas al suroriente de Acatlán, asignándole una edad paleozoica tardía sobre la base de su notable diferencia litológica comparada con el resto de las unidades del Complejo Acatlán.

*Relaciones de campo.*—La Formación Tecomate aflora en su área-tipo, que se extiende de norte a sur desde Acatlán hasta la ranchería de El Teco-

Tabla 4.—Análisis químicos representativos de las unidades de la Formación Xayacatlán.

MUESTRA	E.V. FO15072	E.V. FO11772	M.G. FO21070	M.G. FO13472	M.G.M. FO12272	E FO33472	E FO575	S FO14772	C FO14572	E.C. FO15172
SiO <sub>2</sub>	48.26	47.35	47.37	51.53	47.82	47.68	49.82	41.92	27.33	54.20
TiO <sub>2</sub>	1.24	2.00	1.62	0.42	0.74	0.21	0.75	0.12	4.37	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.70	12.92	17.60	20.95	13.88	14.76	19.93	1.93	11.08	26.73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.77	4.62	1.91	3.97	9.48	2.19	1.70	1.16	3.43	2.79
FeO	9.56	9.32	9.19	2.63	3.67	9.53	8.54	6.77	17.20	5.73
MnO	0.09	0.11	0.25	0.05	0.11	0.20	0.18	0.03	0.23	0.12
MgO	7.09	5.44	6.18	1.88	6.80	8.66	4.19	35.22	23.78	1.96
CaO	8.40	11.56	7.22	10.19	8.50	9.89	8.87	0.00	0.24	0.00
Na <sub>2</sub> O	4.03	3.00	3.50	5.45	2.50	3.05	3.00	0.04	0.05	0.50
K <sub>2</sub> O	0.12	0.40	0.42	0.64	3.15	0.20	0.48	0.00	0.01	2.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.34	0.32	0.24	0.44	0.21	0.10	0.00	0.19	0.28
CO <sub>2</sub>	1.14	0.74	0.26	0.05	0.53	0.00	0.00	1.58	0.65	0.00
H <sub>2</sub> O+	2.65	1.70	3.43	1.57	2.10	3.32	2.21	10.50	10.44	4.19
H <sub>2</sub> O-	0.00	0.09	0.06	0.02	0.10	0.18	0.16	0.29	0.32	0.01
SUMA	100.15	99.59	99.33	99.59	99.82	100.08	99.93	99.81	99.32	99.49

#### NORMA C.I.P.W. (SIN VOLATILES Y NORMALIZADA A 100%)

or	0.77	2.42	2.60	3.84	19.15	1.24	2.91
ab	35.20	26.06	30.71	40.00	21.74	26.74	26.02
an	25.35	21.12	32.29	31.31	17.84	26.95	40.49
ne	0.14	---	---	3.72	---	---	---
di	14.22	29.04	2.27	12.06	17.58	18.40	3.30
wo	---	---	---	1.39	---	---	---
hy	---	7.20	13.77	---	5.24	3.35	23.35
ol	19.16	2.13	10.77	---	2.81	19.20	---
mt	2.67	6.87	2.87	5.84	10.30	3.29	2.17
hm	---	---	---	---	2.63	---	---
il	2.45	3.89	3.19	0.82	1.44	0.42	1.46
ap	0.24	0.83	0.78	0.57	1.06	0.52	0.24

NOTA: E.V., esquistos verde. M.G., metagabro. M.G.M., metagabro milonítico. E, metaeclogita. C, cloritita. S, serpentinita. E.C., esquistos de cloritoide. Análisis hechos en el Laboratorio de Química del Instituto de Geología, bajo la dirección de A. Obregón.

mate (Figura 2); su sección-tipo se ubica en los afloramientos existentes alrededor de esta última población. El espesor estratigráfico de la unidad no se pudo determinar debido a su intensa deformación, pero se le ha estimado un espesor estructural de unos 3,000 m. La Formación Tecomate más comúnmente sobreyace a la Formación Xayacatlán a lo largo de un contacto paralelo que puede, incluso, estar en posición horizontal (Presa de Yosocuta, unos 10 km al surponiente de Huajuapán). Existe, sin embargo, interstratificación que puede ser de origen sedimentario, tectónico o intrusivo, en cuyo caso ambas formaciones (Tecomate y Xayacatlán) se cartografiaron como *Subgrupo Acateco No Diferenciado*.

El contacto superior de la Formación Tecomate está expuesto en áreas al norte de la región cartografiada, donde se encuentra cubierto en aparente concordancia por una secuencia en posición normal, débilmente metamorfoseada de areniscas y pizarras interbandeadas, frecuentes horizontes de conglomerado, caliza y hierro sedimentario. En aquellas áreas donde la Formación Tecomate descansa estratigráficamente sobre la Formación Cosoltepec, como por ejemplo al norte-nororiente de Acatlán, la estratificación graduada de las metapsamitas de aquella indica una posición normal de la secuencia. Las relaciones de campo de la Formación Tecomate con los Granitoides Esperanza son ambiguas; sin embargo, tentativamente se prefirió considerar a la Formación Tecomate como más antigua que los Granitoides Esperanza.

*Litología y edad.*—Las rocas de la Formación Tecomate se distinguen en el campo por la presencia de dos litologías conspicuas que son metacaliza y metaconglomerado, aunque la mayor parte de la unidad la integran psamitas y semipelitas finamente bandeadas (Figura 13), de origen parcialmente tobáceo(?); en menor cantidad se observan filitas carbonosas y cloríticas.



Figura 13.—Semipelitas y psamitas bandeadas de la Formación Tecomate mostrando cruceo axial de pliegues suaves, aproximadamente 10 km al norte de Acatlán, Puebla.

La metacaliza es una unidad notable, ya que constituye un horizonte índice de significación estratigráfica, estructural, cronológica y metamórfica. Su persistencia en toda la región cartografiada resulta sorprendente considerando su espesor de tan solo unos metros. El intervalo de metacaliza consiste de un cuerpo tabular o lentiforme, gris azulado de 1 a 10 m de espesor que localmente contiene *boudins*

hasta de 5 m de largo de material dolomítico-silíceo e cuarzo-feldespático. Este cuerpo se halla acompañado por una zona de 20-30 m de ancho formada por una interstratificación de metacaliza delgada, pizarra y filita algo carbonosa. La intensa laminación que presenta la metacaliza es de origen tectónico, como lo demuestran las abundantes charnelas de pliegues sin sus flancos correspondientes (Figura 14), que son atravesadas axialmente por esta laminación (foliación).



Figura 14.—Charnelas de pliegues sin "raíz" atravesadas por intensa foliación tectónica desarrollada en la metacaliza de la Formación Tecomate. Localidad-tipo.

En sección delgada, la metacaliza consiste de calcita (frecuentemente biáxica) y proporciones variables de cuarzo, feldespato y mica. Su contenido de microfósiles permitió (Ruiz-Castellanos, 1970) demostrar la edad fanerozoica de esta unidad estructuralmente superior del Complejo Acatlán. Los fósiles fueron identificados por el Dr. F. Bonet (*in* Ruiz-Castellanos, 1970) como oscículos de crinoides de edad no determinada. El presente autor también encontró fragmentos de briozoarios y moluscos no indicativos de una edad más precisa. Algunas muestras de la metacaliza estudiadas en la Universidad de Liverpool (Dr. N. Rast, comunicación personal, 1975) mostraron la existencia aparente de cistoides, que definitivamente darían a la Formación Tecomate una edad premissípica y postcámblica (*cf.* Moore *et al.*, 1952, p. 587).

La unidad de metaconglomerado se encuentra asociada a areniscas conglomeráticas cuarzo-feldespáticas, y tiene un espesor desde unos pocos metros hasta un máximo observado de aproximadamente 100 m. En las cercanías de El Tecomate, en su gran mayoría los cantos son de rocas graníticas, pero en otras partes predominan las volcanitas félsicas e intraclastos de caliza y pizarra. El tamaño de los cantos es variable, así como la relación volumétrica matriz/cantos; el tamaño longitudinal más frecuente varía entre 10 y 40 cm y es función principal de la intensidad de la deformación. En una localidad situada fuera del área cartografiada, cerca de la Presa Yosocuta, unos 15 km al surponiente de Huajuapán, se encontraron en el metaconglomerado cantos de un granito gneísico semejante a los que contiene el Complejo Oaxaqueño Precámbrico expuesto en la región central de Oaxaca.

Las psamitas feldespáticas de la Formación Tecomate se pueden clasificar como meta-arcosas y me-

tagrauvacas tobáceas(?). Las primeras son ricas en feldespatos alcalinos, plagioclasa y fragmentos de cuarzo; mientras que en las segundas predominan la plagioclasa y el cuarzo, dispuestos en una matriz recristalizada de clorita, mica blanca, epidota y albita. Las semipelitas bandeadas consisten de rocas finamente estratificadas en las que alternan capas de arenisca calcárea y pizarra. En general, todos los componentes detríticos de estas rocas tienen una deformación cataclástica muy intensa de tipo milonítico y aún filonítico.

La edad paleozoica tardía asignada por Rodríguez-Torres (1970) a la Formación Tecomate sobre una base fundamentalmente litológica, no es apoyada por las características geológicas de la formación que, en general, muestra una evolución paralela al resto de las unidades del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1975), asignado en este artículo al Paleozoico temprano sobre una base más sólida.

*Origen.*—La variedad litológica de la Formación Tecomate es demasiado heterogénea para conformarse a un solo origen o ambiente de depósito. Su origen marino, sin embargo, resulta obvio debido a la presencia de intervalos calcáreos con fósiles marinos. La presencia de conglomerados, caliza clástica, arcosas y su aparente transición a la formación sobreyacente que contiene hierro sedimentario (magnetita-hematita), indican un ambiente marino de depósito somero para la Formación Tecomate. La fuente de los sedimentos de esta formación se infiere de la composición de los cantos del metaconglomerado y de las asociaciones de minerales pesados identificados en las rocas psamíticas. En sección delgada se pudo observar la presencia común de zircones redondeados de color rosa pálido, así como feldespatos peritéticos y escasos cristales también detríticos de granate, sillimanita, biotita y corindón (?). Indudablemente estos minerales provinieron de un complejo metamórfico de alto grado, probablemente idéntico al Complejo Oaxaqueño del centro de Oaxaca. Si a esto se agrega la localidad arriba mencionada con cantos de granito gneísico, puede concluirse con bastante certeza que el Complejo Oaxaqueño Precámbrico constituyó una parte importante del terreno positivo adyacente al lugar del depósito de la Formación Tecomate. Sin embargo, el predominio de cantos de granito y volcánicas félsicas en los metaconglomerados indica que el terreno positivo estuvo fundamentalmente formado por rocas volcánicas ácidas y granitos de edad precámbrica o paleozoica temprana. La opinión de que la Formación Tecomate contiene turbiditas (Rodríguez-Torres, 1970) o que representa esencialmente un flysch (de Cserna, 1970, p. 41), es una posibilidad real, ya que muchos de los intervalos psamíticos poseen estratificación graduada y alternan rítmicamente con sedimentos más finos. El carácter aparentemente tobáceo de muchas rocas de la Formación Tecomate sugiere un vulcanismo explosivo cercano al lugar de su depósito.

### Granitoides Esperanza

*Definición.*—El nombre de "Formación Esperanza" (Rodríguez-Torres, 1970, p. 53) se dio a una secuencia deformada, de supuesto origen meta-volcánico (tobas y lavas) que, según dicho autor, aflora como unidad basal del Complejo Acatlán di-

rectamente encima del basamento precámbrico (Complejo Oaxaqueño), al poniente de Acatlán. En el presente artículo, se propone formalmente el nombre de *Granitoides Esperanza* para las rocas que corresponden aproximadamente a las de la "Formación Esperanza" de Rodríguez-Torres, ya que con este nombre se enfatiza su composición litológica principalmente granítica. Se designa como área-tipo al terreno que se extiende en dirección norte-sur, formando una banda de 10-12 km de ancho en la mitad occidental del área cartografiada (Figura 2); mientras que su sección-tipo se propone a lo largo de la Carretera Federal 190, desde el poblado de Nuevos Horizontes, y hacia el poniente, hasta los últimos afloramientos de rocas metamórficas que toca esta carretera entre Acatlán y Tehuiztzingo. Debido a las complicaciones estructurales, es difícil estimarle un espesor que se aproxime a la realidad; sin embargo, su área de afloramiento tan extensa, así como la posición vertical que con frecuencia tienen sus rocas, hacen concebible un espesor de varios kilómetros.

*Relaciones de campo.*—En el área cartografiada, la unidad tiene un marcado control estratigráfico, ya que se le encuentra siempre en contacto con rocas del Subgrupo Acateco y parte superior de la Formación Cosoltepec. Estos contactos varían de una localidad a otra. Inmediatamente al poniente de San Bernardo, el contacto es tectónico; entre Piaxtla y Tecomatlán, el contacto con la Formación Xayacatlán, aunque muy tectonizado, es intrusivo y así parece serlo prácticamente en todas las localidades donde las rocas verdes de la Formación Xayacatlán y graníticas de los Granitoides Esperanza se encuentran en contacto. Las relaciones geológicas con la Formación Tecomate son, en cambio, ambiguas. En Quicayán y en La Noria Hidalgo, fuera del área del mapa, los granitoides tienen xenolitos o inclusiones tabulares de caliza marmorizada, que pudieran pertenecer al intervalo calcáreo de la Formación Tecomate. En Acatlán, esta última formación está definitivamente intrusiva por un dique semiconcordante de unos 100 m de espesor, de granito pegmatítico deformado, rico en muscovita y turmalina, así como por numerosas vetas graníticas y pegmatíticas que, en conjunto, dan a la Formación Tecomate un aspecto feldespaticado en diversas zonas de su área tipo. Tales evidencias sugieren una relación intrusiva de los Granitoides Esperanza con la Formación Tecomate.

Por otra parte, los metaconglomerados de esta formación al oriente de Quicayán tienen cantos graníticos de aspecto semejante al de las rocas de los Granitoides Esperanza, y los feldespatos detríticos de las meta-arcosas de la Formación Tecomate parecen derivados también de los Granitoides Esperanza. Tentativamente, se prefiere dar más peso a las evidencias intrusivas y considerar a los Granitoides Esperanza más jóvenes que la Formación Tecomate.

*Litología.*—Los Granitoides Esperanza constituyen una secuencia de rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas cataclásticas y metamorfoseadas; estas unidades exhiben relaciones complejas entre sí y contactos generalmente bruscos contra rocas verdes y esquistos filoníticos ricos en muscovita y granate. Estas inclusiones no graníticas ocurren como pantallas con distribución estratigráfica regional. La gran varie-

dad de litologías, texturas y minerales que caracteriza a la formación impide en este artículo toda descripción detallada, por lo que sólo se ofrece una breve exposición petrográfica que muestre los elementos fundamentales para su discusión petrogenética. Una descripción muy completa del augenesquisto fue dada por Fries y Rincón-Orta (1965, p. 90-91).

A escala de afloramientos, la formación se expresa como un complejo foliado y bandeado de augengneis, augenesquisto, gneis micáceo, granito gneísico, roca verde y cuerpos estratiformes de rocas afaníticas; la mayor parte de estas últimas está finamente bandeada e indudablemente son ultramilonitas (Figura 15). En este complejo metagranítico existe toda la gama de las series cataclásticas, desde las protomilonitas y milonitas (unidades con estructura de augen), hasta filonitas y probables blastomilonitas. En los afloramientos más occidentales de la sección-tipo, localmente predominan estructuras migmatíticas (Figura 16). Los augen de estas rocas son principalmente de feldespato potásico (microclina y pertita); pero los de menor tamaño, pueden ser de plagioclasa y, en raras ocasiones, hasta de cuarzo. Los augen más grandes llegan a alcanzar más de 10 cm, aunque en las unidades típicas varían entre 5 y 10 cm y frecuentemente están rodeados por delicados halos de albita blanca (textura rapakivi), la cual también ocurre como numerosas inclusiones de forma irregular. En proporción volumétrica, estos augen pueden integrar hasta el 30% de la roca (Figura 17) y su carácter porfidoclástico es evidente, debido a que se encuentran internamente fracturados y deformados con la foliación cataclástica desviada en su periferia.

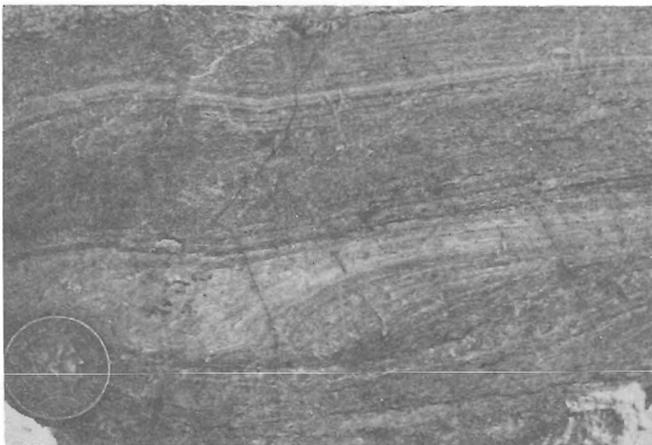


Figura 15.—Bandeamiento ultramilonítico de los Granitoides Esperanza. Carretera Federal 190 al poniente de San Bernardo.

Los minerales dominantes de los Granitoides Esperanza son cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa; las fases asociadas incluyen mica blanca, epidota, granate, biotita y clorita. El granate, aunque escaso y cloritizado, tiene amplia distribución y una gran importancia petrológica. Los minerales accesorios identificados son zircón, turmalina, apatita, alanita, esfena, rutilo, hematita, opacos, calcita y, en forma característica, stilpnomelano. En esta variedad extensa de minerales están representadas las fases reliquias del granito original y los productos de su transformación polimetamórfica (Ortega-Gutiérrez, 1975).



Figura 16.—Facies migmatíticas de los Granitoides Esperanza. Carretera Federal 190, localidad clásica del augenesquisto.

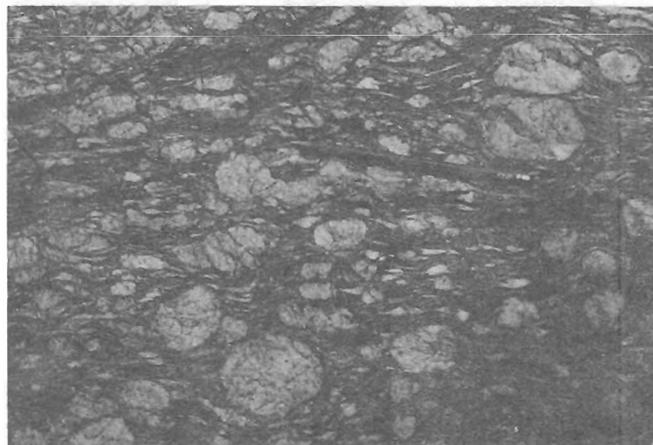


Figura 17.—Augenesquisto de los Granitoides Esperanza mostrando grandes porfidoclastos de feldespato potásico en una pasta milonítica recrystalizada, rica en material cuarzo-feldespático, micas y granate. Carretera Federal 190, localidad clásica del augenesquisto.

**Edad.**—Las características estructurales y metamórficas de los Granitoides Esperanza permiten integrar los íntimamente a la evolución geológica del Complejo Acatlán como una unidad magmática sinorogénica. Sin embargo, las cuatro edades radiométricas que se han obtenido de la unidad, son imprecisas o poco confiables. Tres de ellas se obtuvieron del augenesquisto en su sección-tipo, por el método de Rb-Sr de roca entera (Halpern *et al.*, 1974) o de microclina (Fries y Rincón-Orta, 1965), y por el método de plomo-alfa, a partir de sus zircones (Fries *et al.*, 1966). El alcance de las edades obtenidas, tomando en cuenta los límites de error, es del Pensilvánico al Proterozoico Tardío, pero se considera que la edad ordovícica es la más probable (de Cserna, 1971, p. 546). La cuarta edad es precámbrica (Fries *et al.*, 1966), pero se obtuvo por el método de plomo-alfa de zircones que, en opinión de esos autores, son metadetríticos, por lo que en todo caso corresponde a la roca o rocas de donde se derivaron estos intervalos metasedimentarios de los Granitoides Esperanza.

**Origen.**—Los Granitoides Esperanza en su litología descrita tienen elementos texturales, mineralógicos y estructurales suficientes para demostrar su origen magmático. Más aún, en áreas donde la de-

formación se encuentra atenuada, el carácter granítico de este complejo cataclástico es evidente. Las facies pegmatíticas, a las que por su textura original tan gruesa afectó menos la cataclasis, conservaron todas las evidencias de su origen plutónico y composición granítica. El origen esencialmente volcánico, sugerido por Rodríguez-Torres (1970) para esta unidad ("Formación Esperanza"), se basó en el carácter estratificado, "bordes afaníticos" y estructuras fluidales que comúnmente se observan en sus rocas. Sin embargo, estas estructuras, como se puede demostrar en sección delgada, son normalmente productos de la acción cataclástica y deformación posterior que sufrieron los Granitoides Esperanza. La abundancia y amplia distribución de la turmalina y feldespatos fuertemente peritéticos aun en los intervalos afaníticos, apoyan también un origen plutónico y no volcánico para la formación.

Estas mismas características de la turmalina en los Granitoides Esperanza excluyen también su posible relación con las unidades graníticas del Com-

plejo Oaxaqueño, en las que la turmalina ocurre sólo excepcionalmente. El carácter gneísico-bandeado de los Granitoides Esperanza llevó a algunos autores (Rast *et al.*, 1970; Rodríguez-Torres, 1970), a sugerir la posible presencia del basamento precámbrico en la región.

En la Tabla 5, para compararlos, se muestran cinco análisis químicos de los Granitoides Esperanza junto con el promedio de las granodioritas (Nockolds, 1954). Puede observarse que el augenesquisto (su unidad más característica) tiene una composición semejante, aunque algo más alcalina, que la granodiorita promedio; mientras que las migmatitas asociadas poseen una composición química más afín a la de un sedimento pelítico, probablemente feldespatizado. En conclusión, los Granitoides Esperanza, en opinión del autor, representan uno o varios plutones granítico-granodioríticos intrusivos sintectónicamente durante el Paleozoico temprano al nivel de las Formaciones Tecomate y Xayacatlán, a las que localmente produjeron intensa feldespatización.

Tabla 5.—Análisis químicos representativos de algunas unidades de los Granitoides Esperanza.

MUESTRA	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	65.15	67.06	62.25	60.35	72.65	66.88
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.86	1.28	0.30	0.18	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.04	14.14	15.76	16.99	16.53	15.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	1.82	4.31	6.66	0.57	1.33
FeO	3.42	3.18	3.15	4.13	0.07	2.59
MnO	0.03	0.08	0.06	0.14	0.05	0.07
MgO	0.96	1.01	1.86	3.04	0.74	1.57
CaO	2.16	2.35	1.88	1.00	0.44	3.56
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.24	2.28	1.00	8.00	3.84
K <sub>2</sub> O	5.20	5.06	4.24	3.80	0.42	3.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.20	0.06	0.30	0.12	0.21
CO <sub>2</sub>	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	—
H <sub>2</sub> O+	0.53	1.20	2.07	2.97	0.12	0.65
H <sub>2</sub> O-	0.05	0.00	0.12	0.24	0.14	—
SUMA	99.90	100.20	99.92	100.92	100.03	100.00
NORMA C.I.P.W.						
cz	21.41	21.74	26.03	33.32	22.81	
cor	4.88	—	4.15	10.13	2.41	
or	30.73	29.91	25.06	22.46	2.48	
ab	27.07	27.41	19.29	8.46	67.69	
an	3.47	9.10	8.94	3.00	1.40	
hy	7.44	6.11	4.85	9.42	1.84	
mt	0.70	2.64	6.25	9.66	—	
hm	—	—	—	—	0.57	
il	1.03	1.63	2.43	0.57	0.25	
hap	0.50	0.47	0.14	0.71	0.28	
cc	2.12	—	—	—	—	
agua	0.52	1.17	2.07	2.96	0.11	

Nota: 1: (FO10072), augenesquisto; 2: (Fries, 1965, p. 91), augenesquisto; 3: (FO7672), gneis migmatítico; 4: (Fries *et al.*, 1966) gneis migmatítico; 5: (FO14272), pegmatoide; 6: (Nockolds, 1954) granodiorita promedio.

Análisis químicos hechos en el laboratorio de química del Instituto de Geología, bajo la dirección de A. Obregón.

### Tronco de Totoltepec

Este cuerpo fue descrito y nombrado por Fries y colaboradores en un corto artículo (1970), dando a conocer su datación radiométrica (plomo-alfa) ordovícica tardía ( $440 \pm 50$  m.a.). Se describió como una leucogranodiorita, partiendo de un análisis químico y su estudio petrográfico en sección delgada. Los minerales primarios que se mencionan son oligoclasa, ortoclasa, albita y cuarzo, identificándose como secundarios cuarzo, augita, antigorita, calcita, epidota y piritita.

El cuerpo está expuesto en la parte norte de la región oriental del área del presente artículo (Figura 2); sus dimensiones aproximadas son 8 km de largo y 5 km de ancho; orientado en dirección E-W. Su contacto al norte queda casi totalmente fuera del área estudiada, aunque probablemente es tectónico contra una secuencia de lechos rojos de edad jurásica, cuyas capas basales frente a Xayacatlán (Figura 2) tienen abundantes componentes detríticos derivados del plutón. En otros sitios se encuentra rodeado por rocas de las Formaciones Tecomate y Xayacatlán, en aparente relación intrusiva, complicada al oriente por fallamiento intenso de sus márgenes. Su parte meridional se halla bordeada por ortogneises máficos, bandeados y migmatíticos de aspecto cataclástico que también ocurren como inclusiones xenolíticas (?) a una cierta distancia dentro del intrusivo, formando zonas hasta de 100 m de largo y varios metros de espesor. Estos ortogneises fueron reconocidos por Calderón-García (1956) como parte del complejo basal de la región, asignándoles una anchura de unos mil metros.

El intrusivo tiene una ligera foliación ya notada antes por Fries y colaboradores (1970), de dirección general E-W, modificada por plegamiento aparente y de carácter cataclástico. Localmente, esta foliación desaparece por completo. En sección delgada, la roca posee una textura compuesta, en la que se combinan elementos de su origen ígneo, recristalización metamórfica y deformación cataclástica. Sus minerales esenciales son cuarzo y plagioclasa sódica la cual, a veces, se presenta en cristales tabulares con zoneamiento oscilatorio, dispuestos en una matriz de feldespato potásico intersticial. La biotita fue aparentemente el único mineral máfico del intrusivo, pero quedó reemplazada por clorita. La epidota es un mineral secundario abundante y se encuentra en asociación con muscovita, calcita, esfena y rutilo; como accesorios pesados se identificaron zircón y apatita. La augita "secundaria" mencionada por Fries y colaboradores (1970), no se encontró en las muestras estudiadas por el presente autor. Su composición trondhjemítica y su aureola de ortogneis máfico sugieren que el Tronco de Totoltepec pudo haber resultado de la diferenciación de un gabro toleítico.

### Diques San Miguel

*Relaciones de campo.*—Estas rocas intrusivas postectónicas existen solamente en la parte oriental de la región estudiada, en forma adyacente y dentro de la zona de migmatización. La unidad consiste (Figura 18) de una gran cantidad de diques (ocasionalmente diquestratos) que varían en espesor des-

de algunos centímetros, hasta más de 100 m. Su orientación general es hacia el NW, pero se les puede observar intrusionando en diferentes direcciones, en posición vertical, horizontal e inclinada. No obstante su carácter postectónico, con frecuencia están afectados por pliegues de perfil suave y pequeñas fallas compresionales. Se dividió la unidad en diferentes conjuntos petrográficos que se describen a continuación, según sus relaciones de intrusión mutua, de los más antiguos a los más jóvenes.

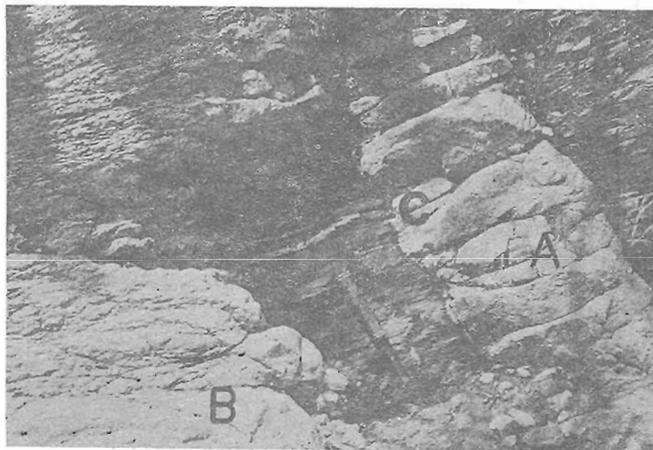


Figura 18.—Diques graníticos San Miguel: A.—Dique de granito de biotita sin deformación. B.—Granito de muscovita y granate foliado. C.—Esquisto de biotita de la Formación Chazumba. Aproximadamente 2 km al sur de Tultitlán, Oaxaca.

*Granito de muscovita y granate.*—Este conjunto consiste de un solo cuerpo granítico y escasas pegmatitas asociadas que afloran unos 6 km al oriente de San Miguel. El granito principal tiene una foliación secundaria débil y su textura es algo granoblástica, compuesta de cuarzo, plagioclasa sódica, feldespato potásico y muscovita; como accesorios principales contiene granate y mirmequita. No fue posible determinar la forma del intrusivo debido a que en gran parte está cubierto por rocas volcánicas de edad terciaria.

*Tonalita de hiperstena.*—Está representada por un solo intrusivo que aflora unos 8 km al norte de San Miguel. Parece ser un dique de varios cientos de metros de espesor, que en el terreno pudo continuarse a lo largo de su rumbo por cerca de mil metros en contacto con la Formación Chazumba, a la que produjo intensa alteración hidrotermal, brechamiento y migmatización de varios metros de espesor. En sección delgada exhibe una textura de grano medio, ligeramente porfídica, constituida por cuarzo, plagioclasa, hiperstena y biotita. La plagioclasa está zoneada oscilatoriamente, variando en composición de andesina a labradorita. La hiperstena es pleocroica en tonos rosa y verde, su tamaño alcanza hasta 5 mm y característicamente suele presentarse como inclusiones en las plagioclasas zoneadas. La biotita es pleocroica café rojizo, generalmente contiene centros de magnetita y rodea a la hiperstena, pero en algunos casos forma intercrecimientos con esta última. La roca, aunque es claramente de origen magmático, puede clasificarse dentro del grupo de las charnoquitas (enderbita). Como deformación secundaria sólo muestra un desarrollo local intenso de diaclasas. Dos análisis químicos de esta roca se presentan en la Tabla 6.

Tabla 6.—Análisis químicos representativos de algunas unidades de los Diques San Miguel.

MUESTRA	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	63.45	62.76	70.13
TiO <sub>2</sub>	0.50	0.56	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.16	15.01	15.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.53	1.76	2.41
FeO	3.55	3.75	0.98
MnO	0.10	0.05	0.03
MgO	4.18	4.70	0.28
CaO	5.03	4.55	0.33
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.85	4.50
K <sub>2</sub> O	1.85	2.30	2.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.36	0.08	0.11
CO <sub>2</sub>	0.32	0.00	0.00
H <sub>2</sub> O+	0.40	0.72	2.26
H <sub>2</sub> O—	0.00	0.04	0.07
SUMA	100.83	100.13	99.84
NORMA C.I.P.W.			
cz	19.75	14.05	32.81
or	10.93	13.59	15.96
ab	28.77	32.57	38.07
an	20.58	16.89	0.92
di	—	4.16	—
hy	14.20	14.31	0.70
mt	3.67	2.55	2.73
hm	—	—	0.52
il	0.95	1.06	0.34
hap	0.85	0.19	0.26
cc	0.73	—	—
cor	—	—	5.20
agua	0.38	0.72	2.26

Nota: 1: (FO23570), tonalita de hiperstena  
 2: (FO24070), tonalita de hiperstena  
 3: (FO24470), granito de biotita  
 Análisis químicos hechos en el Laboratorio de Química del Instituto de Geología, bajo la dirección de A. Obregón.

**Granitos de biotita y pegmatitas.**—Este conjunto es el más abundante de los Diques San Miguel, ya que llega a ocupar cerca del 50% del área del terreno donde aflora, e intrusión tanto al granito de muscovita-granate, como a la tonalita de hiperstena. En sección delgada los granitos de biotita tienen una textura de grano fino a medio y consisten de microclina xenomórfica y algo pertítica, oligoclasaandesina y cuarzo como minerales esenciales, acompañados por biotita y accesorios pesados tales como zircón, apatita, esfena y turmalina. Un análisis químico de uno de estos cuerpos se presenta en la Tabla 6. Las pegmatitas muestran zoneamiento composicional en varios sitios en cuyas partes centrales suelen ocurrir concentraciones de cuarzo, feldespato potásico y diminutos granates idiomórficos. Grandes

cristales de muscovita, feldespato potásico y turmalina integran algunas de las pegmatitas, en tanto que otras tienen bien desarrollada una textura gráfica. Esta unidad y la siguiente no se cartografiaron por limitaciones de escala.

**Aplitas.**—Estas rocas intrusionan los niveles superiores de la Formación Chazumba y a la tonalita de hiperstena. Tienen un aspecto afanítico y color blanco o crema; presentan bandeamiento difuso paralelo a sus paredes. Al microscopio, como sus componentes principales se identificaron cuarzo, feldespatos y muscovita en intercrecimientos micrográficos o agregados globulares.

El origen de los Diques San Miguel se cree relacionado a un solo evento geológico postorogénico, a pesar de su gran variedad petrográfica. Esta inferencia se basa en la íntima asociación espacio-temporal de los diques y en sus condiciones físicas de emplazamiento similares. El hecho más relevante que sugiere un origen común para todos estos cuerpos es el volumen tan grande de volátiles que acompañó a su intrusión y consolidación, lo que se deduce de la abundante presencia de muscovita, biotita, turmalina y calcita de origen primario, así como de los intensos efectos hidrotermales y deutéricos que provocaron fuera y dentro de la mayoría de estas intrusiones. La sola presencia de pegmatitas indica una saturación de volátiles de las soluciones magmáticas, a partir de las cuales aquéllas cristalizaron.

Las condiciones físicas de emplazamiento pueden inferirse con cierta precisión de algunas observaciones de campo y mineralógicas. Entre las primeras destaca la ausencia de bordes texturales de enfriamiento lo que puede indicar pequeñas diferencias entre la temperatura de la intrusión y la roca encajonante. Por lo tanto, los magmas se emplazaron en condiciones plutónicas o poco someras. Los granitos con muscovita primaria proporcionan una apreciación cuantitativa de estas profundidades, ya que la estabilidad de la muscovita en sistemas saturados de agua a altas temperaturas, sugiere una presión mínima para su precipitación en condiciones magmáticas de 3 a 4 kilobares (Carmichael *et al.*, 1974, p. 264). Si la presión litostática fue igual a la de los fluidos acuosos, los granitos de muscovita probablemente consolidaron a profundidades del orden de 11-15 km. Las aplitas que intrusionan los niveles superiores de la Formación Chazumba, y que se encuentran aparentemente asociadas con diques camp-toníticos con bordes de enfriamiento, se emplazaron a niveles mucho más someros.

Se supone que la región donde se generaron estos cuerpos fue una zona de la corteza por debajo del nivel de migmatización expuesto (Migmatita Magdalena). En estos dominios, las rocas se deshidratan granulitizándose, mientras los sedimentos pelíticos en presencia de agua se funden sustancialmente. Del primer fenómeno puede ser testigo la tonalita de hiperstena; mientras que el granito peraluminoso de granate y muscovita podría representar los líquidos magmáticos generados por fusión de las rocas pelíticas.

#### RECURSOS MINERALES DEL COMPLEJO ACATLAN

La gran variedad litológica y prolongada evolución tectónica del Complejo. Acatlán le dan un

interés especial como objetivo para la exploración minera de recursos, tanto metálicos como no metálicos.

Hasta el presente, en su vasta extensión geográfica, todavía no se ha llevado a cabo ninguna explotación minera a gran escala. A nivel modesto, se han extraído los siguientes minerales:

**Cuarzo.**—Se obtiene en forma bastante pura, principalmente de la parte superior de la Formación Cosoltepec, donde se concentró en lentes y vetas con dimensiones máximas de varias decenas de metros de longitud y hasta 5 m de espesor. Localmente, también se extrae de vetas en los Granitoides Esperanza.

**Talco y Magnesita.**—La alteración metasomática de los cuerpos de serpentinita en la Formación Xayacatlán ocasionó la formación de talco, localmente de gran pureza. Los yacimientos más grandes se localizan unos 10 km al SSE de Acatlán, donde delgados cuerpos lenticulares de roca ultrabásica se convirtieron en talco y minerales asbestíferos. Fuera del área cartografiada, al sur de Tehuizingo, Puebla, existen grandes masas de serpentinita, en cuya periferia se formaron depósitos de talco y magnesita. En las cercanías de Acatlán, hacia el poniente, también existen rocas ultrabásicas de pequeñas dimensiones (Figura 9) esteatizadas.

**Cromo.**—En el área cartografiada no se tienen noticias ni se localizaron yacimientos cromíferos; pero en la región de Tehuizingo, de una masa montañosa se ha deslavado cromita de placer que, por pepena directa de los arroyos, se explotó a muy pequeña escala (González-Reyna, 1956, p. 299). En la región de Piaxtla-Tecomatlán, el presente autor notó la presencia local de rodados de rocas hasta con un 20% de fuchsita (muscovita de cromo) y otros minerales cromíferos diseminados.

**Barita y plomo.**—Se presenta en forma de vetas alojadas en las formaciones del Subgrupo Acateco, asociada ocasionalmente con galena y óxido de hierro. En las regiones de Ayuquila-Yolotepec y Piaxtla-Tecomatlán, se puede observar que estas vetas alcanzan espesores máximos entre 50 cm y varios metros. La barita que se explotó se vendió para ser utilizada en lodos para perforación.

En la región de Yolotepec, al poniente de Huajuapán, las vetas de barita tienen mineralización asociada de galena. La presencia de este tipo de vetas en las rocas metamórficas de la región, pudieran indicar la existencia de cuerpos de sulfuros masivos a profundidad.

**Mica.**—En muy pequeñas cantidades se extrajo muscovita proveniente de las facies pegmatíticas de los Diques San Miguel, localizados en los niveles superiores de la Migmatita Magdalena.

Por lo que se refiere al potencial minero adicional que el Complejo Acatlán posee, en virtud de sus indicios de mineralización visible de diversos tipos, podemos mencionar las siguientes sustancias de interés.

**Hierro.**—Existen yacimientos conocidos pero nunca explotados de este metal en la región de Totoltepec y al norte de Acatlán; en esta última localidad se localizan en una formación no cartografiada que aparentemente sobreyace en concordancia a la Formación Tecomate. El hierro se presenta aquí en estratos con bandeamiento fino, de espesor varia-

ble. Los minerales presentes son hematita (localmente de la variedad especularita) y magnetita. Por su carácter originalmente sedimentario, es probable que estos yacimientos sean de elevado tonelaje.

**Manganeso.**—Delgados horizontes manganesíferos en la Formación Cosoltepec y concentraciones asociadas a las vetas de cuarzo, dentro del Subgrupo Acateco al poniente de Acatlán, constituyen manifestaciones de cierto interés para la exploración de este mineral en el Complejo Acatlán.

**Asbesto.**—Las serpentinitas de la Formación Xayacatlán muestran desarrollo de minerales asbestíferos de alta calidad, en diferentes localidades del área cartografiada y fuera de ella. El yacimiento mejor conocido, por el estudio y evaluación que de él se hizo (aunque con resultados negativos) por la compañía de cementos Eureka hace algunas décadas, está situado al sur-suroeste de Acatlán asociado con talco. Muestras de asbesto de gran calidad (fibra larga) fueron mostradas al autor provenientes de áreas con afloramientos ultrabásicos en la Sierra de Yolotepec y región de Piaxtla-Tecomatlán.

**Serpentina.**—Como material ornamental para la construcción y para manufacturas artesanales, las masas de serpentinita de diferentes colores y veteados de la Formación Xayacatlán tienen interés comercial.

**Feldespatos.**—Los Granitoides Esperanza, en sus facies protomiloníticas, contienen grandes y abundantes cristales de feldespato potásico (augenesquisto) que fueron considerados de interés económico y denunciados en algunos sitios pero, aparentemente, su explotación no fue factible. Pequeñas cantidades de feldespato también se extrajeron de las facies pegmatíticas de los Diques San Miguel.

**Sal y tecalli.**—En la región de Tlaxcoapan se tienen explotaciones de yacimientos salinos emplazados en la Formación Cosoltepec, en los que también se encuentran gruesas vetas de tecalli verde asociadas a intrusivos félsicos de posible edad terciaria.

## CONCLUSIONES

La gran variedad de rocas descrita, así como sus diferentes edades y estados de deformación, justifican el que a la Formación Acatlán se le haya cambiado el rango litoestratigráfico (de formación a grupo) nombrándosele Complejo Acatlán. En él se distinguen dos subgrupos (Acateco y Petlalcingo) y ocho formaciones, tanto de origen metasedimentario, como ígneo o metaígneo. Las relaciones cronológicas entre las unidades definidas no se lograron establecer por completo, debido a la intensa tectonización que han sufrido. La edad del Complejo Acatlán se pudo restringir, aunque no categóricamente, al Paleozoico temprano, tomando como base su aparente relación discordante subyaciendo a la Formación Matzitz del Pensilvánico y un grupo de edades radiométricas cambro-silúricas que, infortunadamente, no son del todo confiables.

Las características geológicas de las formaciones metasedimentarias del Complejo Acatlán sugieren que se trata, en su mayor parte, de depósitos marinos eugeosinclinales, incluyendo elementos reconocibles de un complejo metaofiolítico. La evolución posterior del Complejo Acatlán, tal y como puede

deducirse de sus estructuras, metamorfismo y manifestaciones magmáticas es tan rica en episodios tectonotérmicos (Ortega-Gutiérrez, 1975) que, en conjunto, permiten compararla con aquellas bien conocidas de áreas clásicas, como las zonas internas de los cinturones orogénicos Apalaches en América y Alpes en Europa, entendidos en su contexto actualista de interacción pulsante (convergencia-divergencia) de placas litosféricas de carácter tanto oceánico como continental.

Una consideración final en este artículo que debe hacerse respecto al Complejo Acatlán, es la oportunidad extraordinaria que abre a la investigación geológica multidisciplinaria (tectónica, geocronológica, geoquímica, geofísica, paleontológica, geológico-económica, etc.). Los estudios que el presente autor ha desarrollado en esta región durante los últimos ocho años, sólo deben tomarse como un paso más en el conocimiento geológico de lo que, sin lugar a dudas, puede convertirse en otra región clásica, no solamente para la investigación profunda de los numerosos y fascinantes problemas que contiene, sino también como laboratorio natural, amplio y bien expuesto para el desarrollo de prácticas y excursiones científicas que intenten ilustrar los fenómenos geológicos asociados a la evolución de las partes internas de un sistema orogénico.

#### AGRADECIMIENTOS

El artículo que se presenta constituye una parte modificada de la tesis doctoral del autor que, bajo la acertada dirección del Dr. Robert A. Cliff y con el apoyo económico del Gobierno de Gran Bretaña, a través del Consejo Británico, se presentó en la Universidad de Leeds, Inglaterra en 1975. El proyecto se realizó dentro de los programas de investigación del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México; agradezco a su director Ing. Diego A. Córdoba M. el apoyo brindado para la feliz terminación de este estudio. El manuscrito fue revisado críticamente por el Dr. Zoltan de Cserna, a quien expreso mi más sincero agradecimiento por su inapreciable ayuda.

#### REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aguilera, J. G., 1896, Sinopsis de la geología mexicana: Inst. Geológico (México), Bol. 4-6, 187 p.
- Calderón-García, Alejandro, 1956, Estratigrafía del Mesozoico y tectónica del sur del Estado de Puebla: México, D. F., Cong. Geol. Internal. 20, Libro-guía de la excursión A-11, p. 9-33.
- Carfantan, Jean, 1977, La cobijadura de Motozintla — un paleoarco volcánico en Chiapas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 1, p. 133-137.
- Carmichael, I. S. E., Turner, F. J., y Verhoogen, John, 1974, Igneous petrology, New York McGraw-Hill, 739 p.
- Carrillo-Bravo, José, 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamps.: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 13, p. 1-98.
- Clemons, R. E., Anderson, T. H., Bohnenberger, O. H., y Burkart, Burke, 1974, Stratigraphic nomenclature of recognized Paleozoic and Mesozoic rocks of Western Guatemala: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 58, p. 313-320.
- Cserna, Zoltan de, Schmitter-Villada, Eduardo, Damon, P. A., Livingston, D. E., y Kulp, L. J., 1962, Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 64, p. 71-84.
- Cserna, Zoltan de, 1970, Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centro-meridional de México: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, p. 37-50.
- 1971, Taconian (early Caledonian) deformation in the Huasteca Structural Belt of eastern Mexico: Am. Jour. Sci., v. 271, p. 544-550.
- Cserna, Zoltan de, Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Westley, H., Solorio-Munguía, José, y Schmitter-Villada, Eduardo, 1974, Edad precámbrica tardía del Esquisto Taxco, Estado de Guerrero: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 26, p. 183-193.
- Cserna, Zoltan de, Graf, J. L., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1977, Alóctono del Paleozoico inferior en la región de Ciudad Victoria, Estado de Tamaulipas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 1, p. 33-43.
- Cserna, Zoltan de, Armstrong, R. L., Yáñez-García, Camilo, y Solorio-Munguía, José, 1978, Rocas metavolcánicas e intrusivas relacionadas paleozoicas de la región de Petatlán, Estado de Guerrero: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 1-7.
- Dengo, Gabriel, 1968, Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central: México, D. F., Centro Regional de Ayuda Técnica, Agencia para el Desarrollo Internacional, 50 p.
- Denison, R. E., Burke, W. H., Jr., Hetherington, E. A., y Otto, J. B., 1970, Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico: in The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt: Midland, West Texas Geol. Soc., p. 3-14.
- Dixon, C. G., 1956, Geology of southern British Honduras, with notes on adjacent areas: Belize, Govt. Printer, 85 p.
- Fries, Carl, Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 60, 236 p.
- Fries, Carl, Jr., y Rincón-Orta, César, 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 73, p. 57-133.
- Fries, Carl, Jr., Schlaepfer, C. J., y Rincón-Orta, César, 1966, Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 29, p. 59-66.
- Fries, Carl, Jr., Rincón-Orta, César, Solorio-Munguía, José, Schmitter-Villada, Eduardo, y Cserna, Zoltan de, 1970, Una edad radiométrica ordovícica de Totoltepec, Estado de Puebla: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, p. 164-166.
- Gomberg, D. N., Banks, P. O., y McBirney, A. R., 1968, Guatemala: preliminary zircon ages from Central Cordillera: Science (U.S.A.), v. 162, p. 121-122.

- González-Reyna, Jenaro, 1956, Riqueza minera y yacimientos minerales de México: México, D. F., Congr. Geol. Internal. 20, Monogr. 497 p.
- Guerrero-García, J. C., Silver, L. T., y Anderson, T. H., 1978, Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 22-23 (resumen).
- Halpern, Martin, Guerrero-García, J. C., y Ruiz-Castellanos, Mario, 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico; a progress report: Mexico, D. F., Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes, p. 30-31 (resumen).
- Hedberg, H. D. (Editor), 1976, International stratigraphic guide: New York, John Wiley, 200 p.
- Horne, G. S., Clark, G. S., y Pushkar, Paul, 1976, Pre-Cretaceous rocks of northwestern Honduras; basement terrane in Sierra de Omoa: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 60, p. 566-583.
- Kesler, S. E., Bateson, H. J., Josey, W. L., Cramer, G. H., y Simmons, W. A., 1971, Mesoscopic structural homogeneity of Maya Series and Macal Series, Mountain Pine Ridge, British Honduras: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 55, p. 97-103.
- Klesse, Elmar, 1968 (1970), Geology of El Ocotito-Ixcuinatoyac region and of La Dicha stratiform sulphide deposit, State of Guerrero: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 31, p. 107-140.
- McBirney, A. R., 1963, Geology of a part of the central Guatemala Cordillera: Univ. California Pubs. Geol. Sci., v. 38, p. 177-242.
- McBirney, A. R., y Bass, M. N., 1969, Structural relations of pre-Mesozoic rocks of northern Central America: Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 11, p. 269-280.
- Mehnert, K. R., 1968, Migmatites: Amsterdam, Elsevier, 393 p.
- Moore, R. C., Lalicker, C. G., y Fisher, A. G., 1952, Invertebrate fossils: New York, McGraw-Hill, 766 p.
- Nockolds, S. R., 1954, Average chemical composition of some igneous rocks: Geol. Soc. America Bull., v. 65, p. 1007-1032.
- Ordóñez, Ezequiel, 1906, Las rocas arcaicas de México: Mem. Soc. Científica Antonio Alzate, v. 22, p. 315-331.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1974 (1975), Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 35, p. 1-6.
- 1975, The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: Leeds, Inglaterra, Univ. Leeds, disertación doctoral, 166 p. (inédita).
- 1978, Geología del contacto entre la Formación Acatlán paleozoica y el Complejo Oaxaqueño precámbrico, al oriente de Acatlán, Estado de Puebla: Bol. Soc. Geol. Mexicana, v. 39, p. 27-28 (resumen).
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1978a, El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones de El Novillo y de La Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v. 2, p. 19-30.
- Pettijohn, F. J., 1963, Chemical composition of sandstones excluding carbonate and volcanic sands: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 440-S, 19 p.
- Ramírez-Ramírez, Calixto, 1974, Reconocimiento geológico de las zonas metamórficas al poniente de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Univ. Nal. Autón. México, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 78 p. (inédita).
- Rast, Nicholas, Ruiz-Castellanos, Mario, Rothemberg, Laura, Rodríguez-Torres, Rafael, y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1970, Resultados geológicos, estratigráficos y estructurales de un recorrido a lo largo de la Carretera Federal 190, desde Izúcar de Matamoros y algunas localidades adyacentes: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología (informe inédito).
- Rodríguez-Torres, Rafael, 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, p. 51-54.
- Ruiz-Castellanos, Mario, 1970, Reconocimiento geológico en el área de Mariscala-Amatitlán, Estado de Oaxaca: México, D. F., Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, p. 55-66.
- Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 1, p. 79-156.
- Silva-Pineda, Alicia, 1970, Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana 29, 47 p.
- Sohl, N. F., 1977, Note 45-Application for amendment concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 61, p. 248-251.
- Webber, B. N., y Ojeda, R. J., 1957, Investigación sobre lateritas fósiles en las regiones sureste de Oaxaca y sur de Chiapas: Inst. Nal. Invest. Recursos Minerales (México), Bol. 37, 67 p.
- Wilson, H. H., 1974, Cretaceous sedimentation and orogeny in nuclear Central America: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 58, p. 1348-1396.