

ROCAS SEDIMENTARIAS, VOLCANICAS Y METAMORFICAS

RASCOS GENERALES

Antes de iniciarse el presente estudio en 1950, en esta parte de México se habían descrito únicamente unidades bioestratigráficas o cronoestratigráficas, sin ningún intento de definir y cartografiar unidades litoestratigráficas, o sean formaciones en sentido estratigráfico. El excelente trabajo pionero de Burckhardt (1919) al establecer y describir unidades bioestratigráficas en el área de Zumpango del Río en la parte central de Guerrero (fig. 2) representa un caso ilustrativo. Guzmán (1950) agrupó las unidades bioestratigráficas en unidades cronoestratigráficas referidas por él a los sistemas y series normales o "standard", aunque citó nombres formacionales propuestos anteriormente por él mismo y por otros geólogos, para rocas de ciertas partes de Oaxaca, Puebla y Guerrero oriental. Notará el lector que casi no existían nombres formacionales en esta región, anteriores a los establecidos en el presente estudio y que las unidades litológicas más cercanas provistas de nombre están situadas más al oriente, en Puebla y Oaxaca. El presente trabajo, por lo tanto, inicia un intento del autor y de otros geólogos para dividir las rocas de la región en verdaderas unidades litoestratigráficas de rangos correspondientes a formaciones y grupos, así como asignar nombres a las unidades así constituidas.

Las descripciones detalladas de la litología y contenido faunístico de las muestras colectadas en la región, se citan en el capítulo intitulado "Procedencia, descripción petrográfica y contenido faunístico de las muestras de rocas citadas en el texto". En la lámina 24 se presenta una columna estratigráfica generalizada del Estado de Morelos. En la tabla 1 aparece una lista concisa de todas las muestras colectadas en las formaciones litológicas que se mencionan en el texto.

Los nombres, edades y relaciones entre sí de las rocas estratificadas quedan resumidos en las columnas 1 (Morelos septentrional) y 2 (Guerrero septentrional) del cuadro de correlación estratigráfica, lámina 23. Con fines comparativos se incluyen en la misma tabla columnas que representan otras cinco regiones situadas al sur, poniente, norte y sureste de Morelos, así como los nombres de los pisos europeos de referencia o "standard" para los sistemas jurásico y cretácico, junto con nombres de pisos texanos para el sistema cretácico.

Los nombres asignados a todas las unidades litoestratigráficas citadas, con excepción del de la Formación Acahuizotla, fueron propuestos por el autor en el libreto-guía de la Excursión C-9 del Congreso Geológico Internacional (Fries, 1956c). Dicho libreto-guía fue distribuido impreso en mimeógrafo, por lo que los nombres no tienen validez estratigráfica formal, según el Código Estratigráfico de la Comisión Americana sobre la Nomenclatura Estratigráfica (en prensa). Los nombres aparecieron también en el libreto-guía de las Excursiones A-4 y C-2 publicado por el mismo Congreso en 1956 (Fries, 1956a) y en el libreto-guía de las Excursiones A-9 y C-12 publicado por la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros en 1957 (Fries, 1956b), pero tampoco fueron propuestos de manera formal. Por lo consiguiente, los nombres se introducen formalmente en el presente informe siguiendo las normas fijadas en el nuevo Código Estratigráfico mencionado arriba. Al introducir aquí estas nuevas unidades litológicas, el autor ha tenido que hacer pequeñas modificaciones en la nomenclatura publicada con anterioridad, consistentes exclusivamente en la simplificación de los nombres propuestos. Se introduce la práctica recomendada de escribir con mayúscula la primera letra de todas las palabras que constituyen los nombres estratigráficos, cada uno de los cuales se formará solamente de dos partes, a saber: una consistente en un nombre geográfico y la otra en un término litológico o en el nombre del rango de la unidad. Como ejemplos pueden citarse los siguientes nombres litoestratigráficos: Formación Morelos, Esquisto Taxco, Grupo Balsas y Rocaverde Taxco Viejo.

Las rocas más antiguas son esquistos sericíticos y cloríticos probablemente de edad paleozoica tardía, denominadas Esquisto Taxco. Estas rocas están cubiertas discordantemente por la Rocaverde Taxco Viejo, que comprende rocas verdes cloríticas, ligeramente metamorfizadas y posiblemente de edad triásica tardía. En relación discordante encima de las rocas verdes se encuentran restos de la pizarra y filita calcárea Acahuizotla, probablemente de edad jurásica tardía. Esta unidad está cubierta, mediante una supuesta discordancia, por la lutita filítica Acuitlapán, de edad neocomiana (cretácica temprana), que en su turno queda cubierta, probablemente con discordancia erosional, por la caliza Xochicalco de edad aptiana (cretácica temprana media). Encima de la última unidad, también con una probable discordancia erosional, se encuentra la Formación Morelos compuesta por caliza y dolomita interestratificada, que es de edad albiana y cenomaniana temprana.

Una discordancia erosional desarrollada en la superficie de la Formación Morelos está cubierta por la caliza Cuautla de edad turoniana (cretácica tardía temprana), a la que suprayace la Formación Mexcala compuesta por interestra-

tos de lutita, limolita, subgrauvaca y delgadas capas calizas basales, cuya parte basal varía en edad desde el final del Turoniano hasta principios del Coniaciano. La edad de la cima de la Formación Mexcala, que muestra una superficie fuertemente erosionada, no se conoce con precisión, pero faltan datos que sugieran una edad más reciente que el Santoniano (Cretácico tardío medio).

Un período de plegamiento y erosión intensos ocurrió antes de que el Grupo Balsas, probablemente de edad eocénica tardía y oligocénica temprana, fuera depositado sobre todas las formaciones anteriores, hasta incluso el esquisto. Prosiguió en el intervalo entre el Oligoceno tardío y el Plioceno temprano el depósito de la Riolita Tilzapotla, la Formación Tepoztlán y los Grupos Buenavista, Zempoala y No-diferenciado, separados entre sí por discordancias menores. La próxima unidad depositada encima de una superficie muy erosionada de las rocas volcánicas citadas fue la Formación Cuernavaca, hacia el final del Plioceno y posiblemente incluso en el Pleistoceno temprano. Entonces fue extravasado el Grupo Chichinautzin, que se acumuló encima de la Formación Cuernavaca y de las formaciones más antiguas, todas erosionadas. El volcanismo basáltico ha proseguido hasta hoy en día, junto con la aluviación de las áreas donde no fueron depositadas estas rocas volcánicas básicas.

ESQUISTO TAXCO

Distribución y expresión fisiográfica

El nombre de Esquisto Taxco se propone para las rocas del área de afloramiento situada hacia el oriente y sureste de la ciudad de Taxco (cuad. H-1), donde dichas rocas quedan al descubierto por la erosión en un área aproximada de 4 km. cuadrados. Asoman también un poco al oriente de Taxco Viejo (cuad. I-1) en un área casi el doble de la de Taxco. Las dos áreas de afloramiento en conjunto jalonan lo que fue una faja topográficamente alta en tiempos albianos (cerca del final del Cretácico temprano) y que según la interpretación sugerida por los contornos de las formaciones cretácicas, parece representar la prolongación hacia el sureste de una península que se extendía ampliamente más al noroeste. Esta unidad es la más antigua de la región cartografiada y forma el basamento sobre el que fueron depositadas, con más o menos discordancia angular, todas las demás formaciones. No fue estudiada ni cartografiada en detalle y no se hizo ningún intento de delimitarla de los restos erosivos de la Rocaverde Taxco Viejo, de la Formación Acahuizotla y de la Formación Acuitlapán, que se presentan en varios lugares dentro de las áreas de afloramiento del esquisto.

El Esquisto Taxco es susceptible de un desgaste erosivo relativamente fácil y tiende a formar superficies moderadamente disecadas donde la erosión eliminó la protección de la caliza suprayacente (véase lám. 7). La unidad muestra una disección más acentuada que la caliza Morelos, aunque está surcada en un grado bastante menos intenso que la Formación Mexcala, que es de menor resistencia como se muestra en la lámina 7. Los flancos y faldas poco inclinados son generalmente lisos, presentando acantilados únicamente donde la incisión rápida de los valles en tiempos pleistocénicos tardíos produjo inclinaciones exageradas.

Petrografía y espesor

Únicamente se estudiaron en lámina delgada dos ejemplares del Esquisto Taxco. Uno (F-71-54) procedente del corte sobre la carretera en el Km. 160.5 en la orilla oriental de Taxco representa un esquisto sericítico crenulado, de color gris, compuesto por cuarzo, feldespatos y sericita, todos empotrados en una matriz sericítica más densa (lám. 8-C). La roca originalmente era una toba riolítica. El segundo ejemplar (F57-58) fue colectado 600 m. al noreste de Taxco Viejo. Corresponde a un esquisto sericítico de color gris claro y de grano muy fino, que también parece haber sido originalmente una toba riolítica (láms. 8-D y 9-A).

Fowler *et al.* (1948, p. 5) incluyeron junto con el esquisto sericítico la pizarra negra y la arenisca arcósica, que debido a sus relaciones discordantes, fueron separadas por el autor de este trabajo, refiriéndolas respectivamente a las Formaciones Acahuizotla y Acuitlapán. Según Osborne (1956, p. 80), la unidad comprende muchas variedades de esquistos sericíticos y cloríticos crenulados, así como conglomerado anguloso, grauvaca y otras rocas clásticas. Los últimos tipos de roca mencionados por dicho autor pueden también pertenecer, en realidad, a las formaciones que el autor de este trabajo considera como más recientes que el esquisto.

La base del Esquisto Taxco no aflora en la región cartografiada. La superficie superior se debe a la erosión y se encuentra cubierta casi en todas partes por un conglomerado compuesto por fragmentos de esquisto detríticos, encima del que puede presentarse cualquiera de las formaciones más jóvenes, inclusive hasta el Grupo Balsas.

Metamorfismo y origen

El rango de metamorfismo exhibido por el esquisto es bajo, como queda indicado por la presencia de clorita, sericita y epidota (en algunos lugares),

sin el desarrollo de granate u otros minerales metamórficos típicos de un metamorfismo intenso. El conjunto mineral sugiere que la roca fue producida por un metamorfismo dinámico regional a temperaturas relativamente bajas. Las rocas originales correspondían probablemente a una sucesión de tobas, brechas y tal vez corrientes lávicas de composición riolítica, con estratos clásticos intercalados en menor cantidad.

La foliación del esquisto tiene un rumbo general hacia el noreste y buzamientos relativamente bajos, que suelen ser menores de 30° . Si se supone que la foliación se desarrolló en un plano casi paralelo a los planos axiales de los pliegues, las rocas originalmente deberían haber sido comprimidas en pliegues fuertemente recostados o invertidos.

Una comprensión posterior, efectuada especialmente después del depósito de las formaciones cretácicas, imprimió la crenulación marcada que ahora se observa en la mayoría de los afloramientos del esquisto. Abundan las vetillas de calcita y cuarzo y los principales yacimientos mineralizados arman parcialmente en esta formación. Son numerosos los diques básicos de andesita o de diabasa(?) que fueron aparentemente intrusionados en el esquisto y erosionados antes del depósito de la próxima formación suprayacente.

Edad y correlación

La edad del Esquisto Taxco no se ha confirmado directamente por determinaciones radiométricas, pero en vista de que el esquisto está considerablemente más metamorfizado que la más antigua de las formaciones suprayacentes, que es la Rocaverde Taxco Viejo de edad triásica tardía(?), es muy probablemente más antiguo que el Mesozoico. Por otra parte, el rango de metamorfismo es relativamente más bajo que el de los esquistos y neises que afloran en grandes regiones hacia el oriente, en los Estados de Puebla y Oaxaca, denominados Esquistos Acatlán, en parte (Salas, 1949, p. 82-85); Calderón García, 1956, p. 12; Erben, 1956, p. 13), y Complejo Xolapa (de Cserna *en* Fries, 1956b, p. 292); esto sugiere que el Esquisto Taxco pertenece a la parte superior del complejo basal y puede ser de edad paleozoica tardía. Esquistos similares de bajo rango metamórfico afloran en grandes áreas hacia el noroeste de Taxco en la región de Zacualpan y hacia el poniente y suroeste de Taxco en la vertiente septentrional de la cuenca del Balsas.

ROCAVERDE TAXCO VIEJO

Distribución

El nombre de Rocaverde Taxco Viejo se propone para el afloramiento sobre la falda situada directamente al oriente del pueblo de Taxco Viejo (cuad. I-1), aunque en el mapa no se separó de los afloramientos del Esquisto Taxco. Probablemente existen también restos de esta formación en la zona de esquisto cerca de Taxco, que no fue recorrida detenidamente por el autor. La expresión topográfica de la formación es muy parecida a la del Esquisto Taxco, caracterizándose por superficies bastante bien disecadas y relativamente bajas (lám. 7).

Litología, espesor y origen

La Rocaverde Taxco Viejo está compuesta principalmente por una interestratificación de toba, brecha y menor cantidad de corrientes lávicas, casi todas andesíticas; las capas clásticas se presentan cementadas principalmente por calcita. Solamente un ejemplar (F-67-54) de la roca fue estudiado en lámina delgada (lám. 8-A y 8-B). El color predominante es verdoso, con algunos manchones de color púrpúreo. La pirita y epidota son abundantes en algunos afloramientos. Muchos fragmentos que componen la roca están comprimidos y alargados, sin duda como resultado del metamorfismo dinámico regional. Mediante el metamorfismo se formaron grandes cantidades de clorita y la roca adoptó una apariencia bastante bien foliada, especialmente en las capas de grano más fino. El espesor de la unidad es cuando menos de 100 m. y pudo haber sido originalmente muchas veces mayor.

La unidad descansa discordantemente sobre el Esquisto Taxco y en algunos sitios tiene un conglomerado basal compuesto por fragmentos de esquisto. Su extensión en el área cartografiada es tan reducida que no se puede decir mucho sobre su modo de acumulación. La abundancia de calcita en la matriz de las capas de toba y brecha, sin embargo, sugiere que la unidad pudo haber sido depositada en parte en aguas marinas, aunque la descomposición de las plagioclasas y la propilitización pudieron asimismo haber originado la calcita. Los movimientos tectónicos posteriores y la erosión eliminaron gran parte de la formación antes de que fueran depositadas las unidades litológicas superiores, por lo que puede estar cubierta por cualquiera de las unidades comprendidas entre la Formación Acahuizotla y el Grupo Balsas.

Edad y correlación

Hasta la fecha no se han encontrado fósiles en la Rocaverde Taxco Viejo y por lo tanto su edad sólo puede deducirse por sus relaciones con las rocas infra y suprayacentes y por las correlaciones de larga distancia. La formación yace sobre el Esquisto Taxco en discordancia angular y queda cubierta por la Formación Acahuizotla, que se considera pertenece al Jurásico tardío (de Cserna *en* Fries, 1956b, p. 295). La región más cercana en la que rocas verdes con relaciones estratigráficas aparentemente similares se han fechado a base de datos fosilíferos, corresponde al Estado de Zacatecas en la parte central de la República (véase fig. 1). Allí, Burckhardt (1906, p. 44) encontró fósiles marinos del Triásico tardío en rocas pizarrosas negras interestratificadas con rocas volcánicas verdes (véase también Maldonado Koerdell, 1948, p. 300). En estudios posteriores Burckhardt correlacionó estas rocas con la roca verde del distrito minero de Guanajuato, situado más al sur (1930, p. 5-6).

El autor de este trabajo ha visto grandes áreas de afloramiento de rocas verdes similares al poniente de Teloloapan, Guerrero, que dista sólo 35 km. al suroeste de Taxco (fig. 2), así como en la cuenca de desagüe del río Chontalcoatlán a unos 20 ó 30 km. al norte y noroeste de la misma población. Rocas que aquí se consideran como pertenecientes a la misma unidad afloran interrumpidamente hacia el poniente en los Estados de Michoacán, Colima y Jalisco (fig. 1). En el suroeste de Puebla y el noroeste de Oaxaca, hacia el oriente y sureste de Taxco, las primeras rocas que cubren el complejo metamórfico basal son sedimentos clásticos continentales con lutita carbonosa interestratificada, que pueden tener una edad triásica tardía en la base, pero que varían principalmente del Jurásico temprano al Jurásico medio (Calderón García, 1956, p. 13-15; Erben, 1956, p. 14-15). Se supone que las rocas verdes no fueron depositadas o fueron erosionadas antes de que los sedimentos clásticos continentales comenzaran a acumularse. Estos sedimentos clásticos pudieron bien haberse derivado principalmente de las rocas volcánicas situadas más al poniente y al suroeste.

FORMACION ACAHUIZOTLA

Distribución y litología

La Formación Acahuizotla fue nombrada por de Cserna (*en* Fries, 1956b, p. 294-295), según afloramientos próximos al pueblo de este nombre, situado

hacia el Km. 300 de la carretera México-Acapulco (fig. 2). Cerca de Acahuizotla la unidad consiste en caliza arcillosa interestratificada con limolita calcárea que tienen superficies de estratificación onduladas. Presenta un color pardo de intemperismo. Su resistencia a la erosión es débil y la formación tiende a formar terrenos bajos y bastante disecados. En la región de Taxco el autor asignó a la Formación Acahuizotla pequeños restos de caliza arcillosa y limolita carbonosa con planos de estratificación ondulados, foliación pronunciada y color de intemperización pardo, debido a la similitud con las rocas cerca de Acahuizotla y a su posición discordante entre el Esquisto Taxco o la Rocaverde Taxco Viejo y la Formación Acuitlapán u otras unidades cretácicas más jóvenes. Se desconoce el espesor total de la unidad y solamente quedan unas cuantas decenas de metros en las localidades donde dicha roca aflora.

La distribución de la Formación Acahuizotla en la región no ha sido delimitada con detalle y en el mapa no se separó esta unidad del Esquisto Taxco. Se observaron capas que se considera pertenecen a ella en la barranca situada aguas arriba de Pichahua, aproximadamente 1.5 km. al sureste del Km. 161 de la carretera de Taxco (cuad. H-1). En esa localidad la roca consiste en caliza arcillosa y lutita carbonosa de color gris oscuro o negro, foliadas e interestratificadas, que cubren discordantemente el Esquisto Taxco y tienen un conglomerado basal de 1 a 2 m. de espesor, compuesto por fragmentos de esquisto. La foliación afectó también al conglomerado, junto con los fragmentos erosionados de esquisto formado con anterioridad. Es notable la ausencia de la Rocaverde Taxco Viejo, lo que se interpreta como debido a la erosión de esta última unidad antes del depósito de las capas Acahuizotla.

Una segunda localidad en que se reconoció un pequeño resto de la Formación Acahuizotla corresponde al frente de roca expuesto arriba del depósito de jales de la mina Pedregal abajo de la carretera cerca del Km. 160 a la entrada norte de Taxco (cuad. H-1). La roca es una limolita calcárea, bien foliada, dispuesta en capas delgadas y con superficies de estratificación onduladas. Cubre directamente el Esquisto Taxco y está cubierta discordantemente por la Formación Morelos, de edad cretácica temprana tardía. Una tercera localidad en que aparecen capas asignadas a la Formación Acahuizotla corresponde a un lomo situado 1.5 km. al oriente de Taxco Viejo (cuad. I-1), donde la unidad descansa sobre la Rocaverde Taxco Viejo y está cubierta por la Formación Morelos. Se encuentran afloramientos más extensos de 1 a 3 km. al sureste de Taxco Viejo, cerca del contacto entre las rocas antiguas y la Formación Morelos. Son rasgos característicos de estas dos últimas localidades los

planos de estratificación ondulados y la foliación fuerte de la caliza arcillosa y la lutita calcárea asignadas a la Formación Acahuizotla.

Edad y correlación

La edad de las rocas asignadas a la Formación Acahuizotla en la región de Taxco no fue determinada a base de fósiles. Las muestras colectadas para estudios microfaunísticos en lámina delgada, o carecen de fauna o están demasiado cizalladas para permitir el reconocimiento de microfósiles. Por lo tanto, la asignación de edad se basa en su correlación con las unidades del noreste de Guerrero y del noroeste de Oaxaca, donde los supuestos equivalentes se denominan respectivamente Caliza Teposcolula (Salas, 1949, p. 105-108) y Caliza de *Cidaris* (Burckhardt, 1930, p. 98-99), ambas de edad oxfordiana (jurásica tardía) (Erben, 1956, p. 22-24). La Formación Acahuizotla está correlacionada también con rocas que aparecen en Hidalgo occidental, más al norte de la región cartografiada (fig. 1), que se han denominado Formación Las Trancas (Seegerstrom, 1956, p. 12) y son de edad jurásica tardía. Esta última formación es más parecida a la Formación Acahuizotla en su litología que a la Caliza Teposcolula o de *Cidaris*. La Formación Acahuizotla puede ser correlacionada también con la parte inferior de la Formación Angao descrita por Pantoja Alor (1959, p. 9-12), de la región de Huetamo, situada unos 100 km. al poniente de Taxco (localidad 5, fig. 1). Esta última formación también consiste en rocas calcáreas y clásticas marinas de edad jurásica tardía.

FORMACION ACUITLAPAN

Distribución, litología y espesor

El nombre de Formación Acuitlapán se ha tomado del pueblo de ese nombre situado en el Km. 144.5 de la carretera Amacuzac-Taxco (cuad. C-2) y se propone para las rocas que afloran a lo largo de la base suroccidental de la alta serranía caliza conocida con el nombre de cerro de Acuitlapán, que se levanta al noreste de dicho pueblo. Un supuesto resto de esta unidad descansa sobre el Esquisto Taxco cerca del panteón de Taxco, a unos 1,000 m. al sureste del centro de la ciudad (cuad. H-1). Las áreas de afloramiento son demasiado pequeñas para mostrar una expresión fisiográfica bien definida, pero cuando menos puede afirmarse que muestran escaso relieve y un grado medio de di-

sección. Afloramientos más extensos de la formación tendrían sin duda una superficie de poco relieve y bien surcada por arroyos.

La unidad consiste en una serie de capas delgadas arcillosas y limosas, con algunos interestratos calcáreos, todo ello recristalizado en gran parte a filita pizerosa. El color de la roca fresca varía de gris a gris oscuro, pero algunas capas son casi negras y pueden contener materia carbonosa. Las superficies de estratificación son bastante planas, rasgo que contrasta con las superficies onduladas de la Formación Acahuizotla.

El espesor total original no puede determinarse en el área estudiada debido al plegamiento estrecho de las capas y a los afloramientos incompletos. Un espesor parcial de 120 m. se halla expuesto en la localidad-tipo, pero las fallas ocultan la base de la unidad en aquel lugar y no permiten medir el espesor total.

Relaciones estratigráficas, edad y correlación

La Formación Acuitlapán descansa discordantemente encima de una u otra de las formaciones más antiguas, hasta el Esquisto Taxco. En su localidad-tipo está cubierta por la Formación Xochicalco, pero cerca del panteón de Taxco está cubierta directamente por la Formación Morelos, ya sea por no haberse depositado la Formación Xochicalco o por la erosión de ésta.

No se encontraron fósiles en la unidad y su edad tiene que deducirse, por lo tanto, de su posición estratigráfica. La Formación Xochicalco suprayacente contiene microfauna de edad aptiana y la formación inmediatamente más antigua que la Acuitlapán pertenece probablemente al Jurásico tardío. Así es que se atribuye a la Formación Acuitlapán una edad neocomiana (cretácica temprana).

Esta unidad probablemente equivale a las rocas clásticas continentales y marinas que afloran en el noreste de Guerrero (localidad 4, fig. 1), descritas por Guzmán (1950, p. 120) y Erben (1956, p. 25-26), respectivamente, y designadas con el nombre de Grupo Puebla por Erben. Puede también equivaler a la parte inferior de la Formación San Lucas (Pantoja Alor, 1959, p. 12-16) del sureste de Michoacán (localidad 5, fig. 1), que consiste en capas interestratificadas marinas de lutita, limolita, arenisca, conglomerado y algo de caliza. Hall (1903, p. 333-334) se refirió a ciertas de estas rocas con el nombre de "pizarra oliva", correlacionándolas con el Grupo Necoxtla de supuesta edad neocomiana; tuvo razón en la asignación de edad, pero las capas Necoxtla se han demostrado pertenecer al Cretácico Superior por Thalmann y Ayala Cas-

tañares (1959). El autor ha encontrado también afloramientos de rocas clásicas marinas de probable edad neocomiana en la región entre la localidad 5 de la figura 1 y la localidad de Acuitlapán. Existen rocas similares a la Formación Acuitlapán cerca de Zacualpan e Ixtapan de la Sal en la cuenca hidrográfica del río San Jerónimo, situadas de 20 a 50 km. al noroeste de Acuitlapán. Al norte de la Ciudad de México aparentemente no afloran rocas de edad neocomiana, sino hasta la parte septentrional de Hidalgo, donde consisten predominantemente en caliza (Bodenlos, 1956, p. 301).

FORMACION XOCHICALCO

Distribución y expresión fisiográfica

El nombre de Formación Xochicalco proviene de una localidad arqueológica situada en el cerro del mismo nombre cerca del extremo occidental de la línea de sección D-D', (cuad. E-5) y se propone aquí para las rocas de dicha localidad. Esta unidad, principalmente de caliza en capas delgadas, aflora desde dicho punto hasta el cerro de Colotepec, al oriente, donde está intrusionada por un tronco granítico; también se extiende al sur casi hasta la carretera Alpuyecaca-Cacahuamilpa, en un área aproximada de 9 km. cuadrados. El flanco noroccidental del cerro de Xochicalco está formado por caliza de la Formación Morelos suprayacente, pero el contacto entre ésta y la Xochicalco no ha podido ser trazado con exactitud debido a que el área estaba cubierta únicamente por fotografías oblicuas distantes, que no muestran los flancos opuestos de los cerros (véase lám. 4).

Otra zona en que aflora la caliza Xochicalco corresponde a la base suroccidental del cerro de Acuitlapán (cuad. G-2), donde descansa sobre la filita pizarrosa Acuitlapán y está cubierta por la dolomita y caliza Morelos. La unidad no fue reconocida en las zonas de roca antigua de las cercanías de Taxco y Taxco Viejo, pero puede haber restos de ella debajo de la Formación Morelos a lo largo del contacto nororiental del afloramiento de roca antigua al oriente de Taxco Viejo. Existe una gran área de afloramiento de la unidad en derredor de los troncos granítico y diabásico situados al poniente de Buenavista de Cuéllar (cuad. I-3). No está expuesta la formación infrayacente, y la suprayacente consiste en la dolomita y caliza Morelos. Un pequeño afloramiento atraviesa la carretera de peaje Amacuzac-Iguala un poco al sur del Km. 157 (cuad. J-3). Otros afloramientos aparecen al oriente y al sureste del último

punto, sobre los flancos nororiental, oriental y suroriental del cerro de Tuxpan, donde también hay rocas graníticas intrusivas. Todos los afloramientos mencionados presentan estructura anticlinal.

La topografía desarrollada en la caliza Xochicalco no presenta formas tan redondeadas como las que caracterizan la Formación Morelos y las líneas de desagüe están más estrechamente espaciadas. Los flancos del cerro de Tuxpan mostrados en la fotografía oblicua de la lámina 7 ilustran la expresión fisiográfica de la formación. El área de los cerros de Xochicalco y Colotepec tiene una topografía similar. Los flancos de los cerros tienden a presentar una inclinación acentuada exponiendo la roca madre, aunque los acantilados son escasos. Probablemente los afloramientos de esquisto, aunque de menor resistencia, se asemejan más a la unidad Xochicalco en su expresión topográfica que cualesquiera de las demás unidades litológicas de la región.

Litología y espesor

La formación Xochicalco consiste en una sucesión de capas calizas densas de espesor variable de muy delgado a mediano, generalmente con superficies de estratificación planas. El color varía desde gris oscuro a negro, según el contenido carbonoso, que puede alcanzar un porcentaje de varias unidades de ciento en algunas capas. Una característica, cuando menos de la parte superior de la formación, es la abundancia de hojas de pedernal intercaladas, hasta el grado de formar casi la mitad de la roca en algunos lugares. Las hojas más delgadas tienen sólo de 1 a 2 mm. de espesor, mientras que otras llegan hasta 10 ó 15 mm. Las hojas y lentes individuales son tabulares y no se continúan lateralmente más que unos cuantos metros. Las capas más delgadas de caliza se caracterizan por su laminación fina, variando en tamaño de grano desde calcilutita a calcilimolita y aún a calcarenita de grano fino. Otras capas no tan notablemente laminadas están formadas por calcita criptocristalina en forma de bolitas menuditas o grumos, con mezcla de materia carbonosa, en una matriz de calcilutita. Se presentan en abundancia romboedros de dolomita, pero no forman más que un porcentaje de escasas unidades en las rocas estudiadas en lámina delgada. En la parte inferior de la formación parece disminuir el número de capas delgadas y predominan las capas medianas; el pedernal también disminuye en cantidad.

En los afloramientos situados cerca de Acuitlapán, donde aflora tanto la base como la cima de la Formación Xochicalco, el espesor es de unos 150 m. En esta localidad se incluye en la formación una sucesión quizás de 10 ó 15;

m. de capas lutíticas parcialmente filíticas, situadas a unos 30 ó 40 m. arriba de la base. En la localidad-tipo de la formación, entre los cerros de Colotepec y Xochicalco, no está expuesta la base y es difícil o imposible hacer una estimación de confianza del espesor de las capas expuestas, debido a la repetición producida por el plegamiento estrecho. Sin embargo, parece que el espesor mínimo de las capas expuestas excede de 500 m. La formación no ha sido estudiada con suficiente detalle para poder establecer horizontes de referencia.

Relaciones estratigráficas y metamorfismo

La Formación Xochicalco está cubierta discordantemente por diferentes horizontes de la Formación Morelos, aunque las capas a ambos lados del contacto parecen mostrar paralelismo. Sin embargo, la cima de la formación infrayacente debe haber sido previamente erosionada, porque su litología en el contacto varía considerablemente de un lugar a otro, lo que sugiere la remoción local de algunas capas. En el contacto situado un poco al norte de Puente Quebrado (cuad. G-5) se presentan unos 30 m. de capas arcillosas delgadas en la parte superior de la Formación Xochicalco, mientras que faltan estas capas en otros sitios, apareciendo en su lugar otras clases de calizas. La Formación Xochicalco no aparece en el distrito de Taxco, debido a la erosión o la falta de depósito, y es seguro que aumenta en espesor a medida que se aleja de los antiguos islotes o penínsulas de Taxco y de Taxco Viejo. El contacto inferior se conoce únicamente al noreste de Acuitlapán, donde la unidad cubre la Formación Acuitlapán en aparente concordancia.

El plegamiento ha afectado a la Formación Xochicalco en un grado mucho mayor que a la Formación Morelos suprayacente, pudiendo describirse esta relación como disarmonica. Esto no quiere decir que la Formación Xochicalco fue plegada antes de que fuera depositada la Formación Morelos, aunque sí pudo haber habido un combamiento ligero. El carácter arcilloso o carbonoso y la estratificación delgada de la caliza Xochicalco hicieron estas capas más susceptibles al plegamiento que las gruesas capas calizas suprayacentes de la Formación Morelos. El grado de deformación es comparable más bien al de la filita pizarrosa Acuitlapán infrayacente, que es una roca relativamente incompetente. Los movimientos tectónicos produjeron complicadas y numerosas fracturas en gran parte de la caliza Xochicalco, que fueron rellenadas posteriormente por precipitación de calcita blanca. Un cizalleo fino, aparente en lámina delgada, causó la distorsión o destrucción de gran parte de la microfauna.

La dolomitización penecontemporánea fue generalmente débil y aunque se identificaron en lámina delgada romboedros de dolomita, no se reconocieron en el campo capas fuertemente dolomitizadas. La recrystalización o marmorización local afectó las capas cercanas a los cuerpos intrusivos, haciendo más claros los colores.

Fósiles, edad y correlación

No se encontraron macrofósiles en los afloramientos de la Formación Xochicalco, pero se estudió la microfauna en numerosas láminas delgadas. Todas las muestras colectadas fueron examinadas por F. Bonet en los laboratorios paleontológicos de Petróleos Mexicanos. Únicamente seis de las 12 ó 15 muestras colectadas en diferentes localidades contenían microfauna identificable. Los números de las muestras se citan en la tabla 1 y las muestras mismas están descritas en el apéndice. La fauna identificada es la siguiente:

Colomiella mexicana Bonet (1956, p. 42-45, lám. 19-20)

Rugoglobigerina sp.

Radiolarios silicificados

Radiolarios calcificados

Microfósiles no identificables

Bonet consideró que *Colomiella mexicana* apareció hacia comienzos del Barremiano tardío y continuó a través del Aptiano (1956, p. 11, tabla 2), pero datos posteriores restringen la edad de esta especie sólo al Aptiano (Bonet, comunicación oral, noviembre de 1959). El conjunto de fósiles indica un depósito de aguas quietas y relativamente profundas que carecían de fauna bentónica. La edad de la cima de la Formación Xochicalco, por lo tanto y con toda probabilidad, no es más reciente que el Aptiano. Las muestras más bajas de las colectadas contienen la misma fauna y no pueden ser más antiguas que el Aptiano, pero la base de la formación en el sitio en que se presenta el mayor espesor, ni se vio ni fue muestreada y puede tener una edad algo mayor.

Las rocas de edad aptiana se acuñan hacia el sur entre la región estudiada y el centro de Guerrero, pero afloran en la cuenca del Balsas hacia el poniente, donde aparecen en una facies clástica denominada Formación San Lucas (Pantoja Alor, 1959, p. 12-16), que parece ser el equivalente en edad al conjunto de las Formaciones Xochicalco y Acuitlapán. Hacia el oriente, en Puebla oriental (fig 1), afloran lutitas calcáreas y calizas arcillosas, interestratificadas con lentes de caliza más pura, que constituyen la Formación Zapotitlán (Cal-

derón García, 1956, p. 16-17) de edad barremiana, que a su vez está cubierta por rocas del Aptiano inferior constituídas por lutita calcárea con delgados interstratos de arenisca calcárea y pequeñas lentes de coquina de ostras, constituyendo la Formación San Juan Raya (op. cit., p. 18-19). La última formación aparentemente cambia de facies hacia el nor-noreste y se transforma en una serie de capas alternadas de caliza y pedernal negro, que contiene menor cantidad de pedernal hacia arriba a la vez que aumenta su contenido de arcilla. Estas rocas tienen el nombre de Formación Miahuatpec y se cree que son de edad aptiana (op. cit., p. 19-20). La última formación es más parecida en su litología a la Formación Xochicalco que cualquiera de las demás formaciones mencionadas.

Las rocas de edad aptiana se acuñan hacia el norte de la región cartografiada y reaparecen al norte de Jacala en Hidalgo septentrional (fig. 1), donde constan de capas de caliza densa de color gris oscuro con lentes y nódulos de pedernal interstratificados, separadas por escasas capas delgadas de lutita negra y verde, llamadas Formación Ahuacatlán (Bodenlos, 1956, p. 301). La macrofauna es escasa y la microfauna es casi idéntica a la de la Formación Xochicalco, que además es similar en su litología.

FORMACION MORELOS

Distribución y expresión fisiográfica

El nombre de Formación Morelos se propone para una potente sucesión de caliza y dolomita de edad cenomaniano-albiana que aflora en Morelos y en los Estados contiguos de México y Guerrero. No se ha encontrado una buena localidad-tipo, debido a que la base de la formación no está expuesta en el sitio donde la unidad tiene su mayor espesor. Además, en los sitios donde aflora la base, o faltan algunas capas inferiores, o no se presenta la cima de la formación o es tan complicada la estructura que no permite establecer la sucesión precisa de las capas. La base de la formación varía ampliamente en edad, ya que la formación fue depositada sobre una superficie irregular y se acuña en las cercanías de Taxco. No se han reconocido horizontes de referencia que permitan enlazar las secciones parciales que afloran en lugares aislados. Quizás por medio de un estudio muy detenido de numerosas secciones incompletas se llegaría a establecer una sucesión de capas reconocible, pero trabajo tan

detallado ha quedado fuera del alcance del presente estudio. Mientras tanto, se considera que los afloramientos en el Estado de Morelos forman una región-tipo de esta formación. El área al poniente de Tecumán (cuad. E-7), hasta el contacto con la Formación Cuautla suprayacente, exhibe la mayoría de las facies litológicas de carbonatos que constituyen la Formación Morelos, aunque está oculta la base. Es dudoso que capas más antiguas que las expuestas en las cercanías de Tecumán se presenten aun en los sitios donde aflora la base, debido al acúñamiento arriba mencionado, con excepción del afloramiento de anhidrita situado un poco al oriente de Tilzapotla (cuad. I-5), que es aparentemente de edad algo más antigua.

El afloramiento más septentrional de la Formación Morelos en la región cartografiada se encuentra aproximadamente 2.5 km. al sur de Tepoztlán (cuad. C-7), donde la formación desaparece debajo de la Formación Tepoztlán suprayacente, de edad oligocénica(?), pero la unidad reaparece por debajo de la cubierta terciaria a la latitud de Tequisquiac-Apaxco, a unos 110 km. hacia el norte, o sea a 60 km. de distancia al norte de la Ciudad de México (fig. 2). La formación continúa al oriente en los Estados de Puebla y Oaxaca, donde se le han aplicado otros nombres, así como al sur hasta el Km. 350 de la carretera México-Acapulco (fig. 2), donde parece que se acuña. Taxco marca el límite occidental de esta formación en la región cartografiada y parece que desde allí la línea de la antigua costa se extendía directamente al norte por una distancia de más de 150 km., así como casi directamente al poniente en los Estados de México y Michoacán, por una distancia no determinada, estando Taxco en el extremo suroriental de una península que se extendía hacia el noroeste.

El área de afloramiento de la Formación Morelos es casi tan extensa como la de cualquiera otra formación mostrada en el mapa geológico (lám. 1). Las capas gruesas de caliza y dolomita de la Formación Morelos son muy resistentes a la erosión bajo las condiciones climáticas prevaletientes en la región y tienden a formar altos topográficos, con excepción de los lugares donde están cubiertas por rocas volcánicas terciarias con una altura aún mayor. El mejor ejemplo de la expresión topográfica de la formación queda ilustrado por el área que aparece en el primer plano a la derecha de la fotografía oblicua de la lámina 6 y también en el primer plano a la izquierda de la lámina 7.

Las superficies inclinadas del terreno elevado se muestran redondeadas y convexas hacia arriba. Las líneas de desagüe tienen un amplio espaciamiento y los costados de los valles aumentan su inclinación hacia abajo, terminando en

fondos angostos en forma de V, con poca aluvi3n. Abundan peque1as dolinas, especialmente a lo largo de algunos valles de poca profundidad en el terreno elevado, y se presentan acantilados en los lugares donde los costados est1n muy inclinados. La disoluci3n de la caliza y del cemento calc3tico de la dolomita ha causado el colapso de algunos costados, y el desarrollo de acantilados. El aspecto topogr1fico del terreno en que aflora la Formaci3n Morelos es de lo m1s distintivo de la regi3n y s3lo se le asemeja el presentado por la Formaci3n Cuautila y por el conglomerado calizo bien cementado y en capas gruesas del Grupo Balsas, suprayacentes, aunque en las dos 3ltimas formaciones las dolinas son menos numerosas y poco desarrolladas.

Miembro carbonatado

Litolog1a.—La Formaci3n Morelos consta predominantemente de una sucesi3n de capas calizas y dolom3ticas interestratificadas, con cantidades variables de pedernal en forma de n3dulos, lentes, granos y fragmentos de f3siles silicificados. La parte m1s antigua de la formaci3n est1 constituida por un miembro de anhidrita en la parte oriental de la regi3n, pero en el resto, las capas basales consisten en carbonatos de edad un poco m1s joven. La cantidad mezclada de material arcilloso es generalmente peque1a y no se observaron interestratos de lutita en ning3n sitio. Una serie de nueve esquirlas seleccionadas en el campo (muestra F-65-54) con objeto de investigar los grados m3nimo y m1ximo de dolomitizaci3n dio una variaci3n comprendida entre 2.3 y 83.3 por ciento de dolomita en determinaciones hechas por E. Schmitter del Instituto de Geolog1a; los residuos insolubles de las mismas muestras acusaron una variaci3n desde 0.3 a 4.0 por ciento. La proporci3n de carbonatos, con toda probabilidad, es generalmente mayor que el 98 por ciento, si se descuenta la s3lice en forma de pedernal, lo que indica que la roca es un carbonato relativamente puro. La sucesi3n de tipos litol3gicos en un sitio determinado parece cambiar dentro de distancias laterales relativamente cortas.

El color de la Formaci3n Morelos cambia marcadamente de una a otra capa, variando de gris cremoso claro a negro. Las capas oscuras son generalmente m1s f3tidas al romperlas que las capas claras y contienen materia bituminosa en cantidad variable. Las capas dolomitizadas muestran un tinte parduzco superpuesto a los colores gris1ceos, variando desde gris parduzco claro a negro parduzco; algunas capas tienen un aspecto manchado. Los estratos son por lo general bastante gruesos, quedando generalmente entre 20 y 60 cm. de espesor.

La textura de la caliza varía de calcilitita a calcirudita, pero el tipo textural más común es la calcarenita. Los granos que forman la caliza son principalmente bolitas aglutinadas o grumos de calcita criptocristalina, caparazones de foraminíferos y materiales biógenos fragmentados y desgastados. Algunos interstratos representan biostromas de rudistas (formas aberrantes de pelecípodos), de gasterópodos y de ostras, empotrados en una matriz de calcilitita y calcarenita. Las texturas de muestras procedentes de localidades y horizontes diferentes de la formación están ilustradas en las láminas 10, 11, 12, 13-A y 13-B que representan impresiones en acetato de superficies pulidas y atacadas por ácido, ampliadas fotográficamente hasta un máximo de cinco veces su tamaño natural.

En la Formación Morelos, dentro de la región estudiada no se han encontrado capas de origen verdaderamente clástico, o sea calizas compuestas por granos detríticos derivados por la erosión subaérea de algún terreno calizodolomítico. En otras palabras, se piensa que la formación representa la acumulación de partículas calcáreas por precipitación esencialmente *in situ*, acompañada y seguida por aglutinación, retrabajado y redistribución de los granos, casi sin adición o mezcla de material terrígeno. El ambiente sería algo semejante al de los bancos actuales de las Bahamas, con aguas someras tibias, descritos con mucho detalle por Illing (1954) y por Newell y Rigby (1957). El vocablo "bahamita" fue propuesto por Beales (1958, p. 1851) para caliza de este tipo depositada sobre grandes bancos marinos aislados, en zonas costeras de agua somera o en pequeños bancos cerca de la costa, para distinguirla de las calcarenitas detríticas y clásticas, derivadas por erosión subaérea de terrenos elevados. El autor de este trabajo piensa que dicho vocablo es apropiado para describir las capas carbonatadas de la Formación Morelos.

Dolomitización y silicificación.—Se cree que la dolomitización ocurrió en el fondo del mar antes y durante la diagénesis de las arenas y lodos calcáreos. Las capas dolomitizadas son totalmente distintas y están netamente separadas de las capas calizas contiguas. En ninguna parte se ha observado que la dolomitización atravesase las capas, sino que en todas partes los planos de estratificación representan contactos bien definidos entre las capas dolomitizadas y las no dolomitizadas. El reemplazo por dolomita varía desde unas pocas unidades de por ciento hasta quizás el 90 por ciento en diferentes capas. Presenta formas variadas, como la diseminación casi uniforme de cristales de dolomita en toda

la roca (láms. 10-C, 10-D y 13-B), el reemplazo selectivo de la matriz más bien que de los fósiles (lám. 10-A) y la dolomitización irregular o en forma de manchones sin favorecer ni a los fósiles ni a la matriz (lám. 11-C y 11-D). Sin embargo, cada tipo de dolomitización es exclusivo de una capa determinada, independientemente de que el reemplazo sea parcial o casi completo; a este respecto cada estrato constituye una unidad distinta.

Las diferencias físicas o químicas entre dos capas contiguas no parecen ser la causa de la dolomitización de una y la falta de ella en la otra. La explicación reside con mayor probabilidad en ligeras diferencias de salinidad, de concentración de iones de hidrógeno, de temperatura o de composición química de las aguas, como resultado de variaciones biológicas y climáticas locales. Muchas capas adyacentes de dolomita y de caliza tienen texturas originales y contenido faunístico idénticos. Las fotografías *A* y *B* de la lámina 1 y las *B*, *C* y *D* de la lámina 12, por ejemplo, muestran caliza no dolomitizada con foraminíferos y fragmentos de rudistas, mientras que las fotografías *A* y *B* de la lámina 10 muestran caliza parcialmente dolomitizada, con muchas especies idénticas de foraminíferos y rudistas. El equilibrio entre las condiciones que causaron o evitaron la sustitución del calcio por el magnesio en los lodos del fondo del mar, debe haber sido extremadamente delicado, ya que ni la vida planctónica ni la bentónica fueron afectadas apreciablemente en los ejemplos que se acaban de citar. Esto no quiere decir que la dolomita no se haya formado bajo condiciones marcadamente diferentes en otros sitios y tiempos, pues de hecho, la dolomita asociada con la anhidrita de la parte inferior de la Formación Morelos probablemente se formó en un ambiente bastante diferente.

El pedernal es abundante en ciertas partes de la Formación Morelos y en pocas capas falta alguna forma de sílice. Gran parte del pedernal aparece en forma de nódulos irregulares, nudosos o cordados, sobre los planos de estratificación, formando algunos de ellos, lentes tabulares de varios metros de largo. Algunas capas presentan nódulos y lentes más pequeños, pero en contraste con la Formación Xochicalco infrayacente, faltan o son extremadamente raros en la Formación Morelos, los delgados y extensos cuerpos tabulares y hojas intercaladas que son tan frecuentes en aquella. El pedernal se encuentra tanto en las capas calizas como en las dolomitizadas y se presenta también en calizas de foraminíferos, así como en caliza con rudistas y otros pelecípodos y con gasterópodos. Sin embargo, es probable que la mayor parte de la sílice en la formación se encuentra en los fósiles y fragmentos de fósiles silicificados. La silicificación no fue uniforme y ciertas especies fueron más susceptibles al

reemplazo que otras. Mientras que los géneros de rudistas *Toucasia* y *Radiolites*, así como fragmentos de ostras, equinoides, espongiarios y corales fueron silicificados selectivamente (láms. 11-A, 12-C, 12-D y 13-A), la mayoría de los gasterópodos y foraminíferos raras veces muestran silicificación alguna. La materia conchífera, donde está silicificada, fue reemplazada de tal manera que se perdió la textura original aunque quedaron intactas ciertas estructuras burdas y la forma global de las conchas.

La parte principal del pedernal y de la sílice debió haberse originado penecontemporáneamente con la litificación de la caliza, ya que el pedernal es característico de ciertas capas y no atraviesa a las capas infra y suprayacentes de textura similar. Parece ser que el proceso ocurrió, en parte, antes de que los sedimentos llegaran a endurecerse, particularmente en cuanto se refiere a los nódulos y lentes de pedernal sobre los planos de estratificación, que pudieron haber sido depositados en forma de sílice gelatinosa. Algo del pedernal y la silicificación de los fósiles, sin embargo, pudieron haber sido producidos por la migración de sílice y el reemplazo, dentro de una capa determinada, en algún tiempo posterior a la sepultura de los sedimentos, o sea durante la diagénesis. Una descripción detallada del supuesto origen del pedernal en rocas similares, aunque de edad un poco más joven que la de la Formación Morelos, existentes en las cercanías de Soyatal en el noreste del Estado de Querétaro (fig. 1), fue publicada por White (1947). Simons y Mapes (1956, p. 8-10) describieron el supuesto origen del pedernal en caliza del Cretácico Inferior, equivalente en edad a la Formación Morelos, presente en el distrito minero de Zimapán en el centro occidental del Estado de Hidalgo.

En suma, la mayoría del pedernal parece haberse depositado por la migración de la sílice y el reemplazo durante la diagénesis de los sedimentos calcáreos, pero una parte de él pudo haber sido de origen singenético, habiéndose depositado en forma de sílice gelatinosa sobre los planos de estratificación. La silicificación no tiene relación alguna con la topografía actual y no es un rasgo relacionado con las superficies de los afloramientos, como sugirieron otros autores en algunos informes publicados con anterioridad. Al contrario, pueden colectarse en canteras profundas bloques calizos con fósiles silicificados, para disolverlos en ácido y libertar los fósiles para su estudio e identificación.

Intemperismo.—Las capas calizas expuestas a la intemperie asumen colores variables de gris claro a gris azulado y tienen superficies que varían desde lisas hasta ásperas, con camellones, surcos, estrías u otros rasgos de disolución. Las capas dolomitizadas presentan un color de intemperismo gris parduzco y

muestran superficies ásperas y arenosas. Si están fuertemente fracturadas y reselladas con calcita, presentan un aspecto hachurado debido a canales finos separados por camellones filosos, o sea una superficie brechoide, de "pavimento" que es típica de estas capas de la Formación Morelos (lárn. 13-B). La caliza irregularmente dolomitizada produce superficies intemperizadas nudosas. La disolución de la matriz calcítica de la roca uniformemente dolomitizada produce una arena dolomítica en los sitios donde la erosión no es lo suficientemente rápida para eliminar toda la arena formada. En los lugares donde la roca madre infrayacente tiene abundantes nódulos y lentes de pedernal o fósiles irregularmente silicificados, el intemperismo liberta estos fragmentos resistentes para formar un cascajo superficial de pedernal.

Miembro de anhidrita

La parte basal de la Formación Morelos está formada por anhidrita hacia el oriente y sureste de una línea irregular que se extiende más o menos desde el lago de Tequesquitengo hacia Iguala y desde este último punto hacia el sur-suroeste hasta la latitud del río Balsas, donde probablemente da vuelta al oriente (fig. 2). Se supone que la línea se extiende al noreste del lago de Tequesquitengo por una distancia desconocida, pero probablemente no mayor que unas pocas decenas de kilómetros, antes de que dé vuelta al oriente y sureste.

El único afloramiento bueno de este miembro en la región se halla sobre el flanco muy pendiente situado 1.5 km. al sureste de Tilzapotla (cuad. 1-5) en el que se han abierto grandes canteras. El límite occidental del miembro de anhidrita se cree que está expuesto en el corte cerca del Km. 157 de la carretera de peaje Amacuzac-Iguala, donde la Formación Xochicalco está cubierta por un revoltijo de bloques de dolomita de la Formación Morelos, entre los que fueron descubiertos bloques de yeso al excavar dicho corte profundo. Esto se interpreta en el sentido de que el miembro de anhidrita estaba representado solamente por unos pocos metros de espesor, y que al ser casi totalmente disuelta la anhidrita por las aguas freáticas, se originaron el derrumbe y la fragmentación de la dolomita Morelos suprayacente y quizás también de algunas capas calizas interstratificadas. No se encontraron evidencias de anhidrita en el contacto entre las Formaciones Xochicalco y Morelos hacia el norte, noreste y poniente del punto mencionado, pero puede existir algo de anhidrita en los flancos oriental y nororiental del cerro de Tuxpan, hacia el oriente de

dicho punto. La parte inferior de la Formación Morelos expuesta en el anticlinal de Tecumán, entre el cerro de Barriga de Plata (cuad. *D-8*) y Tecumán (cuad. *E-7*), muestra un carácter similar, no estratificado y brechoide, por lo que se cree que contenía algo de anhidrita o que ésta existe todavía debajo de la superficie. En otros lugares dentro de la supuesta zona de depósito de anhidrita no ha llegado la erosión a profundidad suficiente para poner al descubierto la parte inferior de la Formación Morelos.

Grandes áreas de anhidrita y dolomita afloran al sur de Huitzoco, pueblo situado 22 km. al oriente de Iguala y 12 km. al oriente del extremo austral del mapa geológico (cuad. *K-3*; fig 2). Dichos afloramientos fueron mencionados en un informe acerca de los yacimientos mercuriales por McAllister y Hernández Ortiz (1945), quienes atribuyeron la anhidrita y dolomita al reemplazo hidrotermal de la caliza. El autor de este trabajo, sin embargo, ha observado que estas rocas son idénticas con la anhidrita y dolomita interestratificadas que existen más al norte y no muestran relaciones discordantes con la estratificación de las capas calizas. Otros afloramientos se presentan 6 km. al oriente de Apipulco en el valle del río Iguala, solamente 20 km. hacia el surroeste de Iguala (fig. 2). Estos últimos yacimientos fueron descritos por Santillán (1929, p. 98-99), quien los consideró como "yeso" y también pensó que se debieron al reemplazo metasomático de la caliza, sin citar datos que apoyaran su conclusión.

La anhidrita es laminada, de color variable de blanco a gris oscuro y fuertemente retorcida por el escurrimiento. El material superficial contiene una mezcla considerable de yeso, pero la roca relativamente inalterada, más densa, es anhidrita casi pura. El yeso se supone resultar de la hidratación de la anhidrita por las aguas subterráneas. Los afloramientos son demasiado pequeños para permitir un estudio comprehensivo de la litología y relaciones estratigráficas exactas del miembro. El efecto de la disolución por aguas subterráneas es obvio en todos los lugares donde aflora la anhidrita.

Espesor

La Formación Morelos aparentemente no se depositó sobre la parte más elevada de la paleopenínsula de Taxco, de edad cretácica temprana. Fuera de allí, sin embargo, su espesor aumenta rápidamente en cortas distancias al noreste, oriente, sur y sur-oeste. En el cerro de Acuitlapán situado sólo 13 km. al noreste de Taxco la formación tiene 800 m. de espesor, lo que indica un aumento

en promedio de 1 m. en espesor por cada 16 m. de distancia horizontal, aunque en realidad no es uniforme dicho aumento. En la parte central del Estado de Morelos el espesor probablemente llega cuando menos a 900 m., siendo desconocida la cifra exacta porque no está expuesta la base. Desde el último punto hacia el sur, el espesor disminuye hasta quizás menos que 600 m. en las cercanías de Buenavista de Cuéllar (cuad. I-4) y hasta sólo unos 400 m. cerca de Iguala. Parece que el espesor aumenta otra vez hacia el sur de Iguala.

Una parte de la variación en espesor se debe indudablemente a la remoción local, antes del depósito de la Formación Cuautla suprayacente, de las capas superiores de la Formación Morelos, a juzgar por los datos fosilíferos, pero la mayor parte de la variación se debe a su depósito sobre una superficie irregular y al desarrollo local de bancos calcáreos. Un ejemplo notable del efecto que la acumulación de sedimentos calcáreos sobre un banco en subsidencia puede tener en las variaciones de espesor de una formación de carbonatos, lo proporciona la caliza El Doctor de Querétaro oriental (fig. 1), equivalente litológico y temporal de la Formación Morelos, descrito por Wilson *et al.* (1955). La facies de banco Cerro Ladrón de la Formación El Doctor tiene un espesor de 1,500 m., mientras que la facies adyacente La Negra, que supuestamente corresponde a depósitos de pre- y post-arrecife, tiene un espesor aparentemente menor que 300 m. (op. cit., p. 4-5). La diferencia en espesor se interpreta principalmente como un rasgo deposicional. Otro ejemplo lo proporciona la Formación El Abra, equivalente litológico y temporal de la Formación Morelos, en la Faja de Oro de Veracruz septentrional (fig 1). Bonet (1952, p. 235) informa que la localidad tiene cuando menos 2,500 m. de caliza de banco ("facies urgoniana"), rodeada por espesores mucho más delgados de depósitos de tipo pelágico.

Relaciones estructurales y estratigráficas

Movimientos tectónicos comprimieron la Formación Morelos en pliegues orientados casi al norte y las rocas fueron fracturadas en grado variable de uno a otro lugar. La dolomita, especialmente, fue intensamente fracturada y estas fracturas, así como las de las capas calizas, fueron reselladas por la precipitación de calcita blanca (véanse láms. 10-A, 10-C, 11-A, 11-B, 11-D y 13-B). La compresión no fue lo suficientemente fuerte para producir un escurrimiento notable de la caliza y dolomita, y aun el clivaje de fractura es raro, mientras que el miembro de anhidrita fue deformado intensamente por el escurrimiento. La falta de una deformación interna más intensa de la caliza Morelos en com-

paración con las unidades cretácicas adyacentes y menos competentes, se debe indudablemente a su carácter denso y su estratificación gruesa.

Las capas basales de caliza, dolomita o anhidrita de la Formación Morelos descansan en discordancia angular encima de todas las unidades anteriores, con excepción de la Formación Xochicalco, que es la próxima infrayacente, y quizás también la Formación Acuitlapán debajo de la última, pero aun estas dos se acuñan irregularmente entre la paleopenínsula de Taxco y la Formación Morelos; las dos primeras pudieron haber sido biseladas por la erosión antes de que la última unidad fuera depositada. Los afloramientos del contacto inferior de la Formación Morelos no son lo suficientemente extensos para poder estar seguro de las relaciones exactas de esta formación con las unidades cretácicas anteriores, pero dentro de los límites regionales la Formación Morelos seguramente es transgresiva con relación a todas las unidades litológicas más antiguas.

Un período de falta de depósito y de erosión siguió la acumulación de la Formación Morelos, en tiempos pre-Cuautla y Cuautla temprano. La superficie de erosión desarrollada fue cubierta generalmente por diferentes facies y horizontes de la Formación Cuautla, pero en ciertas localidades la próxima unidad depositada fue la Formación Mexcala (véase lám. 2). En los sitios donde unidades más jóvenes que la Formación Mexcala descansan directamente sobre las capas Morelos, la erosión fue de edad terciaria y tanto la Formación Mexcala como la Formación Cuautla fueron removidas por la erosión.

En varios lugares diques y mantos intrusivos diabásicos, andesíticos y riolíticos cortan la formación y localmente se presentan troncos graníticos y diabásicos más grandes.

Fósiles y edad

La Formación Morelos es relativamente pobre en macrofósiles y la mayoría de los colectados representan especies nuevas, variedades nuevas o formas con límites temporales amplios. Los rudistas se presentan en gran número en la parte superior de la formación, aunque representan pocas especies. Los amonoides se encuentran raras veces en las rocas que contienen rudistas y de hecho y a pesar de una búsqueda diligente, no se encontraron en la Formación Morelos dentro de la región estudiada. Los microfósiles se presentan con mucha abundancia en algunas capas, particularmente en la parte superior de la formación; están dominados por los géneros que pertenecen a la familia Miliolidae.

Algunas capas están tan repletas de estos grandes foraminíferos, fácilmente distinguibles en cortes frescos aun sin lupa, que la roca pudiera denominarse "miliolidita". También existen otros foraminíferos, aunque no se distinguen tan fácilmente en muestra de mano sin microscopio. Con tres posibles excepciones, la mayoría de las formas o tienen límites temporales amplios, sólo pueden identificarse al nivel genérico, representan especies o variedades nuevas o no son en sí diagnósticos de edades exactas. Los conjuntos y la abundancia relativa de las especies de foraminíferos presentes en una capa determinada son los criterios más útiles para asignar una edad a dicha capa.

Se hizo un esfuerzo especial para determinar la edad de las partes superior e inferior de la Formación Morelos, así como la variación en edad de su cima y de su base de un lugar a otro, con el objeto de ayudar a descifrar la historia tectónica de la región. Las listas siguientes, por lo tanto, presentan dos grupos de muestras y dos grupos correspondientes de fósiles, el uno procedente de la parte superior más joven de la formación, y el otro de la parte inferior más antigua. Los números de las muestras que rindieron datos paleontológicos son como sigue:

Muestras de la parte superior más joven de la formación Morelos		Muestras de la parte inferior más antigua de la formación Morelos
F- 5-50	F-37-54	F55-31
F-25-53	F55-12	79
26	15	92
27	33	100
28	53	F56- 3
F- 6-54	67	
15	F56-11	

En el capítulo final se citan las localidades en donde estas muestras fueron colectadas, las descripciones detalladas de su litología, su contenido faunístico y los nombres de las personas que identificaron la fauna.

Los fósiles identificados en las muestras de la parte superior más joven de la formación Morelos son como sigue:

Microfósiles	Macrofósiles
<p><i>Dicyclina schlumbergeri</i> Munier-Chalmas <i>Nummoloculina heimi</i> Bonet <i>Spiroloculina</i> sp. <i>Nonion</i>(?) sp. <i>Dentalina</i> sp. <i>Lagena</i> sp. <i>Bigenerina</i> sp. <i>Dukhanina</i> sp. <i>Ovalvcolina</i> sp. <i>Triloculina</i> sp. <i>Quinqueloculina</i> sp. <i>Cuneolina</i> sp. <i>Ophthalmidium</i> sp. <i>Guttulina</i> sp. <i>Cyclammina</i> sp. <i>Ammolaculites</i> cf. <i>A. cuyleri</i> <i>Lituola</i> sp. <i>Massilina</i> sp. <i>Massilina</i> cf. <i>M. planoconvexa</i> <i>Palmula</i> cf. <i>P. decorata</i> <i>Turrspirillina subconica</i>(?)</p>	<p><i>Peronidella</i> sp. cf. <i>P. ramosissima</i> Dunikowsky <i>Epistreptophyllum</i> sp. cf. <i>E. budaensis</i> Wells <i>Hyposalenia</i>(?) sp. <i>Spondylus</i> sp. <i>Ostrea</i> sp. <i>Fraeradiolites</i>(?) sp. <i>Toucasia patagiata</i>(?) White. <i>Toucasia texana</i>(?) Roemer <i>Nerinea</i> sp. <i>Actaeonella</i> sp. Ostrácodos no identificables Estructuras de algas</p>

Entre los microfósiles citados, *Peronidella* fue identificado por J. W. Wells, quien informó que el género tiene límites temporales desde el Devónico al Cretácico, aunque la mayoría de las especies descritas son de edad mesozoica, especialmente del Triásico y del Cretácico. "El ejemplar parece representar una especie nueva, similar a *P. ramosissima* Dunikowsky (1883) procedente de la Arena Verde de Essen y de otros horizontes cenomanianos de Europa" (comunicación escrita, 25-IV-55). *Epistreptophyllum* fue identificado también por Wells, quien escribió que el género tiene límites temporales que abarcan todo el Jurásico y el Cretácico, que el ejemplar se identificó provisionalmente como perteneciente a *Epistreptophyllum* sp. cf. *E. budaensis* Wells y que *E. budaensis* se conoce de la Caliza Buda de Texas, del Cenomaniano temprano (comunicación escrita, 10-VIII-55). *Hyposalenia*(?) fue identificado por C. W. Cooke, quien citó a Mortensen para los límites temporales del género como sigue: "a través de las formaciones cretácicas de Europa, desde el Sequaniano al Seno-

niano" (del Kimmeridgiano hasta el final del Maestrichtiano; véase lám. 23; comunicación escrita, 5-III-54).

L. W. Stephenson examinó e identificó dos ejemplares silicificados de *Spondylus* e informó que "no se asemejan estrechamente a ningún *Spondylus* del Cretácico de los Estados sureños" (de los Estados Unidos) "y probablemente representan una especie no descrita. El género se dice que tiene límites temporales desde el Pérmico al Reciente" (comunicación escrita, 6-I-55). Ni *Ostrca* ni *Praeradiolites* tiene valor stratigráfico preciso, a menos que se conozca la especie. Ambas especies de *Toucasia* se han encontrado también en el sur de Texas, procedentes de las Calizas Edwards y Glen Rose, de edad albiana temprana y media, y especies similares se presentan en la Caliza Buda de edad cenomaniana temprana, según R. W. Imlay (comunicación escrita, 4-III-54). Aunque los rudistas identificados por el autor de este trabajo se han asignado en México, por lo general, a las dos especies citadas, se puede dudar de la validez de esta asignación. La identificación de ellas depende del encuentro de individuos con las dos valvas ligadas, circunstancia que es extremadamente rara. Müllerried (1944, p. 471) asignó las dos especies al Albiano medio. Hasta que se estudien detenidamente dichas dos especies de rudistas en las rocas de edades correspondientes al Albiano medio, al Albiano tardío y al Cenomaniano temprano, para determinar si las diferencias son lo suficientemente grandes para crear especies nuevas, deberán extenderse en México, en rocas de facies apropiada, desde el Albiano medio cuando menos hasta el Cenomaniano temprano, los límites de edad de lo que hoy día se llaman *T. patagiata* y *T. texana*.

Los géneros y especies de foraminíferos, tomados por separado, no definen la edad exacta de la roca, ya que la mayoría de ellos tienen límites temporales demasiado amplios. Solamente dos especies de la colección tienen valor especial para fijar la edad más joven de la Formación Morelos. Estos son *Dicylina schlumbergeri* Munier-Chalmas y *Nummoloculina heimi* Bonet. La primera especie fue descrita por Bonet (1956, p. 20-21, tabla 1) como siendo restringida en México al Cenomaniano, pero con posterioridad a 1956 se ha comprobado que esta especie abunda en el Albiano medio de la región de Córdoba, Veracruz (F. Bonet, comunicación oral, 12-XI-59). Los estudios por E. R. Applin también demostraron que *D. schlumbergeri* apareció cuando más tarde hacia el final del Albiano (comunicación escrita).

N. heimi fue descrita por Bonet (1956, p. 16-20) como una especie nueva con límites temporales desde el principio del Albiano hasta el final del Cenomaniano, pero no aparece en abundancia sino hasta mediados del Albiano y

más tarde. Conkin y Conkin (1958) enmendaron tanto el género *Nummoloculina* Steinmann como la especie *N. heimi* Bonet, debido a su descripción incompleta. Aseveraron (op. cit., p. 150) que los límites temporales cretácicos de *Nummoloculina* en Texas abarcan todo el Albiano, pero en los lugares donde continuaron las condiciones arrecifales, tal como sucedió en México oriental, el género continuó en existencia hasta algún nivel del Cenomaniano, según fue señalado anteriormente por Bonet. En muestras procedentes de la caliza Morelos y de las formaciones mexicanas equivalentes, estudiadas para el autor de este trabajo por E. R. Applin, aparentemente *N. heimi* es rara en capas inferiores al Albiano superior y otra especie de *Nummoloculina*, que aparece aún hasta en las capas del Cenomaniano inferior, aumenta en abundancia hacia abajo en la sección (comunicación escrita, 27-VI-58 y 22-VII-58). Visto mundialmente, el género *Nummoloculina* tiene límites temporales desde el Cretácico temprano al Reciente, pero rara vez se presenta en capas más jóvenes que el Cenomaniano.

En resumen, los datos disponibles tanto de microfósiles como de microfósiles colectados en la parte superior y más joven de la Formación Morelos, indican que su depósito continuó en la región cuando menos hasta el Cenomaniano temprano. Aún no se ha obtenido evidencia que compruebe una edad woodbiniana (cenomaniana media) o más joven para ninguna parte de la formación. Si tales capas fueran encontradas durante estudios posteriores, se inferiría con mucha confianza que las capas equivalentes han sido removidas por la erosión en el resto de la región, antes de que fuera depositada la próxima formación suprayacente.

El examen y comparación detallados de los conjuntos de microfósiles en las muestras colectadas en o dentro de pocos metros del contacto superior de la Formación Morelos en diferentes localidades del área, indican que la edad de la cima de la formación varía considerablemente de uno a otro lugar. La muestra F55-53 procedente de la primera serranía caliza al poniente de Cuautla representa el horizonte más alto de los muestreados y tiene una edad cenomaniana temprana. La cima de la formación en el Km. 148-8 de la carretera de preaje Amacuzac-Iguala, representada por la muestra F55-92, claramente tiene una edad significativamente mayor, siendo con toda probabilidad del Albiano tardío. Estas dos localidades representan los extremos en edad entre todas las localidades muestreadas, cayendo otras en horizontes intermedios, pero se advierte que el muestreo no fue exhaustivo. Las diferencias en edad de la cima de la Formación Morelos se juzgan debidas a la erosión más bien que a la falta de depósito.

Es claro que la edad de la base de la Formación Morelos varía ampliamente de uno a otro lugar, en particular en derredor de la paleopenínsula de Taxco que nunca fue cubierta totalmente por esta unidad. Las capas carbonatadas basales más viejas probablemente no se hallan expuestas por la erosión, pero las capas más antiguas muestreadas rindieron la fauna siguiente:

Microfósiles	Macrofósiles
<i>Spiroplectammina</i> cf. <i>S. goodlandana</i> <i>Dictyoconus</i> sp. <i>Massilina</i> cf. <i>M. planoconvexa</i> <i>Nummoloculina</i> sp. b <i>Cuneolina</i> sp. <i>Ophthalmidium</i> sp. <i>Guttulina</i> sp.	<i>Toucasia patagiata</i> (?) White <i>Toucasia texana</i> (?) Roemer <i>Nerinea</i> sp. Gasterópodos no identificados Ostrácodos no identificados

No se encontraron macrofósiles que pudieran usarse para fijar la edad con precisión. Ambas especies de *Toucasia* fueron descritas en un párrafo anterior como siendo características del Albiano medio, pero no son del todo diagnósticas.

Con excepción de las primeras dos formas de foraminíferos citadas en la lista arriba, los demás géneros y especies ocurren también en la parte más joven muestreada en la Formación Morelos. Diferencias significativas en los conjuntos de microfósiles procedentes de las capas más jóvenes y de las más antiguas consisten en variaciones en abundancia relativa de los géneros y especies presentes, junto con la ausencia en los conjuntos más antiguos de algunas formas característicamente más jóvenes. La ausencia notable del género *Orbitolina*, que se presenta con abundancia en otras localidades de afloramiento de la Formación Morelos (Ayala Castañares, 1960; Pantoja Alor, 1959, p. 16-18) y en formaciones equivalentes de la misma facies en el sur y oriente de México, indica que las capas carbonatadas basales expuestas en la región son más jóvenes que el Albiano temprano. La edad más atinada que cabe asignar a estas capas basales, por lo tanto, corresponde al Albiano medio.

En vista de que el miembro de anhidrita subyace y está interestratificado con las capas carbonatadas, debe suponérsele una edad algo mayor y pudo haber sido depositado en el Albiano temprano. La presencia de la Formación Xochicalco infrayacente, de edad aptiana, fija un límite inferior de edad para el miembro de anhidrita. La conclusión de que este miembro pertenece

a la Formación Morelos más bien que a la Formación Xochicalco queda comprobada por la asociación estrecha entre dolomita y anhidrita en la parte inferior de la Formación Morelos, así como por el cambio abrupto de litología al pasar a las capas que componen la Formación Xochicalco.

Correlación

Rocas de la misma facies y edad general que las de la Formación Morelos se encuentran distribuidas muy ampliamente en la mitad oriental de México. aflorando desde la frontera septentrional hasta el límite con Guatemala en el sureste. Son responsables en gran parte de la topografía característica de la Sierra Madre Oriental. Una prolongación de este cuerpo calizo principal se extiende al poniente a través de la cuenca del Balsas hasta el Estado de Colima y quizás también hasta una parte de Jalisco, alcanzando la costa del Pacífico en algunos lugares. El nombre de Morelos se ha llevado al poniente hasta la zona de Huetamo (Pantoja Alor, 1959, p. 16-19) en la parte sureste de Michoacán (localidad 5, fig. 1), y también al sur hasta el Km. 350 de la carretera México-Acapulco (fig. 2; Fries, 1956b, p. 297), al sur del río Papagayo. En varios informes anteriores, algunos inéditos y otros publicados, se ha hecho referencia a esta formación en Michoacán, Guerrero, Oaxaca occidental y Puebla suroccidental simplemente como caliza del Cretácico Medio (Guzmán, 1950, p. 121), habiendo sido generalmente dividido en México el sistema cretácico en tres series llamadas Inferior, Medio y Superior. En Puebla central la unidad equivalente lleva varios nombres, entre otros los de Cipiapa y Maltrata (Calderón García, 1956, p. 21-22, fig. 4), que se refieren a unidades calizas de edad albiana temprana, mientras que el nombre de Escamela se usa para caliza más joven sin definir sus límites temporales exactos, aunque contienen con seguridad capas albiano-cenomanianas.

En Querétaro oriental (fig. 1) la unidad equivalente fue denominada Caliza El Doctor por Wilson *et al.* (1955, p. 2-3) Este nombre fue extendido hacia el sur por Segerstrom (1956, p. 312-313), hasta los afloramientos más australes que se encuentran al norte de la Ciudad de México, y fue extendida hacia el norte por Bodenlos (1956, p. 295-296 y 302), hasta la parte suroriental de San Luis Potosí (localidad 7, fig. 1). Al norte y al oriente de la última localidad los nombres utilizados para la unidad son principalmente los de El Abra, Tamaulipas Superior y Taninul, representando cada uno una facies algo diferente de la misma unidad, pero todas estas facies ocurren dentro de la misma Caliza El Doctor. Como en el caso de la Formación Morelos, los límites

superior e inferior de estas otras formaciones son variables de un lugar a otro, dentro del intervalo general desde el Albiano tardío al Cenomaniano temprano.

FORMACION CUAUTLA

Distribución y expresión fisiográfica

El nombre de Formación Cuautla se ha tomado de la ciudad de Cuautla (cuad. E-9), y se propone para las exposiciones excelentes de la unidad caliza en las serranías bajas situadas hacia el poniente de esa ciudad. La formación consta de tres facies principales, que son: (1) una sucesión gruesa de capas calizas de estratificación mediana a gruesa, del tipo de banco calcáreo o de "bahamita", (2) una sucesión más delgada de capas calizas laminadas de estratificación delgada a mediana y (3) una sucesión muy delgada de capas de caliza clástica de estratificación delgada a mediana. Las tres facies pasan gradualmente de una a otra en sentido lateral y fueron cartografiadas como una sola formación, ya que en conjunto forman una unidad planificable que puede distinguirse de las Formaciones Morelos y Mexcala, infra y suprayacente, respectivamente. Las tres facies podrían delimitarse lateralmente, sin duda, si se hiciera un estudio más detallado de la formación. La discusión siguiente se refiere a la facies de banco calcáreo grueso, a menos que se haga referencia específica a alguna otra de las demás facies de la Formación Cuautla.

En las partes nororiental y oriental de la región los afloramientos de la facies de banco de la Formación Cuautla son casi coextensivos con la Formación Morelos infrayacente, pero en las partes occidental y suroccidental del área la unidad es delgada o aun falta y no se ha mostrado por separado en el mapa geológico. Donde se presenta en esta última zona la unidad generalmente tiene menos que 25 m. de espesor. En los sitios donde tiene estratificación gruesa se incluye junto con la Formación Morelos, debido a la falta del tiempo requerido para separar las dos en la época en que se llevó a cabo el trabajo de campo. Asimismo, en los sitios donde aflora la caliza en capas delgadas se incluye con la Formación Mexcala, por la misma razón. De cualquier manera, los afloramientos de la unidad generalmente no excederían del ancho de una línea gruesa a la escala del mapa geológico.

La Formación Cuautla continúa al sur y al poniente de Iguala en forma de una unidad caliza delgada por una distancia desconocida, mientras que al

sureste y al oriente de Iguala continúa en forma de facies de banco calcáreo grueso a través de la parte nororiental de Guerrero, así como al oriente desde el Estado de Morelos hasta la parte suroccidental de Puebla, también por una distancia desconocida. Al norte de Morelos continúa debajo de la cubierta terciaria y reaparece cerca de Apaxco, donde aflora en diversos sitios en facies de banco, hasta el centro occidental del Estado de Hidalgo (figs. 1 y 2).

La expresión fisiográfica de la facies de banco grueso de la Formación Cuautla es semejante a la de la Formación Morelos infrayacente, reflejando la semejanza en su estratificación, estructura y textura. La única diferencia significativa en la resistencia a la erosión entre ambas unidades es la escasez relativa de dolomita en la Formación Cuautla, un factor que se expresa fisiográficamente por su mayor resistencia al intemperismo y erosión y por el desarrollo menor de rasgos cársticos. La unidad tiende a producir acantilados en sitios donde los flancos están muy pendientes. Los rasgos fisiográficos más prominentes de la Formación Cuautla son las cuatro serranías casi paralelas que se dirigen al sur desde las cercanías de Tepoztlán, Yautepec, San Carlos e Itzamatlán en la parte norte-central de la lámina 1. Las extensiones australes levantadas por fallamiento de las serranías mencionadas, tales como los cerros de Temilpa, Santa María y Jojutla, pueden verse en la fotografía aérea oblicua de la lámina 5.

Litología

La facies predominante de la Formación Cuautla en la región cartografiada es la de caliza densa en capas gruesas o masivas, compuestas por calcilita, calcilimolita y calcarenita de tipo de banco calcáreo o "bahamita" (láms. 14-C, 14-D y 15B). Pocas capas tienen menos de 20 cm. de espesor y algunas de las superiores en la parte septentrional del área, al sureste del Km. 15 de la carretera Cuernavaca-Cuautla (cuad. D-7), tienen más de 4 m. de espesor. El color de la caliza varía de gris claro a oscuro y con menor frecuencia, negro; las capas clásticas cercanas al contacto inferior tienen localmente un color rojizo o amarillento. Nódulos, lentes y masas irregulares de pedernal abundan en muchas capas y sobre los planos de estratificación; la silicificación de fósiles y fragmentos biogénicos es particularmente fuerte en las partes inferior y media de la unidad. El origen del pedernal y de la roca silicificada se cree que es igual al descrito con referencia a la Formación Morelos. Biostromas de rudistas, de corales (lám. 15-B) y de gasterópodos silicificados parcial o completamente se presentan en abundancia especialmente en los afloramientos de

las áreas de afloramiento septentrional y oriental de esta facies (láms. 16 y 17). Existen foraminíferos en las calcilimolitas y calcarenitas, aunque no se distinguen fácilmente en muestras de mano. Las especies pertenecientes a la familia Miliolidae se presentan raras veces o faltan por completo. Son visibles estructuras de algas en algunas capas.

Las capas calizas de la facies "bahamita" de la Formación Cuautla son de carbonato cálcico casi puro, a excepción de la sílice en forma de pedernal, de manera que las capas sin pedernal visible contienen escaso residuo insoluble. La dolomitización ha afectado esta facies en un grado muy bajo. Las capas dolomitizadas no se distinguen fácilmente en el campo y al encontrar un afloramiento de roca francamente dolomitizada pertenecería con mayor probabilidad a la Formación Morelos que a la unidad Cuautla. Los materiales arcillosos de procedencia terrígena son raros o faltan por completo.

Las capas de 1 a 20 m. encima de la base de la facies de "bahamita" de la Formación Cuautla al norte y al oriente del río Amacuzac forman una sucesión variada de calcilimolita arcillosa, calcarenita y conglomerado en estratos variables de delgados a gruesos (5 a 50 cm.), compuestos por granos clásticos detríticos erosionados y desgastados de caliza y dolomita, con alguna mezcla de partículas de pedernal y grandes foraminíferos desgastados (miliólidos), todos derivados de la Formación Morelos infrayacente (láms. 13-C, 13-D, 14-A y 14-B), así como localmente, abundantes formas pequeñas de gasterópodos. Estas capas parecen representar depósitos litorales o de playa en la base del banco calcáreo.

Una facies diferente de la Formación Cuautla está bien expuesta aproximadamente 1 km. al oriente de Tlaquiltenango (cuad. G-7) y desde allí hacia el sureste según el rumbo de las capas por unos 9 km. Las capas de esta facies generalmente tienen de 5 a 20 cm. de espesor; el pedernal se presenta en forma de hojas o láminas intercaladas, incompletamente reemplazadas, más bien que en forma de nódulos. No existen biostromas de rudistas y gasterópodos; la dolomitización es más extensa, aunque todavía relativamente sin importancia, y la sección entera tiene menos de la mitad del espesor que tiene la sección en el próximo afloramiento al oriente, que corresponde a la facies "bahamita". Esquirlas tomadas de una serie de seis capas (muestra F-64-54) que en el campo se juzgaron contener las cantidades menor y mayor de dolomita en esta facies, fueron analizadas por E. Schmitter del Instituto de Geología, quien encontró límites de 0.0 y 67.7 por ciento de dolomita y de 0.6 y 7.8 por ciento de residuo insoluble, el que consistió principalmente en sílice. La sección mues-

treada contenía varias capas que mostraban una superficie “arenosa” de intemperización, semejante a la de las capas dolomitizadas de la Formación Morelos, pero no se observaron capas similares en la facies gruesa de “bahamita”.

Una subfacies de la facies de banco aflora de 1 a 2 km. al noreste de Nexpa, a lo largo del río Chinameca (cuad. H-7). Consta de capas de brecha caliza de grano muy grueso, con bloques hasta de 30 cm. de largo, ocupando una zona angosta entre capas gruesas normales, situadas hacia el norte, y una sucesión muy delgada de capas delgadas de calcilimolita y calcarenita que afloran en la ribera austral del río. Estos afloramientos representan evidentemente el borde de un banco y deben estar cerca de la línea de una paleocosta situada más al sur o al suroeste.

Todas las capas al suroeste del río Amacuzac que fueron identificadas como pertenecientes a la Formación Cuautla o que se cree puedan corresponder a dicha unidad, son de calcilutita, en pequeña parte, una proporción mayor de calcilimolita y calcarenita, y una pequeña mezcla de material arcilloso y con menor frecuencia, carbonoso. Forman la tercera facies principal de la Formación Cuautla y parecen representar depósitos litorales o costeros. Están compuestas en parte por granos calizos y dolomíticos clásticos o detriticos, erosionados de algún terreno de carbonatos expuesto a la erosión, y con mezcla de fragmentos biogénicos autóctonos. En gran parte de esta zona suroccidental las capas clásticas delgadas fueron incluidas, para el propósito de su cartografía, con la Formación Mexcala suprayacente, con la que están ligadas más estrechamente en facies que con las capas calizas o dolomíticas gruesas infrayacentes con miliólidos, pertenecientes a la Formación Morelos.

Espesor

La parte de la Formación Cuautla que tiene el espesor máximo corresponde a la facies de banco calcáreo o “bahamita” y acusa un total aproximado de 750 m. Se encuentra en la serranía definida por el cerro de Barriga de Plata, el Monte Negro y el cerro de Ectopan (cuads. D-7 y E-7), y continúa por una distancia desconocida hacia el oriente y sureste, fuera del límite del mapa geológico. Hacia el sur el espesor también continúa casi igual hasta el cerro de Santa María (cuad. G-7), pero en el próximo lomerío anticlinal situado sólo 2 km. al suroeste del cerro de Santa María, disminuye hasta menos que 500 m.

Al poniente de la serranía formada por los cerros de Santa María y Barriga de Plata la Formación Cuautla disminuye rápidamente en espesor hasta unos pocos metros en una distancia horizontal de 20 a 25 km. En un punto

situado 7 km. al noreste de Taxco la unidad tiene solamente 20 m. de espesor y en un sitio situado 12 km. al sur de Taxco tiene sólo 15 m. de espesor, mientras que en las cercanías inmediatas de Taxco no se han identificado capas pertenecientes a esta formación y probablemente nunca fueron depositadas. En las cercanías de Iguala en el extremo austral de la región cartografiada, la unidad parece consistir en unos pocos metros de capas calizas delgadas que fueron incluídas en el mapa junto con la Formación Mexcala, mientras que en las cercanías de Huitzoco, distante sólo 20 km. al oriente de Iguala (fig. 2), la Formación Cuautla se presenta en forma de una facies de banco grueso, semejante a la encontrada más al norte.

Así es que el espesor parece haber sido determinado por la línea de la paleocosta, orientada casi de norte a sur, que se encontraba más al poniente, y por el desarrollo del banco calcáreo Cuautla hacia el oriente.

Estructura y relaciones estratigráficas

Los rasgos estructurales descritos en relación con la Formación Morelos son también característicos de la Formación Cuautla, ya que las dos formaciones participaron en los mismos movimientos tectónicos; por consiguiente, no es preciso que se repitan aquí. La Formación Cuautla descansa dondequiera directamente encima de la unidad Morelos. El hecho de que horizontes estratigráficos diferentes y tipos litológicos distintos de la última unidad se presentan localmente debajo de la caliza Cuautla en distancias relativamente cortas en sentido lateral, indica que un período de regresión marina y de erosión separó las dos formaciones. Esta conclusión queda reforzada por la presencia de las capas basales clásticas en la Formación Cuautla, en las cuales los granos constituyentes fueron derivados de la Formación Morelos. La fracción arcillosa de las capas basales puede representar el residuo insoluble producido por el intemperismo subaéreo que disolvió la caliza y dolomita Morelos, y los granos dolomíticos pudieron haber sido libertados en forma de partículas de arena por la desintegración de las capas dolomíticas, como resultado de la lixiviación de su matriz calcítica. No se notó discordancia angular entre las dos formaciones en la escala de un afloramiento.

La próxima unidad suprayacente es la Formación Mexcala, que descansa concordantemente encima de la caliza Cuautla. La erosión posterior removió la unidad Mexcala en muchos lugares y como resultado, cualquiera de las formaciones más jóvenes puede descansar directamente sobre la unidad Cuautla,

aunque en todas partes con gran discordancia angular. En el ángulo suroccidental del territorio cartografiado las capas inferiores de la Formación Mexcala suprayacente pueden tener una edad equivalente a la parte superior de la facies de banco Cuautla que se halla más al oriente.

Fósiles y edad

La facies de banco calcáreo o "bahamita" de la Formación Cuautla contiene numerosos biostromas de rudistas y gasterópodos, desde la parte basal de la unidad hasta cerca de la cima, pero las capas más altas y jóvenes de esta facies entre Cuernavaca y Cuautla carecen de microfauna identificable. La mayoría de los rudistas están silicificados parcial o completamente y pueden ser recuperados mediante la disolución de la caliza en una solución diluída de ácido clorhídrico. En cambio, los ejemplares del género de rudistas *Durania*, por razones desconocidas, raras veces muestran siquiera una silicificación incipiente, aun cuando se presenten juntos con abundantes individuos bien silicificados de otros géneros de rudistas. Pequeños gasterópodos en las capas calcareníticas basales que pertenecen al género *Nerinea* están bien silicificados, pero la mayoría de los procedentes de las partes superiores de la formación no están silicificados, independientemente del género a que pertenezcan. Ambos grupos, rudistas y gasterópodos, parecen contener especies nuevas además de las formas ya descritas, aunque no se hizo ninguna tentativa de nombrar y describir las especies nuevas. Igual que en la Formación Morelos, los amonoides faltan por completo en la facies de la Formación Cuautla que contiene rudistas.

Parte superior de la facies de banco Cuautla	Parte media de la facies de banco Cuautla	Parte inferior de la facies de banco Cuautla
F-22-50	F-12-50	F-23-50
44	13	34
83	45	63
F-66-54	F-23-53	F- 4-54
F55-42	F-12-54	23
48	22	F55-13

La lista anterior da los números de las muestras colectadas en las partes inferior, media y superior de la facies de banco Cuautla, con objeto de con-

sultar cómodamente el apéndice, en que se describen la procedencia, litología y contenido faunístico de cada muestra.

Las faunas que corresponden a cada uno de los grupos de muestras mencionados se citan en seguida, de tal manera que las formas de la parte superior de cada columna proceden generalmente de una parte más alta de la sección que las colocadas más abajo en la columna, aunque algunas especies en la lista se presentan en todo el espesor de la formación, como queda patente al comparar los grupos.

Parte superior de la facies de banco Cuautla	Parte media de la facies de banco Cuautla	Parte inferior de la facies de banco Cuautla
<i>Multicolumastraera cyathiformis</i> (Duncan)	<i>Durania cornu-pastoris</i> (Des Moulins) Parona	<i>Hippurites</i> sp.
<i>Columastraera</i> n. sp.	<i>Hippurites</i> sp. a	<i>Radiolites müllerriedi</i> Bauman
<i>Durania cornu-pastoris</i> (Des Moulins) Parona	<i>Hippurites</i> sp. b	<i>Radiolites</i> sp.
<i>Trochactæon</i> n. sp. cerca de <i>T. occidentalis</i>	<i>Hippurites resectus</i> var. <i>mexicanus</i> (Bárcena) Müllerried	<i>Radiolites perforata</i> Palmer
<i>Actæonella</i> sp.	<i>Radiolites</i> sp.	<i>Toucasia</i> sp.
<i>Hippurites</i> sp. a	<i>Radiolites müllerriedi</i> Bauman	<i>Nerinea</i> sp. (2)
<i>Hippurites</i> sp. b	<i>Actæonella</i> sp.	<i>Dissocladella</i> sp.
<i>Hippurites resectus</i> var. <i>mexicanus</i> (Bárcena)	<i>Nerinea</i> sp.	<i>Acicularia</i> sp.
<i>Radiolites müllerriedi</i> Bauman	<i>Tetragramma</i> (?) sp.	<i>Neomeris</i> cf. <i>N. cretacea</i>
<i>Radiolites</i> sp.	<i>Toucasia</i> sp.	<i>Boueina</i> sp.
<i>Nerinea</i> sp.		<i>Halimeda</i> sp.
<i>Toucasia</i> sp.		<i>Holosporocella</i> cf. <i>H. siamensis</i>

Los macrofósiles incluyen varias especies de considerable utilidad para fijar la edad de la Formación Cuautla. La especie de coral *Multicolumastraera cyathiformis* fue identificada por J. W. Wells, quien informó que fue "descrita originariamente como procedente de la 'Rudist Limestone' de Jamaica, de edad campaniana-maestrichtiana, y sólo ha sido encontrado fuera de allí por mí, en una colección hecha por Bruce Wade hace muchos años, procedente de las capas Cárdenas (San Luis Potosí) de México, o sea de la zona de *Exogyra costata*, considerada como del Maestrichtiano... Sospecho que tiene límites temporales más amplios que los sugeridos por las dos localidades conocidas" (co-

municación escrita, 23-II-55). Wells también identificó la especie de coral *Columastraera* sp., de la que indicó que "los ejemplares representan una especie nueva del género de escleractinia *Columastraera*, un tipo que construye arrecifes. Este caso representa la primera noticia del género en el Cretácico Superior americano. La presentación más típica de este género corresponde al Cretácico Superior europeo (Turoniano-Coniaciano)" (comunicación escrita 21-XI-55).

La especie de rudista *Durania cornu-pastoris* (Des Moulins) Parona (véanse láms. 17-A y 17-B), según Müllerried (1950, p. 228), se presenta en Europa exclusivamente en rocas del Turoniano superior y no se había encontrado anteriormente en América. El gasterópodo *Trochactaeon* sp. fue identificado por N. L. Sohl, quien indicó que "los gasterópodos incompletamente silicificados de esta colección no bastan para una identificación específica. Böse ha descrito una forma '*T. occidentalis*' procedente del 'Senoniano inferior' de San Luis Poto.í que parece concordar en tamaño, pero tiene hombros menos pronunciados que los del material procedente de Morelos" (comunicación escrita, 2-VIII-55). El rudista *Hippurites resectus* var. *mexicanus* (Bárcena) (véanse láms. 16-B y 17-B) fue redefinido por Müllerried (1930, p. 63), quien señaló que en Europa esta especie apareció primero en rocas del Turoniano superior y casi seguramente es de la misma edad en México. Tanto *Radiolites müllerriedi* como *R. newelli* fueron nombradas y descritas por Bauman (1953), quien las consideró de edad turoniana. *Radiolites perforata* procedente de Huescalapa, Jalisco, fue descrita como una especie nueva por Palmer (1928, p. 81-82), quien añadió que "especies similares a las descritas de Huescalapa, son muy comunes en la caliza al oriente de Cuernavaca en el Estado de Morelos... Este género proporciona el mejor medio hasta ahora conocido para correlacionar entre sí muchos afloramientos ampliamente esparcidos del Turoniano" (op. cit., p. 80).

Los restos de algas fueron estudiados por R. Rezak, quien dio los límites temporales siguientes para las especies y géneros identificados: *Dissocladella* sp., del Cretácico tardío al Terciario temprano; *Acicularia* sp., del Cretácico al Reciente; *Neomeris* cf. *N. cretacea* del Cenomaniano; *Boueina* y/o *Halimeda*, del Cretácico al Reciente; *Holosporella* cf. *H. siamensis*, conocida previamente sólo del Triásico (comunicación escrita, 23-VIII-55). El conjunto, por consiguiente, tiene una edad probable del Cenomaniano, aunque ésta no puede considerarse como totalmente comprobada. Los restos de algas (muestra F55-13) procedieron de capas clásticas detríticas en la base de la Formación Cuautla y fueron indudablemente transportados. Pudieron haber sido erosionados de la

cima de la Formación Morelos, para ser incorporados en estas capas clásticas, o pudieron haberse formado al principio del tiempo Cuautla. Sin embargo, por falta de una edad más precisa no se justifica una conclusión definitiva.

El equinoide *Tetragramma*(?) sp. fue identificado por C. W. Cooke, quien comentó que "Mortensen da como límites temporales de *Tetragramma* desde el 'Jurásico Superior (Sequaniano) al Cretácico Medio (Cenomaniano)'. Hay una especie en el Grupo Washita y otra en el Grupo Fredericksburg de Texas" (comunicación escrita, 5-III-54). N. L. Sohl examinó los pequeños gasterópodos procedentes de la base de la Formación Cuautla y distinguió cuando menos dos especies de *Nerinea*, una que "lleva un pliegue débil delgado en el piso de la vuelta, rasgo encontrado en *N. burckhardti* Böse procedente del 'Senoniano Inferior' cerca de Cárdenas (San Luis Potosí), pero difiere por tener contorno grueso. No puede hacerse una comparación más estrecha, ya que se han publicado pocas descripciones de material de esta clase procedente de México y (las especies) no son comparables con ninguna forma de la costa del Golfo (de Estados Unidos)" (comunicación escrita, 2-VIII-55).

Una especie de *Toucasia* no nombrada específicamente en el presente informe se encuentra en la Formación Cuautla desde las capas inferiores (véase lám. 14-D) casi hasta las más altas, aunque disminuye en abundancia hacia arriba. Bloques calizos con individuos silicificados (véase lám. 17-A) fueron disueltos en ácido clorhídrico diluido y entre los fragmentos recuperados aparecieron tres individuos que conservaron ligada la segunda valva, que es una cubierta casi plana en forma de opérculo. Un ejemplar recuperado de la muestra F-34-50 fue examinado por R. W. Imlay, quien informó que la "especie de *Toucasia*... difiere de *T. texana* (Roemer) y de *T. patagiata* (White) por su valva derecha casi plana. Su valva izquierda mayor se asemeja a la de la variedad con espiral baja *T. patagiata*. La última parece tener una quilla plegada más intensamente y una superficie superior más aplanada, pero estas diferencias son de poca significación. *T. texana* se distingue tanto de *T. patagiata* como de la especie de México austral por su espiral deprimido, que apenas sube arriba de la superficie superior plana de las últimas vueltas, y por el aumento más rápido en altura y en ancho de las vueltas durante su crecimiento" (comunicación escrita, 4-III-54).

En vista de la presencia de microfósiles diagnósticos colectados en la Formación Cuautla, no se intentó el estudio de los microfósiles, con excepción de los correspondientes a tres muestras procedentes de las capas calcareníticas clásticas basales debajo de la facies de banco o "bahamita". Estas fueron los números F-31-51, F-33-54 y F55-4. La facies calcarenítica clástica en capas

delgadas de la Formación Cuautla, en las partes occidental y suroccidental de la región, contiene pocos microfósiles y éstos son generalmente fragmentos o están tan mal conservados que no pueden identificarse ni genéricamente. Por consiguiente, se estudiaron los microfósiles de una muestra (F57-43) colectada en el empalme de la carretera de Cacahuamilpa-Alpuyeca, con la de Taxco-Cacahuamilpa, cerca de las grutas de Cacahuamilpa, unos pocos kilómetros al norte del límite del mapa en la cuadrícula F-3 de la lámina 1 (véase también fig. 2). No se conoce la posición estratigráfica exacta de esta última muestra en relación con la facies de banco y sólo se sabe que la muestra representa las capas calizas más altas asignadas por el autor a la Formación Cuautla en dicha localidad. Las faunas identificadas son como sigue:

Calcarenita clástica basal debajo de la facies de banco o "bahamita"	Capas superiores de la facies occidental de caliza clástica
<p><i>Quinqueloculina</i> sp. <i>Nummuloculina heimi</i> Bonet <i>Dicyclina schlumbergeri</i> Munier-Chalmas <i>Cuneolina</i> sp. <i>Pithonella ovalis</i>(?) <i>Calcisphaerula inominata</i>(?)</p>	<p><i>Planulina</i> cf. <i>Planomalina opsidosroba</i> Loeblich y Tappan <i>Ammotium braunsteini</i>(?) (Cushman y Applin) <i>Ammobaculites</i> cf. <i>A. cuyleri</i> Tappan <i>Massilina</i> sp. <i>Quinqueloculina</i> spp. (2) <i>Triloculina</i> sp. <i>Globotruncana</i>(?) <i>Cuneolina</i>(?) <i>Dicyclina</i>(?)</p>

Los microfósiles en la calcarenita clástica basal debajo de la facies de banco o "bahamita" procedieron en parte de la erosión de la Formación Morelos infrayacente. Las especies de tal origen son *Quinqueloculina* sp., *Nummuloculina heimi* y *Dicyclina schlumbergeri* (véanse láms. 13-C y 13-D), según el criterio del autor. Especies que son indígenas en la roca se piensa que son *Cuneolina* sp., *Pithonella ovalis* y *Calcisphaerula inominata*.

La muestra F57-43 procedente de las cercanías de Cacahuamilpa contiene un conjunto de microfósiles algo anómalo y extraño, que cuando menos difiere de los conjuntos encontrados en la Formación Morelos infrayacente y en la Formación Mexcala suprayacente. El examen de láminas delgadas sugiere al

autor que los individuos de algunos géneros, como *Dicyclina*, *Quinqueloculina*, *Triloculina* y *Massilina*, pudieron haber sido libertados de la Formación Morelos infrayacente por el intemperismo y la erosión, para incorporarse en forma de partículas del tamaño de limo en las capas calcareníticas y calcilimolíticas clásticas, lo que podría quizás explicar en parte la naturaleza anómala del conjunto. E. R. Applin, quien estudió la fauna e identificó las formas presentes, pensó que el aspecto general del conjunto sugiere una edad cenomaniana tardía. Obviamente sería deseable hacer un estudio detallado de la microfauna contenida en la facies de "bahamita" de la Formación Cuautla, con propósitos de comparación y de arrojar luz sobre el problema de edad de la facies calcarenítica.

Para resumir las evidencias parcialmente contradictorias citadas en los párrafos anteriores, los macrofósiles de la facies de banco calcáreo grueso de la Formación Cuautla sugieren que las capas basales son de edad turoniana temprana, pero la calcarenita basal infrayacente puede tener una edad algo mayor, o sea del Cenomaniano tardío. La cima de la facies de banco es casi seguramente de edad turoniana tardía. Aunque ciertas de las formas citadas tienen un límite temporal más joven en otras partes del mundo que en Morelos, no existen evidencias que indiquen una edad post-turoniana para ninguna parte de la unidad Cuautla en la región estudiada. La facies calcarenítica clástica delgada puede ser un equivalente de la parte inferior de la facies de banco o más antigua y puede en realidad tener una edad cenomaniana tardía, en parte. La cima de esta facies, sin embargo, es casi seguramente de edad turoniana, aunque puede ser que no suba muy arriba de la base del Turoniano. Las rocas formadas cerca de la paleocosta que pueden ser equivalentes a la parte superior de la facies de banco consisten en limolita y arenisca interestratificadas, que el autor ha incluido, al cartografiarlas, con la Formación Mexcala suprayacente. Debe recordarse que las formaciones descritas en el presente informe representan unidades litológicas cartografiables (litoestratigráficas), todas las que atraviesan los límites temporales si se les sigue lateralmente.

Correlación

No se han descrito rocas correspondientes en litología y edad a la Formación Cuautla más al poniente de la región cartografiada, con excepción de una unidad caliza sin nombre en las cercanías de Huescalapa (Palmer, 1928, p. 9) en la parte suroriental del Estado de Jalisco (fig. 1). Rocas de la misma edad, aunque de litología diferente, ya que consisten en sedimentos clásticos marinos en lugar de caliza, probablemente están distribuidas ampliamente al poniente

de Taxco, aunque no se han señalado por separado en los mapas publicados, con excepción de la región de Huetamo, donde fueron nombradas Formación Mal Paso (Pantoja Alor, 1959, p. 19-22). La parte inferior de esta formación pudiera ser un equivalente cronológico de la Formación Cuautla, pero la facies es muy distinta. En Guerrero, más al sur de la región cartografiada, también afloran rocas de edad turoniana. Entre Iguala y Chilpancingo una unidad caliza clástica en capas delgadas que se intercala entre las Formaciones Morelos y Mexcala, fue correlacionada con la Formación Cuautla por Bohnenberger Thomas (1955, p. 23-26), antes de que fuera publicado el nombre de Cuautla.

Rocas de edad turoniana fueron mencionadas en las cercanías de Tixtla, al oriente de Chilpancingo (fig. 2), por Müllerried (1943, p. 257-263), quien desafortunadamente no describió la sucesión litológica y sólo indicó que las rocas consisten en lutita y arenisca interestratificadas con "lentes" de caliza. Gran parte de sus rocas del "Cretácico Superior" tienen edad post-turoniana, pero hay algunas capas calizas situadas aparentemente cerca de la base de la sucesión de posible edad turoniana. Guzmán (1950, p. 128-134) también describió rocas del "Cretácico Superior" en las partes central y nororiental de Guerrero, la mayoría de las cuales tienen edad post-turoniana y son equivalentes de la Formación Mexcala del presente informe, pero parece que tienen también algo de caliza turoniana cerca de la base.

Rocas de litología y edad similares a las de las dos facies de la Formación Cuautla, o sea la clástica y la de banco, afloran en la parte suroccidental de Puebla y en Oaxaca noroccidental (fig. 1), donde fueron nombradas Formación Petlalcingo por Salas (1949, p. 114) y posteriormente fueron definidas y descritas con mayor detalle por Erben (1956, p. 27-30). La caliza predomina en la Formación Petlalcingo, aunque existen también capas interestratificadas de limolita y lutita; aparentemente la litología varía ampliamente de uno a otro lugar. Más al norte, en el occidente de Puebla, la Formación "Escamela" parece comprender la mayoría de las rocas carbonatadas cretácicas y puede incluir también algo de caliza turoniana.

Más al norte de la región cartografiada, en las cercanías de Apaxco situado aproximadamente en el lindero de los Estados de Hidalgo y México (fig. 2), la facies de banco Cuautla reaparece por debajo de la cubierta terciaria y continúa hacia el noroeste en la parte suroccidental de Hidalgo. El nombre de Cuautla se ha conservado para esta facies (Segerstrom, en prensa), pero una unidad caliza clástica en capas más delgadas y con pocos interestratos delgados de lutita, que se halla al oriente de la faja de afloramientos mencionada, se ha

correlacionado con la Formación Soyatal, que fue nombrado por Wilson *et al.* (1955, p. 3), según afloramientos situados en Querétaro central oriental (fig. 1). Una gran parte de la Formación Soyatal es considerada como de edad turoniana. En el extremo septentrional de Hidalgo y el suroriental de San Luis Potosí, las capas calizas equivalentes a la Formación Soyatal han sido nombradas Formación Agua Nueva, que forma la unidad inferior del Grupo Xilitla, tal como fue definido por Bodenlos y Bonet (véase Bodenlos, 1956, p. 302-303).

FORMACION MEXCALA

Distribución y expresión fisiográfica

El nombre de Formación Mexcala se propone para la sucesión de capas interestratificadas de arenisca, limolita y lutita calcáreas con escasas lentes de caliza clástica, que yace sobre la Formación Cuautla en la región cartografiada y más al sur. El nombre se refiere tanto al pueblo como al río situado cerca del Km. 220 de la carretera México-Acapulco (fig. 2), a unos 40 km. al sur del límite meridional del mapa de la lámina I. La unidad está plegada tan estrechamente que la repetición de capas es la regla y la sucesión litológica verdadera, en términos generales, no puede determinarse con exactitud. La localidad-tipo, por lo tanto, fue escogida a lo largo del río Balsas o Mexcala, un poco al oriente del puente de la carretera, porque en dicha localidad las capas parecen ser las menos plegadas y más accesibles de la extensa región en que afloran. La unidad en la localidad-tipo fue descrita con detalle por Bohnenberger Thomas (1955, lám. 5 y 6) en una tesis inédita acerca de la geología entre Iguala y Chilpancingo.

La Formación Mexcala aflora en fajas sinclinales en muchas partes de la región cartografiada. Está bien expuesta al suroeste de Taxco, así como al norte y al sur del Km. 137 de la carretera Amacuzac-Taxco (cuad. G-3). El flanco occidental de la serranía que se extiende del cerro de Barriga de Plata (cuad. D-7) al sur, hasta el cerro de Santa María y desde este punto hacia el sur siguiendo el río Chinameca (cuad. H-7), está formado por afloramientos casi continuos de dicha formación. Otras buenas exposiciones se hallan al poniente y al suroeste del cerro de Jojutla (cuad. H-6). La unidad continúa al sur hasta el centro de Guerrero, al suroeste hasta Guerrero suroccidental, al poniente por una distancia quizás de 20 km. en el Estado de México, al norte por el Estado de Hidalgo y al oriente por la parte occidental de Puebla y

Oaxaca. Tiene relaciones transgresivas con todas las formaciones cretácicas más antiguas en las cercanías de Taxco y puede presentar relaciones similares hacia el poniente y al sur de Taxco.

La Formación Mexcala muestra poca resistencia a la erosión y tiende a formar planicies bajas, con excepción de los sitios donde queda protegida por afloramientos calizos contiguos con mayor altura. La topografía desarrollada en ella tiene un aspecto de madurez, caracterizándose por terrenos intrincadamente disecados, con cumbres redondas o con filos agudos y valles en forma de V. Las líneas de desagüe generalmente tienen forma dendrítica y no están afectadas significativamente por la estructura de las capas, excepto de una manera muy general, debido tal vez al plegamiento estrecho e intrincado y a las actitudes irregulares de las mismas. El mejor ejemplo de la topografía característica de la formación puede verse en el área situada al suroeste de una línea que une Taxco Viejo y Taxco, en el centro de la fotografía aérea oblicua de la lámina 7. Otro ejemplo se presenta en el centro inferior de la fotografía de la lámina 5, entre el río Amacuzac y el cerro de Jojutla, pero en la última localidad la red está algo complicada por la sobreposición de la superficie construccional representada por la Formación Cuernavaca del Plioceno tardío, que parcialmente sepulta la Formación Mexcala erosionada.

Las variaciones litológicas en la Formación Mexcala afectan la red de desagüe erosionada en ella. Por ejemplo, las capas inferiores muy calcáreas se erosionan de una manera muy similar a la facies en capas más delgadas de la Formación Cuautla infrayacente, hecho que puede dificultar la distinción entre las dos en las fotografías aéreas. La única otra formación de la región que produce una topografía algo comparable con la de la Formación Mexcala típica es la parte del Grupo Balsas suprayacente que está compuesta por limo y arena ligeramente endurecidos. Una zona en que las dos formaciones están en contacto aparece en el centro inferior de la fotografía de la lámina 6, a lo largo de la carretera hacia la derecha de Santa Fe y también al oriente y sureste de Iguala, hasta Zumpango del Río más al sur (fig. 2).

Litología y espesor

La Formación Mexcala es muy variable en su litología, tanto lateral como verticalmente. La parte basal es casi en todas partes de naturaleza calcárea y puede consistir en capas de caliza arcillosa o de limolita calcárea que miden en total desde unos pocos metros hasta unos 30 m. de espesor. La caliza basal,

donde se presenta, está formada por capas calcareníticas clásticas visiblemente laminadas, de color gris oscuro y de 10 a 20 cm. de espesor. El cambio litológico es abrupto donde la unidad infrayacente es la facies de banco Cuautla, pero en los sitios donde se presenta la facies de caliza clástica de la Formación Cuautla, es difícil hacer la distinción entre las dos formaciones sin la ayuda de fósiles. Esto ocurre en las partes occidental y suroccidental de la región cartografiada.

Encima de la caliza basal se hallan capas interestratificadas de lutita y limolita calcáreas, con menor cantidad de arenisca. Hacia arriba en la sucesión, los interestratos de arenisca o subgrauvaca aumentan en número y aparecen también capas de conglomerado de grano fino. Las capas clásticas varían en espesor desde unos pocos centímetros, para las rocas de grano más fino, hasta más que un metro para la arenisca. Las capas de grano fino muestran una laminación, mientras que las de grano más grueso presentan estratificación cruzada. Sobre los planos de estratificación de la arenisca abundan las rizaduras y marcas o huellas irregulares.

Vista en lámina delgada la arenisca o subgrauvaca de grano fino procedente de la parte inferior de la formación muestra un predominio de granos clásticos detríticos de caliza y dolomita, con cuarzo ocupando el segundo lugar y con feldspatos y minerales máficos completamente alterados como constituyentes relativamente escasos (láms. 18-A y 18-C). Más arriba en la sucesión los granos de carbonatos disminuyen en abundancia. Muy arriba de la base de la formación en el distrito de Taxco y más al norte, aparecen intercalaciones lenticulares de conglomerado calizo o calcirudita de grano fino, cuyos constituyentes fueron derivados obviamente de las formaciones infrayacentes, ya que algunos granos contienen miliólidos. Las capas conglomeráticas superiores de la formación contienen cantidades mucho mayores de granos de cuarzo y de otros minerales de origen ígneo.

Las capas inferiores contienen cantidades considerables de materia carbonosa en forma de tallos leñosos en las capas arenosas y limosas y sobre los planos de estratificación, hasta el grado en que algunas capas limolíticas tienen color negro debido a la mezcla de materia carbonosa diseminada y finamente triturada (lám. 18-E). La distribución de las capas carbonosas no fue estudiada con detalle, pero parece ser más bien restringida. La materia carbonosa no está limitada a un solo horizonte, aunque seguramente es menos abundante en la parte superior de la sucesión. Las capas basales de limolita calcárea o de caliza arcillosa contienen escamas de peces en algunos sitios, junto con fora-

miniferos (lám. 15-A), pelecípodos y amonoides, pero la microfauna es escasa en gran parte de la formación y la macrofauna es aún más escasa por encima de los 200 m. inferiores de la unidad.

Los colores son también variables lateral y verticalmente, aunque predominan los tintes oscuros. El color más común en exposiciones frescas es gris olivo oscuro, aunque localmente aparecen capas purpúreas, rojizas, negras y aún verdosas. El color general en afloramientos intemperizados es pardo claro u oscuro. Un color de intemperismo poco común aparece sobre la carretera Amacuzac-Taxco entre el Km. 144 y el Km. 147 (cuad. G-2), donde restos de la toba Tilzapotla descansan encima de la Formación Mexcala. El suelo, subsuelo y aun la roca madre en un espesor de varios metros abajo del contacto tienen un tinte rojizo subido bien marcado, rasgo que parece indicar un intemperismo laterítico anterior al depósito de la toba.

La región-fuente del material clástico que compone la Formación Mexcala parece haber estado situada más al suroeste y al poniente de la región cartografiada. Se piensa que era una zona eugeosinclinal ubicada en la margen occidental del actual continente mexicano o cerca de éste, que en aquel tiempo estaba en procesos de deformación, levantamiento sobre el nivel del mar y erosión. Una parte del material clástico fue erosionada de las rocas carbonatadas preconiácianas que afloraban, pero la mayor parte fue derivada probablemente de varias rocas metamórficas e ígneas, entre ellas rocas volcánicas de composición intermedia. La Formación Mexcala, por consiguiente, se piensa que representa un depósito exogeosinclinal, que se acumuló encima de una región cratónica que se hallaba al lado oriental de la zona eugeosinclinal, o sea la región que ahora abarca las partes central y oriental de México.

Middleton (1959) hizo recientemente un estudio de la composición química de las areniscas colectadas en muchas localidades que representan diferentes ambientes tectónicos. Estas areniscas se dividieron de acuerdo con "una clasificación principalmente tectónica, en cuatro familias: euarcita ($Al_2O_3 < 5$ por ciento), tafrogeosinclinal (arcosa), eugeosinclinal (grauvaca de rango alto) y exogeosinclinal (grauvaca de rango bajo)." Los análisis químicos medios de Middleton, correspondientes a las cuatro familias, de los siete óxidos principales, recalculados al 100 por ciento, se citan en la tabla que sigue.

ANALISIS QUIMICOS MEDIOS DE CUATRO FAMILIAS DE ARENISCAS *

	Arcosa	Grauvaca de rango alto	Grauvaca de rango bajo	Cuarcita
SiO ₂	82.75%	71.40%	78.71%	93.54%
Al ₂ O ₃	10.57	13.84	11.77	3.32
Fe ₂ O ₃	1.95	4.92	3.56	1.49
MgO	0.24	2.21	1.23	0.34
CaO	0.89	2.73	2.39	0.37
Na ₂ O	0.72	3.11	0.83	0.31
K ₂ O	2.38	1.79	1.51	0.82
Total	100.00	100.00	100.00	99.99

* Tomados de Middleton (1959).

Con objeto de establecer comparaciones, se colectaron muestras de grauvaca en dos localidades de la Formación Mexcala y se analizaron químicamente en los laboratorios del Instituto de Geología por A. Obregón P. y R. R. de Gómez, bajo la dirección de E. Schmitter. Los resultados de los análisis químicos parciales de cinco muestras quedan citados en la tabla que sigue.

ANALISIS QUIMICOS PARCIALES DE MUESTRAS DE GRAUVACA PROCEDENTES DE DOS LOCALIDADES EN LA FORMACION MEXCALA

	Muestra F60-1			Muestra F60-I				Promedio de 1 y 2
	A	B	Pro- medio	A	B	C	Pro- medio	
SiO ₂	59.17%	50.29%	54.73%	50.76%	54.28%	46.65%	50.26%	52.65%
Al ₂ O ₃	7.14	8.61	7.88	11.01	8.70	9.33	9.68	8.78
TiO ₂	0.54	0.68	0.61	0.65	0.73	0.62	0.67	0.64
Fe ₂ O ₃	5.01	4.32	4.67	6.39	6.57	4.32	5.76	5.22
MgO	2.02	1.97	2.00	3.01	2.58	2.27	2.62	2.31
CaO	12.35	16.99	14.67	13.14	12.86	18.02	14.67	14.67
Na ₂ O	1.66	1.61	1.64	1.79	1.70	1.75	1.75	1.70
K ₂ O	0.36	0.58	0.47	0.77	0.34	0.53	0.55	0.51
P ₂ O ₅	0.18	0.23	0.21	0.34	0.32	0.25	0.30	0.26
S	0.58	0.02	0.30	0.30	0.30	0.38	0.33	0.32
CO ₂	9.01	12.24	10.63	9.47	9.70	13.41	10.86	10.75
Total	98.02	97.54	97.81	97.63	98.08	97.53	97.75	97.81

Analista, Alberto Obregón P., Instituto de Geología.

Muestra F60-1-A, grauvaca de grano grueso, procedente del Km. 209 de la carretera México-Acapulco.

Muestra F60-1-B, grauvaca de grano mediano, procedente del Km. 209 de la carretera México-Acapulco.

Muestra F60-2-A, grauvaca de grano fino, procedente del Km. 151 de la carretera México-Acapulco.

Muestra F60-2-B, grauvaca de grano mediano, procedente del Km. 151 de la carretera México-Acapulco.

Muestra F60-2-C, grauvaca de grano mediano, procedente del Km. 151 de la carretera México-Acapulco.

El examen petrográfico de las muestras analizadas de la Formación Mexcala mostró la presencia de granos detríticos de cuarzo, feldespatos muy alterados, caliza, caliza dolomitizada, minerales máficos alterados principalmente en una mezcla de clorita, calcita y materia opaca, un poco de pirita o marcasita y mucho polvo de mineral ferrífero. El medio cementante consistió, cuando menos en parte, en calcita. Para poder comparar estos análisis con los análisis medios de arcosa, de dos tipos de grauvaca y de cuarcita, citados por Middleton, se combinó el titanio con el hierro para formar la ilmenita (FeTiO_3), el azufre con el hierro para formar la pirita (FeS_2), el fósforo con el calcio y el CO_2 para formar la apatita carbonatada ($3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$) y el resto del CO_2 con el calcio para formar la calcita (CaCO_3), dejando como residuo los siete óxidos citados por Middleton.

Una parte del magnesio presente en las muestras está combinada con el CO_2 en forma de dolomita, pero en vista de que no pudo hacerse una distinción entre esta parte y el resto del magnesio sólo a base de los análisis citados arriba, no se usó ninguna parte para formar la dolomita. La cantidad de magnesio que pueda estar presente en forma de dolomita ocuparía el lugar del calcio en los carbonatos y, por consiguiente, se reduciría la cantidad del magnesio no carbonatado y se aumentaría la cantidad del calcio no carbonatado. Como resultado, los porcentajes de calcio y magnesio citados en las tablas que siguen no pueden compararse directamente con los porcentajes citados por Middleton, pero al sumar los óxidos de calcio y magnesio, se piensa que puede hacerse una comparación aproximada entre los dos juegos de análisis, sin introducir un error muy serio en la interpretación.

La tabla anterior sugiere que el tamaño del grano de la grauvaca tiene un efecto significativo sobre la composición química. Por ejemplo, las grauvacas de grano grueso y de grano fino, representadas respectivamente por las muestras F60-1-A y F60-2-A, difieren notablemente entre sí en su composición química, mientras que las demás muestras de grano fino tienen análisis muy parecidos entre sí. Surge la sugestión de que la sílice aumenta y la alúmina disminuye a medida que aumenta el tamaño de grano, y también que tanto los álcalis como las bases disminuyen con el aumento del tamaño de grano. Para compensar este efecto del tamaño de grano, al hacerse comparaciones entre los análisis químicos de las areniscas procedentes de diferentes ambientes tectónicos, parecería preciso tomar muestras grandes representativas por medio del muestreo de muchas capas, o tendrían que colectarse únicamente muestras casi de un mismo tamaño de grano. Por lo tanto, se han promediado los análisis de las dos muestras de la Formación Mexcala procedentes de las dos localidades muestreadas y se han promediado los dos promedios así obtenidos. Se reconoce que aun este promedio final es sólo una aproximación a la composición de la parte intermedia de la formación, pero no obstante, se piensa que las cifras tienen algún significado para los propósitos comparativos.

Middleton (1959) aseveró que los diagramas de variación referentes a las relaciones de K_2O/Na_2O y de álcalis/ Al_2O_3 difieren significativamente para las diferentes familias de areniscas. El que escribe nota que la relación de Al_2O_3/SiO_2 también difiere notablemente de una familia a otra. Para poder comparar la clasificación tectónica de la Formación Mexcala con las clasificaciones citadas por Middleton, se han calculado varios parámetros significativos de los cuatro análisis medios de Middleton, así como los dos análisis medios de las muestras de la Formación Mexcala y del promedio global de la misma formación, según los datos citados en la tabla que sigue.

PARAMETROS QUIMICOS SIGNIFICATIVOS DE DIFERENTES ARENISCAS

	Promedios de Middleton				Promedio de F60-1	Promedio de F60-2	Promedio de 1 y 2
	Arcosa	Grauvaca de rango alto	Grauvaca de rango bajo	Cuarcita			
Al_2O_3/SiO_2	0.13	0.19	0.15	0.03	0.15	0.19	0.17
$MgO + CaO$	1.13%	4.94%	3.62%	0.71%	4.07%	4.40%	4.23%
$Na_2O + K_2O$	3.60%	4.90%	2.34%	1.13%	2.97%	3.27%	3.13%
K_2O/Na_2O	4.00	0.58	1.82	2.65	0.29	0.31	0.30
Álcalis/ Al_2O_3	0.34	0.35	0.20	0.34	0.27	0.24	0.25

Una comparación de los parámetros de la Formación Mexcala, citados arriba, con los de las grauvacas de rango alto y de rango bajo, de Middleton, enseña que la muestra F60-1 se acerca a la familia de la grauvaca de rango bajo, mientras que la muestra F60-2 se acerca más a la familia de la grauvaca de rango alto. El promedio de las dos muestras, sin embargo, queda entre las dos familias y se acerca más a la grauvaca de rango bajo. Esto refuerza la interpretación del que escribe, en el sentido de que la Formación Mexcala representa un depósito exogeosinclinal. Parece que el material fue derivado, en gran parte, de rocas ígneas de composición intermedia, como por ejemplo las rocas andesíticas, dacíticas, dioríticas, granodioríticas y monzoníticas. La mezcla de granos carbonatados clásticos es de esperarse, ya que las rocas calcáreas del Cretácico Inferior están distribuidas ampliamente en el sur y el suroeste de México. En las partes occidental y suroccidental de la región cartografiada, estas rocas deberían haber sido levantadas y sujetas a la erosión hacia principios del Cretácico.

El espesor original de la Formación Mexcala no puede medirse en ningún lugar, porque la parte superior de la unidad fue erosionada en un grado desconocido antes del depósito de la formación terciaria suprayacente. Además, la compresión fue tan intensa que la formación está estrechamente plegada, aun en escala pequeña, y por consiguiente las capas están repetidas un número desconocido de veces en casi cualquier localidad que pudiera escogerse para su medición. La gran anchura de las fajas de afloramiento, así como el relieve total relativamente grande encima de la formación, indican que el espesor debió haber excedido de varios cientos de metros, aunque no puede hacerse una estimación de confianza del espesor en la región cartografiada.

La sección más cercana que se ha medido con suficiente exactitud es la de Bohnenberger Thomas (1955, p. 27-28), correspondiente a la localidad-tipo, que se extiende a lo largo del río Mexcala por una distancia de 3 km. al oriente a partir del puente de la carretera México-Acapulco (fig. 2). Cálculos basados en un recorrido con brújula Brunton, tomando en cuenta los cambios de actitud de la estratificación, dieron un total de 1,220 m. Esta cifra, desde luego, no corresponde al espesor original completo, que debió haber sido considerablemente mayor, en vista del largo lapso transcurrido antes de que fuera depositada la próxima formación (Eoceno tardío). Una estimación independiente del espesor, hecha por H. Jenny en un informe inédito citado por Bohnenberger Thomas (op. cit., p. 28), es de 1,290 m. Aunque el espesor actual es muy variable de uno a otro lugar, el autor piensa que un espesor casi igual puede persistir en las cercanías del río Amacuzac, en el sinclinal del Higuerón situado

al pie oriental del cerro de Jojutla (borde oriental de la cuadrícula H-6), a juzgar por el grano tan grueso de las capas superiores de esa localidad. Un espesor similar, quizás se encuentre también en el sinclinal de San Gaspar al norte del cerro de Jojutla.

Relaciones estratigráficas, estructuras y metamorfismo

Casi en todas partes la Formación Mexcala descansa encima de la Formación Cuautla, ya sea sobre la facies de banco calcáreo o sobre la de caliza clásica, pero localmente parece que falta la Formación Cuautla y entonces el contacto es con la próxima unidad infrayacente, o sea la Formación Morelos. En el distrito de Taxco, donde aflora la paleopenínsula del Cretácico temprano, la Formación Mexcala descansa directamente sobre el Esquisto Taxco del Paleozoico, pero en otros lugares descansa sobre una de las unidades intermedias. En la región cartografiada la formación parece ser concordante con la Formación Cuautla infrayacente, no habiéndose notado ninguna discordancia angular ni erosional entre ambas. El hecho de que granos y matatenas de caliza y dolomita erosionados de las Formaciones Cuautla y Morelos forman capas y lentes de calcarenita y calcirudita clásicas en la parte inferior de la Formación Mexcala, indica, sin embargo, que hubo un levantamiento en alguna parte de la región que originó la erosión de dicho material detrítico. En vista del predominio aparente de detritos erosionados de la Formación Morelos en dichas capas clásicas, el autor piensa que el levantamiento o deformación mayor comenzó en el intervalo entre las Formaciones Morelos y Cuautla, tal como se indicó en el capítulo acerca de la última unidad, y que continuó durante los tiempos Cuautla y Mexcala.

No se cree que depósitos marinos llegaran a cubrir alguna vez a la Formación Mexcala y la próxima formación suprayacente puede ser cualquiera de las unidades continentales del Terciario, comenzando por el Grupo Balsas. La unidad terciaria más vieja descansa dondequiera con gran discordancia angular y erosional sobre las rocas pre-terciarias infrayacentes.

Después del depósito de la Formación Mexcala ocurrió un período de deformación fuerte, uno de cuyos resultados fue la producción de las estructuras mayores con orientación hacia el norte y el plegamiento estrecho en escala más pequeña de dicha unidad clásica. Su relativa incompetencia originó el desarrollo de pliegues repetidos de tipo chevrón, de abundantes fallas inversas de poco desplazamiento y del fuerte cizallamiento exhibido por algunas capas. Los estratos de grano más grueso fueron fracturados y posteriormente soldados

por calcita blanca secundaria. Los efectos más fuertes del plegamiento se encuentran, sin duda, en el distrito de Taxco, donde la paleopenínsula cretácica actuó como elemento rígido, en contra del cual fue empujada y deformada la Formación Mexcala. Como resultado se produjeron abundantes pliegues recostados, fallas inversas y el metamorfismo de las capas de lutita y limolita en filita de rango bajo (véase lám. 18-E), acompañados por el desarrollo de fisilidad y de clivaje de escurrimiento en las capas calcáreas. La unidad Mexcala donde está en contacto con el esquisto fue fuertemente milonitizada o cizallada. Algunas capas quedaron intencionalmente fracturadas y soldadas por abundantes vetillas de calcita blanca y de cuarzo. Buenos afloramientos de las rocas metamorfizadas Mexcala aparecen en los cortes entre el Km. 161 y el Km. 177 de la carretera Taxco-Iguala (cuad. H-1).

Otra localidad en que la unidad muestra deformación y metamorfismo extraordinariamente fuertes es la atravesada por la carretera Amacuzac-Taxco entre el Km. 138 y el Km. 146 (cuad. G-2). La causa de este rasgo local parece ser la gran falla situada a lo largo del pie del cerro de Acuitlapán y el empalme de dos ejes de plegamiento divergentes en esa localidad. La deformación y el metamorfismo incipiente son más pronunciados en las capas inferiores de la formación que en las superiores, debido al sepultamiento más profundo, a la compresión en contra de formaciones calizas o de rocas metamórficas rígidas infrayacentes, así como a la finura del grano de las capas inferiores. Como consecuencia, la microfauna en estas capas inferiores quedó parcial o completamente destruída o deformada fuera de toda posibilidad de identificación.

Fósiles y edad

La gran mayoría de los macrofósiles encontrados en la Formación Mexcala procedieron de los 200 m. inferiores y la parte más prolífica correspondió probablemente a los 60 m. inferiores. Tanto amonoides como pelecípodos se presentan en forma de impresiones en capas que varían en litología desde caliza hasta arenisca de grano grueso y se han encontrado en localidades esparcidas desde los afloramientos más septentrionales de la formación hasta las exposiciones a lo largo del río Chinameca en el ángulo suroriental de la región cartografiada. No se han encontrado en la parte suroccidental ni tampoco en los horizontes superiores de la formación. Se juzgó conveniente tener en cuenta el material procedente de dos localidades cercanas a Zumpango del Río, cerca del Km. 255 de la carretera México-Acapulco (fig. 2), pues aunque situadas fuera de la zona cartografiada, los fósiles de estas capas fueron descritos con

mucho detalle por Burckhardt (1919, p. 81-132) y Böse (1923, p. 190-210). Con tal fin, el presente autor volvió a coleccionar muestras en dichas localidades, para que sirvieran de término de comparación con las formas encontradas más al norte.

La lista siguiente da los números de las muestras que rindieron macrofósiles, arreglados para indicar la parte de la formación de que procedieron. En el apéndice pueden verse descripciones detalladas de la procedencia, litología y contenido faunístico de cada una de las muestras.

NUMEROS DE MUESTRAS QUE RINDIERON MACROFOSILES

Parte intermedia de la Formación Mexcala	Partes inferior y basal de la Formación Mexcala	
F-33-50	F-53-50	F-68-50
F-17-53	57	90
18	59	F- 1-53
22	60	2 a
	61	15
	67	F55-70

Los macrofósiles identificados en las muestras citadas se dan a continuación, en el mismo orden:

MACROFOSILES IDENTIFICADOS EN LA FORMACION MEXCALA

Parte intermedia de la formación	Partes inferior y basal de la formación
<i>Peroniceras</i> sp.	<i>Barroisiceras</i> cf. <i>B. alstadenense</i> Solger
<i>Pteraptychus</i> (?) Trauth	<i>Barroisiceras</i> cf. <i>B. haberfellneri</i> von Hauer
<i>Durania</i> sp.	<i>Barroisiceras</i> sp.
	<i>Peroniceras</i> cf. <i>P. subtricarinatum</i> Sturm
	<i>Peroniceras</i> cf. <i>P. czörnigi</i> Redtenbacher
	<i>Peroniceras</i> sp.
	<i>Peroniceras</i> cf. <i>P. subtricarinatum</i> Drescher
	<i>Otoscaphtes</i> cf. <i>O. geinitzi</i> (Jahn)
	<i>Otoscaphtes</i> cf. <i>O. auritus</i> (Schlüter)
	" <i>Crioceras</i> " sp.
	<i>Didymotis</i> cf. <i>D. trinidadensis</i> Sommermeier
	<i>Inoceramus</i> sp.

(Las siguientes especies fueron colectadas cerca de Zumpango del Río, en muestras numeradas F-90-50 y F 55-70).

<i>Barroisiceras</i> cf. <i>B. haberfellneri</i> von Hauer
<i>Peroniceras</i> sp.
<i>Otoscaphtes</i> aff. <i>Scaphites geinitzi</i> Jahn
<i>Otoscaphtes</i> aff. <i>Scaphites auritus</i> (Schlüter)
<i>Scaphites</i> aff. <i>S. geinitzi</i> D'Orbigny
<i>Didymotis</i> sp.

Todas las especies de amonoides encontradas en las partes inferior y basal de la formación en el área cartografiada, así como las colectadas cerca de Zumpango del Río fueron consideradas por R. W. Imlay, quien hizo las identificaciones, como pertenecientes al Coniaciano inferior. Burckhardt había descrito anteriormente estas especies y otras procedentes de la misma localidad (1919, p. 93-117), considerándolas pertenecientes al Coniaciano inferior (p. 125-126), con excepción de las especies de "*Scaphites*" encontradas en las capas inferiores, las que asignó a la cima del Turoniano o a la base del Coniaciano (p. 124). A este respecto Imlay comentó que "Burckhardt consideró que las capas inferiores de la parte media inferior por debajo de las capas que contenían *Barroisiceras*, eran de edad turoniana tardía porque presentaban pequeños escafitidos con hombros (*lappets*) laterales (*Otoscaphtes* Wright, 1953) similares a los de las especies del Turoniano superior de Europa. La asignación turoniana es bastante dudosa, puesto que ejemplares similares de *Otoscaphtes* se presentan en las capas suprayacentes junto con *Barroisiceras* y *Peroniceras*; además, *Otoscaphtes* se conoce como del Coniaciano en otras partes del mundo. Nuestros datos acerca de los límites temporales de *Barroisiceras* muestran que el género está limitado al Coniaciano inferior y en la región interna occidental (de los Estados Unidos) se presenta directamente arriba de *Prionocyclus*, que marca la cima del Turoniano" (comunicación escrita, 24-VI-53).

Otra forma que es característica de una edad coniaciana temprana es la especie de pelecípodo *Didymotis* cf. *D. trinidadensis* Sommermeijer, de la que Imlay escribió: "Los pelecípodos comunes que pertenecen a *Didymotis* fueron descritos por Böse (1923, p. 208-210) como especies de *Inoceramus*. . . *Didymotis* difiere de *Inoceramus* por tener contorno redondo, pico subcéntrico, concha más delgada, costillas concéntricas redondas, costillas y líneas radiales irregulares y charnela diferente. Se ha encontrado en muchas localidades en Trinidad, Venezuela y Colombia, asociado con amonitas coniacianas tales como

Barroisiceras, *Prionocycloceras* y *Gauthiericeras*... He comparado los ejemplares de *Didymotis* procedentes del sur de México con nuestras colecciones (Museo Nacional de los Estados Unidos) de Sudamérica y los encuentro aparentemente idénticos con *D. trinidadensis* Sommermeier (1918, p. 132) procedente de Trinidad. Tenemos varios ejemplares excelentes de esta especie asociada con *Barroisiceras* en núcleos de pozos perforados en Trinidad. La especie *D. variabilis* Gerhardt que tiene costillas mucho más finas se presenta en un nivel algo más bajo en el mismo pozo" (comunicación escrita, 24-VI-53).

El autor encontró ejemplares de *Didymotis* y de *Barroisiceras* asociados en las mismas capas, de 20 a 30 m. por encima del contacto de la Formación Mexcala con la Formación Cuautla, en un punto situado 1,800 m. al sureste de El Progreso (cuad. D-7; muestras F-2-53 a F-15-53), y también con *Peroniceras* dentro de 10 m. por encima del contacto entre ambas formaciones en un punto situado unos 1,000 m. al oriente-nororiente de Tlaquiltenango (cuad. G-7). Se presentan junto con *Otoscaphtes* y *Peroniceras* en varias localidades a lo largo del río Chinameca (cuad. H-7), también dentro de unos 10 m. por encima del contacto con la Formación Cuautla. En la región cartografiada y también en la localidad de Zumpango del Río, las especies de *Peroniceras* continúan en capas superiores que ya no contienen *Otoscaphtes* ni *Barroisiceras*.

En capas de arenisca de color gris olivo, situadas de 400 a 450 m. al poniente del Km. 17 de la carretera Cuernavaca-Cuautla, que representan una parte intermedia de la Formación Mexcala, el autor encontró un individuo grande (12 cm. de diámetro) de una especie no identificable del género *Peroniceras* (muestra F-18-53), una especie aparentemente nueva de *Durania* de unos 26 cm. de largo (muestra F-17-53), varias impresiones de *Pteraptychus* (?) (muestra F-22-53) y un pequeño individuo inmaduro de *Didymotis*. Acerca del amonoide dijo Imlay que "puede compararse con *Peroniceras* ya que sus costillas son sencillas y casi derechas, la parte superior del flanco está marcada por una fila de tubérculos y el vientre lleva una quilla bordeada por dos surcos. El enrollamiento parece ser más abierto que el de una amonita algo similar, *Texanites*, que es común en el Grupo Taylor (Campaniano) de Texas". Comentó que los aptychi "posiblemente pertenecen a *Pteraptychus* Trauth. Lo poco que se conoce sobre los aptychi indica que las 'especies' tienen límites temporales amplios y probablemente corresponderían a familias si se comparasen con las conchas completas de las amonitas". Comentó además que "ni Reeside ni Cobban recuerda haber visto aptychi asociados con *Barroisiceras* en los Estados Unidos", observación que sugiere que pertenecen a algún otro género de amonoide (comunicación escrita, 4-III-54). Según G. A. de Cserna,

el individuo grande de *Durania* difiere de todas las especies descritas de México (comunicación escrita, 18-VIII-58).

La microfauna fue estudiada en muestras colectadas en varias partes del área cartografiada, así como en diferentes niveles desde la base hasta la cima de la formación. Gran parte de las muestras que se tomaron de los interestratos de lutita entre las capas de arenisca en las partes intermedia y superior de la unidad, o no contenían fósiles o éstos estaban tan mal conservados que eran indeterminables genéricamente. También se incluyen varias muestras colectadas en puntos situados unos pocos kilómetros más al sur y más al poniente de la región cartografiada, debido a la evidencia adicional que proporcionan acerca de la edad y distribución de la Formación Mexcala. La lista que sigue contiene los números de las muestras que rindieron los microfósiles identificados. Las muestras están arregladas en dos grupos, según la parte de la formación de que procedieron. En el apéndice pueden encontrarse descripciones detalladas.

NUMEROS DE MUESTRAS QUE RINDIERON MICROFOSILES

Parte alta de la Formación Mexcala	Partes inferior y basal de la Formación Mexcala	
F-20-54	F-20a-50	F55-81
	91	96
	92	F56-12
	F-28-54	13
	F-55-49	F57-42
	68	44

Los microfósiles identificados en las muestras citadas están puestos en la lista que sigue, agrupados de la misma manera que las muestras.

MICROFOSILES IDENTIFICADOS EN LA FORMACION MEXCALA

Parte alta de la formación	Partes inferior y basal de la formación
<i>Ammobaculites</i> (?) sp.	<i>Praeglobotruncana delrioensis</i> (?)
<i>Spiroplectammina</i> sp.	<i>Globochaete</i> (?)
<i>Martinottiella</i> sp.	<i>Calcisphaerula</i> (?) sp.
" <i>Guembelina</i> " sp.	<i>Pithonella ovalis</i>
<i>Lamarckina</i> sp.	<i>Bolivina</i> sp.
<i>Valmulineria</i> sp.	<i>Globotruncana fornicata</i>
<i>Anomalina</i> sp.	<i>Globotruncana schneegansi</i>
<i>Cibicides</i> sp.	<i>Globotruncana</i> spp.
<i>Planulina correcta</i> (Carsey)(?)	<i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> Bolli
<i>Haplophragmoides</i> (?) sp.	" <i>Guembelina</i> " sp.
<i>Ammomarginulina</i> (?) sp.	<i>Globigerina cretacea</i>
<i>Gaudryina</i> sp.	<i>Globigerina</i> sp.
	<i>Stomiosphaera</i> (?)
	Radiofarios calcificados

Con el propósito de presentar datos adicionales, se incluyen a continuación los conjuntos fósiles determinados por paleontólogos de Petróleos Mexicanos y citados por Bohnenberger Thomas (1955, p. 34-35).

MICROFOSILES procedentes probablemente de unos 1,000 m. arriba de la base de la Formación Mexcala, colectados en las riberas del río Mexcala a unos 1,200 m. al oriente del puente de la carretera México-Acapulco.

" <i>Guembelina</i> " pupa (Reuss)	<i>Globotruncana</i> sp.
" <i>Guembelina</i> " globulosa (Ehrenberg)	

MICROFOSILES procedentes probablemente de menos que 50 m. arriba de la base de la Formación Mexcala, colectados entre el Km. 186 y el Km. 187 de la carretera México-Acapulco y también al oriente del puente sobre el río Mexcala.

<i>Globotruncana sigali</i> Reichel	<i>Globotruncana</i> sp.
<i>Globotruncana lapparenti tricarinata</i>	" <i>Guembelina</i> " striata (Ehrenberg)
<i>Globotruncana citae</i> Bolli	" <i>Guembelina</i> " sp.
<i>Globotruncana lapparenti</i> Bolli	<i>Globigerina</i> sp.
<i>Globotruncana lapparenti bulloides</i> Vogler	<i>Dictyomytra multicostata</i> Zittel (radiolario)
<i>Globotruncana rosetta</i> (Carsey)	

Las especies citadas por Bohnenberger Thomas como procedentes de un horizonte alto de la formación fueron consideradas por paleontólogos de Petróleos Mexicanos como de edad senoniana (Coniaciano-Maestrichtiano), pero sin indicación precisa de su posición dentro de estas edades. Entre las especies citadas de la parte inferior de la formación, *Globotruncana sigali* Reichel y *G. lapparenti tricarinata* fueron consideradas por los mismos paleontólogos como de edad turoniana y las demás se consideraron de edad senoniana.

En la región cartografiada por el autor más al norte, o sea en el lado oriental del sinclinal de San Gaspar al oriente de Emiliano Zapata (cuad. E-6;

muestra F-20-54), el conjunto microfauístico procedente de la parte más alta de la Formación Mexcala que se muestreó es marcadamente diferente del que se encontró a lo largo del río Mexcala (véanse las tablas correspondientes).

Difiere particularmente por la falta de los géneros de *Globotruncana* y *Globigerina*, aunque contenía una especie de "*Guembelina*". La muestra fue lavada y examinada por paleontólogos de Petróleos Mexicanos, quienes indicaron que "la fauna está mal conservada y no contiene fósiles característicos de ningún período, aunque pensamos que no puede ser más antigua que el Cretácico debido a la presencia de "*Guembelina*" sp. Sin embargo, existen algunas formas tales como *Lamarchina*, *Spiroplectammia* y *Cibicides* que podrían indicar una edad paleocénica, ya que son especies características de la Formación Midway de Texas" (comunicación escrita, 2-IV-54).

Una parte de la muestra lavada fue examinada por R. Todd, quien indicó que *Planulina correcta* (Carsey(?)) "se conoce de la parte más alta del Navarro de Texas" (Maestrichtiano), pero por otro lado, el conjunto contiene un nuevo género sin nombre "que se describirá por A. R. Loeblich, Jr., quien lo observó en el Cenomaniano de Francia y el Santoniano de España, pero no visto anteriormente en este continente... La fauna no es similar a ninguna con las que estoy familiarizada. Es diferente de muchas faunas del Cretácico Superior de México y del área costera del Golfo en los Estados Unidos, pues carece de formas planctónicas tales como... *Globigerina* y *Globotruncana*, que (con "*Guembelina*") cabe esperar se encuentren en los sedimentos marinos del Cretácico Superior" (comunicación escrita, 17-II-55). Es obvio que la facies de la Formación Mexcala representada por esta muestra difiere de las facies comunes de las rocas clásticas marinas del Cretácico Superior de la región costera del Golfo de México, tanto en los Estados Unidos como en México. Es deseable un estudio más a fondo de esta facies ya que en la actualidad su microfauna no es de utilidad para la fijación de edad precisa.

Las especies citadas por Bohnenberger Thomas como procedentes de un horizonte alto de la formación fueron consideradas por paleontólogos de Petróleos Mexicanos como de edad senoniana (Coniaciano-Maestrichtiano), pero sin indicación precisa de su posición dentro de estas edades. Entre las especies citadas de la parte inferior de la formación, *Globotruncana sigali* Reichel y *G. lapparenti tricarinata* fueron consideradas por los mismos paleontólogos como de edad turoniana y las demás se consideraron de edad senoniana.

En la región cartografiada por el autor más al norte, o sea en el lado oriental del sinclinal de San Gaspar al oriente de Emiliano Zapata (cuad. E-6; muestra F-20-54), el conjunto microfaunístico procedente de la parte más alta de la Formación Mexcala que se muestreó es marcadamente diferente del que se encontró a lo largo del río Mexcala (véanse las tablas correspondientes). Difiere particularmente por la falta de los géneros de *Globotruncana* y *Globigerina*, aunque contenía una especie de "*Guembelina*". La muestra fue lavada y examinada por paleontólogos de Petróleos Mexicanos, quienes indicaron que "la fauna está mal conservada y no contiene fósiles característicos de ningún período, aunque pensamos que no puede ser más antigua que el Cretácico debido a la presencia de "*Guembelina*" sp. Sin embargo, existen algunas formas tales como *Lamarckina*, *Spiroplectammia* y *Cibicides* que podrían indicar una edad paleocénica, ya que son especies características de la Formación Midway de Texas" (comunicación escrita, 2-IV-54).

Una parte de la muestra lavada fue examinada por R. Todd, quien indicó que *Planulina correcta* (Carsey?) "se conoce de la parte más alta del Navarro de Texas" (Maestrichtiano), pero por otro lado, el conjunto contiene un nuevo género sin nombre "que se describirá por A. R. Loeblich, Jr., quien lo observó en el Cenomaniano de Francia y el Santoniano de España, pero no visto anteriormente en este continente... La fauna no es similar a ninguna con las que estoy familiarizada. Es diferente de muchas faunas del Cretácico Superior de México y del área costera del Golfo en los Estados Unidos, pues carece de formas planctónicas tales como... *Globigerina* y *Globotruncana*, que (con "*Guembelina*") cabe esperar se encuentren en los sedimentos marinos del Cretácico Superior" (comunicación escrita, 17-II-55). Es obvio que la facies de la Formación Mexcala representada por esta muestra difiere de las facies comunes de las rocas clásticas marinas del Cretácico Superior de la región costera del Golfo de México, tanto en los Estados Unidos como en México. Es deseable un estudio más a fondo de esta facies ya que en la actualidad su microfauna no es de utilidad para la fijación de edad precisa.

La parte inferior más antigua de la formación en la región cartografiada parece estar representada por la muestra F57-42, procedente de las capas limolíticas calcáreas basales que afloran cerca de las grutas de Cacahuamilpa. Esquirlas examinadas por E. R. Applin contenían una fauna muy escasa, que constaba principalmente de *Praeglobotruncana delrioensis*(?), "*Guembelina*" (?) sp. y *Globigerina*(?) sp. Con referencia a *P. delrioensis*(?), comentó que "está mal definida en la lámina. Bronnimann y Brown dan sus límites temporales como del 'Albiano al Cenomaniano, incluso posiblemente hasta el Turoniano inferior'. Dicho fósil se asemeja también a *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli) que se encuentra en el Turoniano inferior de Israel... Basándose en las evidencias faunísticas, sugeriría que la localidad F57-42 probablemente representa una parte del tiempo Eagle Ford (Turoniano). Los sedimentos cretácicos de la costa del Golfo de edad Austin y más jóvenes, contienen generalmente ejemplares comunes o abundantes de varias especies de *Globotruncana*, pero en el Eagle Ford predominan *Globigerina* y "*Guembelina*" y se presentan relativamente pocos ejemplares de *Globotruncana*" (comunicación escrita 28-VII-58).

La muestra F55-49 procedente de un horizonte situado no más de 15 m. arriba de la Formación Cuautla, al poniente de la ciudad de este nombre, contenía *Globotruncana schneegansi*, según A. R. Loeblich, Jr., quien consideró que era de edad coniaciana (comunicación escrita, 2-XII-55). La muestra F55-81 procedente de capas basales de la Formación Mexcala en el Km. 148.8 de la carretera de peaje Amacuzac-Iguala fue examinada por F. Bonet, quien señaló la presencia de "*Guembelina*" sp. e indicó que la microfauna era singular y diferente de la conocida anteriormente en el Cretácico Superior de México (comunicación escrita, 16-II-56). La muestra F55-96 procedente de capas basales de la Formación Mexcala en el Km. 155.3 de la misma carretera también fue examinada por F. Bonet, quien indicó la presencia de *Pithonella ovalis*, "*Guembelina*" sp., *Globigerina* sp. y radiolarios calcificados, opinando que era de edad turoniana (comunicación escrita, 16-II-56). Los datos proporcionados por la microfauna, por consiguiente, parecen indicar que la parte basal de la Formación Mexcala varía en edad de un lugar a otro.

En resumen, los microfósiles encontrados en las capas inferiores de la Formación Mexcala en la parte oriental de la región cartografiada proporcionan evidencias casi incontrovertibles de una edad coniaciana temprana e indican, además, que se trata de un horizonte cercano al límite entre los pisos coniaciano y turoniano. Los microfósiles, por otro lado, proporcionan evidencias en conflicto

acerca de la edad de las capas más bajas en la parte occidental de la región cartografiada. Parece que, existen suficientes formas, sin embargo, para indicar que en las partes occidental y suroccidental de la región y también al sur de Iguala donde no se presenta la facies de banco Cuautla, las capas inferiores de la Formación Mexcala son de edad turoniana tardía. En otras palabras, la base de la formación varía en edad de un lugar a otro, según la proximidad de la paleocosta, la fuente del material clástico y la posición de los bancos calcáreos. Así es que el depósito sobre el banco continuó hacia fines del tiempo turoniano, a la vez que los depósitos clásticos se acumularon más al poniente del banco.

Las evidencias sobre la edad de la parte más alta de la Formación Mexcala son mucho más deficientes y, de hecho, las capas más jóvenes depositadas en el tiempo Mexcala fueron erosionadas posteriormente y no se hallan ya en ninguna parte de la región. Se encontraron microfósiles únicamente en horizontes intermedios de posición desconocida dentro de la formación y no indican una edad más moderna que el Coniaciano. Los microfósiles proporcionan evidencias tan controvertibles que no se justifica una asignación de edad más precisa. Con excepción de dos o tres especies de microfósiles, sin embargo, el resto de la microfauna no indica una edad más moderna que el Senoniano temprano. Por consiguiente, el autor opina que son indispensables datos adicionales para poder asignar a la formación una edad posterior al Campaniano.

Correlación

La formación más cercana que tiene nombre y que se halla más al poniente de la región cartografiada pertenece a la región de Huetamo (localidad 5, fig. 1), donde Pantoja Alor (1959, p. 19-22) describió la Formación Mal Paso como un probable equivalente en edad a las Formaciones Cuautla y Mexcala, aunque la litología de la Formación Mal Paso es más parecida a la de la Formación Mexcala. La Formación Mexcala fue cartografiada, como tal, desde Iguala hasta el extremo austral del área de su afloramiento en la latitud de Chilpancingo (fig. 2). Continúa al sureste de Iguala como unidad sin nombre hasta el noreste de Guerrero y el noroeste de Oaxaca, donde fue nombrada Marga Tilantongo por Salas (1949, p. 118-120). La Marga Tilantongo descansa encima de la Caliza Petlalcingo Superior de edad turoniana (equivalente de la Formación Cuautla) y está cubierta en discordancia angular por las rocas clásticas del Terciario temprano. Su edad se considera variable desde el Turoniano tardío al Santoniano o al Campaniano (Erben, 1956, p. 30-31). En

el centro oriental de Puebla las rocas nombradas más cercanas con litología y edad semejantes a las de la Formación Mexcala parecen corresponder a la parte más alta de la Formación Escamela Superior.

Más al norte del Estado de Morelos afloran rocas de edad y litología casi iguales a las de la Formación Mexcala, en los Estados de México, Hidalgo y Querétaro (fig. 1). El mismo nombre se ha utilizado en el suroeste de Hidalgo (Segerstrom, en prensa), pero más al norte, en Querétaro oriental y el centro occidental de Hidalgo, el nombre de Lutita Méndez fue utilizado por Wilson *et al.* (1955, p. 3). La extensión de este último nombre desde el sureste de San Luis Potosí, donde la formación consiste en una potente sucesión de capas lutíticas principalmente de edad maestrichtiana, puede considerarse poco afortunada porque la unidad en Querétaro e Hidalgo es más antigua y difiere en su litología, pues se asemeja más estrechamente a la Formación Mexcala en ambos aspectos. Aun más al norte, en el sureste de San Luis Potosí, hay una unidad que corresponde en edad general aunque no en litología a la Formación Mexcala; se trata de la parte superior del Grupo Xilitla, tal como fue definido por Bodenlos y Bonet (véase Bodenlos, 1956, p. 302-303). Esta unidad, denominada Formación San Felipe, consiste en una sucesión de capas calizas. En otras palabras, la Formación Mexcala se interdigita con la Formación San Felipe hacia el norte.

GRUPO BALSAS

Distribución y expresión fisiográfica

El nombre de Grupo Balsas se propone para un grupo de rocas que comprende una variedad grande de tipos litológicos locales de espesor variable, que se presentan en la cuenca hidrológica del río Mexcala-Balsas en el centro austral y el suroeste de México. Con el tiempo el grupo puede ser dividido en varias decenas de formaciones distintas, a medida que se hagan estudios más detallados con una cartografía adecuada, pero en este informe no se ha hecho intento alguno de separar y definir los diferentes tipos litológicos. El grupo incluye rocas tan diversas como son yeso, caliza lacustre, conglomerado calizo, conglomerado volcánico, arenisca tobácea, limolita tobácea y arcillita, así como brecha y tobá volcánicas y corrientes lávicas interstratificadas. Algunas capas están bien endurecidas mientras que otras casi no muestran endurecimiento alguno.

Un rasgo característico de las diversas unidades es el hecho de que representan a las rocas terciarias más antiguas depositadas encima de las formaciones cretácicas y pre-cretácicas plegadas y erosionadas. A su vez, son más antiguas que las rocas volcánicas abundante y ampliamente distribuidas que caracterizan la parte intermedia del sistema terciario en México central. Un tercer rasgo consiste en su grado de deformación que aunque generalmente moderado, contrasta con la muy ligera deformación de las unidades litológicas del Terciario medio y tardío. Todos estos rasgos en conjunto imprimen cierta unidad a este grupo de rocas por demás heterogéneas.

El Grupo Balsas aflora en muchos lugares de la región cartografiada. Una de las áreas mayores de afloramiento se extiende desde la amplia depresión en derredor de Iguala (cuad. *J-2*), hacia el sur y al suroeste fuera del límite del mapa. Otra área importante de afloramiento aparece en Taxco, de donde se extiende al noreste (véase Edwards, 1955, p. 173-179) y al suroeste. Una tercer área grande de afloramiento se presenta en el valle del río Chontalcoatlán (cuads. *F-2* y *G-2*) al poniente de las grutas de Cacahuamilpa, y aun otra aparece en una faja orientada casi de norte a sur entre Teacalco y Huajintlán a lo largo de la carretera Amacuzac-Taxco (cuad. *G-3*). Afloramientos extensos forman las colinas bajas al norte de Puente de Ixtla (cuad. *G-5*). Más al oriente una ancha faja de afloramientos, irregular y orientada casi de norte a sur, se extiende desde el cerro Amarillo (cuad. *E-7*) hacia el sur hasta el cerro de Temilpa y fuera del límite del mapa. Otras exposiciones aisladas y más pequeñas se hallan diseminadas en la región, descansando sobre las formaciones cretácicas. Entre éstas se encuentran manchones notables expuestos al noroeste de Alpuyecá (cuads. *F-5* y *E-5*), al suroeste de Tlaquiltenango (cuad. *G-7*), al poniente de Tehuixtla (cuad. *H-5*), en Emiliano Zapata (cuad. *D-6*), al sureste de Tetecalita (cuad. *E-6*), al norte de Oacalco (cuad. *C-8*), al sureste de San Carlos (cuad. *D-8*), al noreste de Cocoyoc (cuad. *D-9*), al poniente de Aneneuilco (cuad. *E-9*) y al sur de Tlayecac (cuad. *F-10*). Todas estas áreas de afloramiento pueden considerarse como formando la región-tipo del Grupo Balsas.

El grupo continúa al poniente de Iguala en el sistema hidrológico del río Balsas, donde hay varias áreas grandes en forma de cuencas con extensión de algunos cientos de kilómetros cuadrados. Se presenta en sitios aislados hacia el sur hasta el Km. 315 de la carretera México-Acapulco (fig. 2). Es una formación importante en el noreste de Guerrero, o sea hacia el sureste y oriente de Iguala, extendiéndose hasta Oaxaca. También continúa al oriente a partir de

Morelos, entrando en el Estado de Puebla y aparecen pequeños manchones aislados al norte de la Ciudad de México, en el Estado de Hidalgo.

La expresión fisiográfica del grupo es tan variada como las unidades que lo constituyen. El conglomerado calizo bien endurecido forma cerros redondeados, lisos y con líneas de desagüe ampliamente espaciadas, de forma muy parecida a la topografía de las Formaciones Cuautla y Morelos. Un ejemplo lo constituye el cerro Amarillo, en el centro distante de la fotografía aérea oblicua de la lámina 5, que representa un tipo extremo de topografía. El otro extremo corresponde a la sucesión de capas de limo, arena y conglomerado poco endurecidos e intrincadamente disecados que se observa atrás de Puente de Ixtla en el centro izquierdo de la fotografía de la lámina 5. Una topografía algo parecida aparece hacia la derecha de Santa Fe en el primer plano de la fotografía de la lámina 6 y otra extensión de capas desmoronadizas y bien disecadas aparece a la izquierda de Acamixtla en la parte central de la fotografía de la lámina 7.

Así es que las capas basales del grupo, constituidas predominantemente por conglomerado calizo de grano grueso y bien endurecido, no difieren apreciablemente, en su expresión fisiográfica, de las formaciones calizas cretácicas, mientras que las capas superiores más jóvenes, compuestas por limo, arena y conglomerado tobáceos poco endurecidos, muestran una topografía bien disecada y muy parecida a la que caracteriza la Formación Mexcala. Por consiguiente, el grupo difícilmente se distingue en las fotografías aéreas, de otras varias formaciones de la región y las más veces no puede identificarse por la inspección de fotografías sin recurrir a los datos de campo.

Litología y espesor

El Grupo Balsas comprende tipos de rocas tan diversos como evaporitas, conglomerado de grano grueso, sedimentos clásticos de grano fino, tobas y corrientes lávicas. Estos tipos litológicos diversos podrían cartografiarse como unidades por separado, si así se deseara. El tipo litológico más característico en la región, aunque no precisamente el más voluminoso, corresponde quizás a un conglomerado calizo con matriz calcárea, que varía de moderadamente a bien endurecido, de grano mediano a grueso y de estratificación masiva a gruesa. Es el tipo de roca que generalmente se presenta en la base del grupo donde la roca infrayacente representa una formación cretácica y se ha denominado por lo general, "conglomerado rojo". Localmente, sin embargo, se

presentan trozos de esquisto y de otras rocas pre-cretácicas junto con los constituyentes carbonatados, como por ejemplo en las cercanías de Taxco.

El conglomerado que forma el cerro Amarillo (cuad. *E-7*), que es bastante típico, consiste en matatenas, guijas y cantos variables de angulosos a bien redondeados y hasta de 50 cm. o más de diámetro, compuestos por caliza, dolomita, pedernal y menores cantidades de arenisca o limolita calcárea, todos derivados por la erosión de las Formaciones Morelos, Cuautla y Mexcala. La matriz de grano fino está formada por arena, limo y arcilla, con óxidos ferri-feros y calcita como elementos cementantes (muestra F-36-54). El color general es rojo oscuro o de ladrillo, pero algunas capas son parduzcas o aun amarillentas. Los constituyentes carbonatados obviamente fueron erosionados después de que las capas originarias habían sido fracturadas por movimientos tectónicos y las fracturas cementadas por calcita, como muestran las fotografías de la textura de una superficie pulida de conglomerado en las láminas 15-C y 15-D. Las capas varían en espesor desde 20 cm. hasta más de 1 m. y en algunos lugares este tipo litológico es tan masivo que difícilmente se distingue la estratificación aún en afloramientos grandes. El espesor del conglomerado calizo varía ampliamente en cortas distancias laterales y dentro de la región cartografiada, alcanza un máximo de unos 500 m. en las cercanías del cerro Amarillo. En otros lugares el conglomerado es más delgado o nunca fue depositado.

Otro tipo de roca en el Grupo Balsas que está distribuido ampliamente y que por lo general queda estratigráficamente arriba del conglomerado calizo, consiste en capas ligeramente endurecidas de limo, arena y arcilla, con una proporción menor de interstratos de conglomerado calizo de grano fino y con mezcla considerable de materia tobácea. El volumen total de este tipo litológico puede exceder del volumen de cualquiera de los otros tipos litológicos del Grupo Balsas. Las dos zonas de afloramiento más típicas de dicho tipo litológico se hallan en el valle cerca de Iguala (cuad. *J-2*) y al noroeste de Santa Fe (cuad. *H-3*). La parte inferior de la sucesión contiene varias corrientes basálticas interestratificadas en las cercanías de Santa Fe. La fotomicrografía de una muestra procedente de una de las corrientes mencionadas está ilustrada en la lámina 20-D y otras se muestran en las láminas 20-F y 21-B. Estas corrientes y otras están descritas en el apéndice bajo los números de muestra F55-21, F55-22, F55-24, F55-33 y F55-78.

El manchón del Grupo Balsas en las cercanías de Acamixtla (cuad. *H-2*) también contiene cerca de la base una corriente lávica interestratificada, aunque su composición es andesítica (Edwards, 1955, p. 176). La parte más joven

de este tipo litológico ligeramente endurecido contiene delgados interestratos de toba riolítica al oriente y al sur del cerro Amarillo (cuad. *E-7*), así como en los alrededores del cerro del Quebrantadero (cuad. *F-4*). Bajo los números de muestra *F-35-54* y *F-47-54* se describen dos capas riolíticas y en la lámina *19-F* se ilustra la fotomicrografía de la lámina delgada de una de ellas.

Las capas del tipo litológico clástico poco endurecido varían de delgadas a gruesas (de 5 cm. hasta cuando menos 1 m.) y generalmente la estratificación se distingue con facilidad en los afloramientos. Los colores predominantes son diversos tonos de pardo rojizo, pero varían desde amarillento a parduzco oscuro y aun verdoso, localmente; algunos interestratos de toba riolítica tienen colores variables de gris claro a rosado claro. Este tipo litológico clástico es mucho más grueso en espesor total que cualquiera de los demás tipos litológicos del Grupo Balsas en la región cartografiada, teniendo límites de espesor desde unos 800 m. en los afloramientos cerca de Iguala, hasta más que 2,000 m. en las cercanías de Santa Fe, pero se acuña en otros lugares y nunca llegó a depositarse en áreas muy extensas. En la mayoría de los lugares descansa sobre conglomerado calizo, pero localmente yace sobre rocas cretácicas.

Un tipo de roca del Grupo Balsas de volumen relativamente pequeño consiste en yeso de distintos grados de pureza; esta roca forma cuerpos lenticulares compuestos por una serie de capas delgadas que se interdigitan con, o están contenidas en el tipo litológico clástico ligeramente endurecido y de grano fino que se describió en el párrafo anterior. Uno de estos cuerpos lenticulares queda limitado al oriente por afloramientos entre Cocoyoc y Oaxtepec, incluyendo el cerro de Coscomate (cuad. *D-9*), al norte y al poniente por Oacalco (cuad. *C-8*) y al sur por el afloramiento del Grupo Balsas al sureste de San Carlos (cuad. *D-8*). Debe continuar debajo de las rocas más jóvenes hacia el oriente, norte y poniente, por una distancia desconocida, pero probablemente corta. Otra lente más pequeña se presenta en la orilla de Emiliano Zapata (cuad. *D-6*) y una tercera lente, también de muy pequeño tamaño, se halla a unos 2,000 m. al oriente de Coatetelco (cuad. *F-5*).

El yeso más puro tiene color de miel oscura. La adición de sílice, que se presenta parcialmente en forma de ópalo y en parte como calcedonia (véase la fotomicrografía de la lámina *18-F*), aclara el color hasta amarillo claro o blanco, y la adición de limo y arcilla da tonos verdosos, rojizos o parduzcos. Los estratos individuales varían en espesor desde unos cuantos centímetros hasta un metro o más y aparecen interestratificados con arcilla o limo en ciertas partes de estos cuerpos lenticulares. Localmente hay algo de caliza lacustre en

forma de delgados interestratos. El espesor total del cuerpo mayor, cerca de Oaxtepec, es cuando menos de 30 m. Estas lentes podrían cartografiarse por separado, si así se deseara. Probablemente son de diferentes edades en distintos lugares, en vez de formar un solo horizonte estratigráfico. El autor adscribe la frecuente existencia de yeso en el Grupo Balsas al sulfato cálcico llevado por las aguas que disolvían las capas anhidríticas de la parte inferior de la Formación Morelos, donde este miembro quedaba expuesto por la erosión en el interior de los anticlinales.

Otro tipo litológico de menor importancia consiste en caliza lacustre, que en la región cartografiada se presenta únicamente en las colinas al poniente y suroeste de Emiliano Zapata (cuad. *D-6*) y en otra pequeña loma al sur de éste, cerca de San Pedro (cuad. *E-7*). La caliza se halla en capas que generalmente varían de unos 20 a 70 cm. en espesor. Es una roca algo porosa y dura cuyos colores varían desde amarillo claro o crema hasta amarillo oscuro o parduzco claro. Parece descansar sobre yeso arcilloso en las orillas occidentales de Emiliano Zapata, pero más al poniente está encima de conglomerado calizo o de capas limíticas ligeramente endurecidas. Se supone que es muy parecida al yeso en sus relaciones estratigráficas y representa una lente en la base del Grupo Balsas o intercalada con las capas clásticas de grano fino, arriba del conglomerado calizo basal. El espesor total que aun queda en el afloramiento es de unos 60 m. Lentes similares se presentan indudablemente en diferentes horizontes de uno a otro lugar y probablemente podrían cartografiarse por separado, según su espesor y su extensión superficial.

El espesor total del Grupo Balsas es extremadamente variable de uno a otro lugar y su máximo espesor original no está conservado, por lo general. El grupo se depositó indudablemente en cuencas bajas contiguas a serranías montañosas, como resultado del fallamiento o combamiento hacia abajo, asociado con el bloqueo del desagüe, con cambios climáticos o con algún otro proceso especial. Su espesor mayor, por lo tanto, se encuentra en lugares donde los bloques se hundieron más profundamente y los depósitos quedaron protegidos de la erosión posterior. En la región cartografiada el afloramiento situado en las cercanías de Santa Fe (cuads. *H-4* y *H-3*) contiene la sucesión más gruesa del grupo, incluyendo conglomerado calizo basal, capas clásticas de grano fino, corrientes lávicas e interestratos tobáceos. A juzgar por los buzamientos de las capas y el ancho del afloramiento, el espesor parece exceder de los 2,500 m., pero si los buzamientos se debiesen parcialmente a una estratificación deltaica, entonces el verdadero espesor estratigráfico sería algo menor.

Estructura, relaciones estratigráficas y edad

El Grupo Balsas casi sin excepción se presenta en todas partes con inclinaciones moderadas o fuertes, siendo muy raras las capas horizontales. Son escasos los buzamientos menores que 10° y un promedio quedaría quizás entre 20° y 30° , con inclinaciones locales hasta de 70° o más en las proximidades de las fallas. En los sitios donde el grupo tiene mucho espesor, se observa que los buzamientos se hacen más débiles progresivamente hacia arriba en la sucesión y en donde las capas superiores están cubiertas concordantemente por una formación más reciente, los buzamientos generalmente no exceden de 5° a 10° . No se notaron en la región cartografiada pliegues estrechos o siquiera pliegues distinguibles en la escala de un afloramiento, ni tampoco en otra parte del centro de México. La estructura podría adscribirse, por consiguiente, a la inclinación de bloques fallados o al combamiento sinclinal amplio. Las texturas de los tipos litológicos que forman el grupo, por lo tanto, no han sido afectadas apreciablemente por el cizallamiento o por el metamorfismo, y solamente en los sitios donde varios pequeños troncos y diques han penetrado a las rocas del grupo, particularmente al noroeste y al suroeste de Amacuzac (cuad. G-4) se han producido la marmorización y la silicatización de los constituyentes calizos en las capas conglomeráticas.

El Grupo Balsas descansa con gran discordancia angular y erosional encima de todas las rocas más antiguas de la región, desde la Formación Mexcalá del Cretácico Superior hasta el Esquisto Taxco del Paleozoico. La relación está bien ilustrada por las secciones estructurales de la lámina 2. La formación más joven anterior al Grupo Balsas, o sea la Mexcala, es la roca infrayacente más común en la región y las demás formaciones infrayacentes son tanto menos comunes cuanto más antiguas. La próxima formación suprayacente consiste en la Riolita Tilzapotla, que en dondequiera que se encuentre está en relación concordante con las capas superiores del Grupo Balsas, siempre que no haya intervenido la erosión. Tanto las capas más altas del Grupo Balsas como las de la Riolita Tilzapotla suprayacente, tienen buzamientos mucho más suaves que las capas inferiores del Grupo Balsas. En sitios donde no existe la Riolita Tilzapotla por falta de depósito o por la erosión, la próxima unidad suprayacente puede ser cualquiera de las formaciones volcánicas del Terciario medio, así como la Formación Cuernavaca del Terciario tardío o aun rocas de edad cuaternaria. Donde esto sucede, la unidad más joven generalmente descansa con marcada discordancia angular y erosional sobre el Grupo Balsas, aumentando la discordancia a medida que aumenta la diferencia de edad.

Los límites temporales del Grupo Balsas indudablemente son amplios, pero no se han fijado con precisión en ninguna parte por falta de restos fósiles. Una determinación radiométrica de la edad del zircón extraído de la Riolita Tilzapotla suprayacente (muestra F56-27), hecha por H. W. Jaffe y sus colegas (comunicación escrita, I-V-58), dio la cifra de 26 millones de años, o sea aproximadamente el final del Oligoceno. Esto quiere decir que la cima del Grupo Balsas es casi con certeza más antigua que el Mioceno.

Los interestratos lacustres calcáreos en la parte inferior del Grupo Pachuca, que yace encima del Grupo El Morro, equivalente del Grupo Balsas en el valle del río Amajac a unos 160 km. más al norte del área cartografiada (Seegerstrom, 1956, p. 15), rindieron girogonitas e internodos silicificados de carofitas que fueron identificados por R. E. Peck como probablemente pertenecientes al género *Tectochara*(?) y semejantes a *T. tornata* (Reid y Groves). Según Peck. "la única especie descrita que presenta una semejanza estrecha con el material procedente de México es *T. tornata* (Reid y Groves). Esta especie fue descrita de las capas Headon Inferior (Ludiano eocénico) de Inglaterra y ha sido identificada por Madler del Estampiano y Chatiano oligocénicos de Europa central. No obstante, la especie mexicana probablemente no es *T. tornata* y podría ser más joven. Este material pertenece definitivamente al Terciario, probablemente al Terciario inferior" (comunicación escrita, 15-III-56). Se juzga que estas capas lacustres del Grupo Pachuca sean del Oligoceno superior, por lo que las capas del Grupo El Morro, infrayacentes, deberán tener una edad algo mayor.

Los vertebrados encontrados en la porción inferior de una sucesión gruesa y estratigráficamente similar, de capas conglomeráticas rojizas localizadas cerca de Marfil en Guanajuato central (fig. 1; Edwards, 1955, p. 170-171) parecen ser del Eoceno más alto o del Oligoceno inferior (Fries *et al.*, 1955, p. 23-24). Sintetizando la evidencia fragmentaria hoy disponible, se llega a la conclusión de que el Grupo Balsas puede variar en edad desde el Eoceno tardío al Oligoceno medio, pero la parte principal del grupo es probablemente más antigua que el Oligoceno medio.

Correlación

Rocas similares a las que se incluyen aquí en el Grupo Balsas afloran en varios lugares de la cuenca hidrológica del río Balsas más al poniente y al sur de la región cartografiada. Estas se han mencionado en varios informes publicados e inéditos que datan desde el siglo pasado hasta la década actual, sugi-

riendo para ellas, edades que varían desde el Triásico al Plioceno, pero sin definir ni nombrar unidades, ni tampoco precisar sus relaciones estratigráficas y posibles límites de edad. La primera discusión detallada de capas pertenecientes al Grupo Balsas al poniente de Iguala es la de Pantoja Alor (1959, p. 22-25), quien describió los contactos inferior y superior así como los detalles litológicos de la unidad. Dicho autor extendió hasta Huetamo el nombre del Grupo Balsas, sin proponer nombres formacionales específicos para los diferentes tipos litológicos. El mismo nombre fue utilizado más al sur en los mapas de la región entre Iguala y Chilpancingo (fig. 2) por Bohnenberger Thomas (1955, láms. 2, 3 y 4), pero en el texto el grupo está descrito en detalle por él bajo el nombre de "Clásticas Continentales del Terciario Inferior" (op. cit., p. 36-41). En las cercanías de Chilpancingo y al sur de allí hasta el límite de su afloramiento, las rocas clásticas del Terciario inferior fueron cartografiadas por de Cserna (*en* Fries, 1956b, p. 305 y hoja 7 del mapa geológico), quien las denominó también con el nombre de Grupo Balsas.

En la región situada al oriente y al noreste de Chilpancingo, en Guerrero nororiental, las rocas pertenecientes a lo que aquí se designa Grupo Balsas, fueron incluidas por Guzmán (1950, p. 137-140) junto con todas las demás rocas terciarias, con excepción de una sucesión de capas yesíferas, en una unidad llamada "Terciario(?) Continental". Este mismo autor mencionó que había usado anteriormente el nombre de "capas San Miguel", para designar rocas similares en Oaxaca occidental que fueron estudiadas y descritas por él en un informe inédito escrito en 1946 (op. cit., p. 137). Mencionó, además, la presencia de una sucesión de capas de yeso y de anhidrita debajo de las capas continentales terciarias inferiores e intercaladas con éstas (op. cit., p. 134-136). Dijo que el yeso descansaba concordantemente sobre rocas de edad cretácica media y pensó que probablemente era de edad terciaria o posiblemente cretácica tardía. A pesar de ello, consideró que el yeso era un equivalente del Yeso Tlaxepexi, que fue nombrado por Salas (1949, p. 97-105) según afloramientos cercanos al pueblo de este nombre en el suroeste de Puebla cerca del límite entre Oaxaca y Guerrero, yeso que Salas consideró que era de edad jurásica tardía. Este último autor describió la formación en su localidad-tipo diciendo que estaba bien plegada en algunos afloramientos, contenía interstratos de caliza en algunos lugares, yacía debajo de la caliza cretácica y tenía un espesor posiblemente de 800 a 1,000 m. Guzmán, por otra parte, aseveró que el yeso del noreste de Guerrero no estaba plegado y contenía interstratos de arcillas.

Erben (1956, p. 34) mencionó que el Yeso Tlaltepexi del noreste de Guerrero era un miembro de la Formación Huajuapán (nombrada por Salas, 1949, p. 120-122) y estuvo de acuerdo con Cuzmán en adscribirle una edad terciaria temprana. La distribución de los afloramientos mostrados por Erben (1946, fig. 10) en su mapa de la región de Olinalá-Cualac-Huamuxtitlán de Guerrero nororiental, demuestra la edad post-cretácica de las capas yesíferas. La relación interestratificada del yeso con las rocas clásticas terciarias basales de la misma región, también demuestra su edad post-cretácica. Según la opinión del autor de este trabajo, el yeso del noreste de Guerrero es considerado como un equivalente del Grupo Balsas de Morelos y del centro septentrional de Guerrero, mientras que el yeso de las otras localidades mencionadas puede tener una edad mesozoica.

Las unidades principales que tienen nombres en Oaxaca occidental y Puebla austral (fig. 1) y que muestran litología y posición estratigráfica similares a las del Grupo Balsas, son las capas Huajuapán y Yanhuítlán y la Formación Cuicatlán. Las capas Huajuapán (Salas, 1949, p. 120-122) constan de una sucesión basal de capas conglomeráticas rojizas bien endurecidas, formadas por constituyentes de rocas pre-terciarias, cubierta por capas poco endurecidas, de colores variados y compuestas por arena, limo, arcilla y ceniza de origen volcánico, con brecha y conglomerado de grano fino interestratificados, todo cementado en grado variable por calcita. Diques y mantos ígneos intrusivos cortan la unidad. Las capas Yanhuítlán (op. cit., p. 122-126) son similares a las capas Huajuapán, pero se creyó que eran algo más jóvenes porque en algunos lugares descansaban con discordancia angular encima de las capas Huajuapán. En general, tienen grano más fino y menor cantidad de toba. Su zona de afloramiento queda algo más al oriente y al sur, en el noroeste de Oaxaca, en contraste con los afloramientos de las capas Huajuapán que penetran en el noreste de Guerrero y el sur de Puebla. Erben (1956, p. 33-35) revisó los informes disponibles acerca de las relaciones entre estas dos unidades y concluyó que los cambios de facies y la interdigitación eran de mayor importancia que la simple sobreposición para definir estas unidades.

La Formación Cuicatlán (Barrera, 1946, p. 20-24) parece representar una unidad similar situada más al oriente, en Oaxaca septentrional y en Puebla suroccidental. Cerca de Tehuacán en Puebla central oriental (fig. 1), al norte de la región en que afloran las unidades Cuicatlán y Yanhuítlán, una sucesión de capas variables desde delgadas a gruesas y compuestas por conglomerado, limo, yeso y caliza lacustre se ha designado con el nombre de Formación Te-

huacán (Calderón García, 1956, p. 23-24) y fue considerada también como perteneciente al Terciario temprano. Esta formación, en realidad, es la misma que la Formación Cuicatlán de Barrera, a juzgar por el mapa que acompaña al informe de Barrera (1946).

En las descripciones de todas estas unidades terciarias, en Guerrero nor-oriental, en Oaxaca y en Puebla, se han considerado los próximos depósitos suprayacentes como pertenecientes al Cuaternario. Este hecho hace pensar que los autores no hicieron una tentativa de separar las rocas terciarias más jóvenes de las más antiguas y que solamente algunas de las formaciones mencionadas y las partes más antiguas de otras sean, en realidad, los equivalentes del Grupo Balsas del presente informe.

No se han descrito depósitos similares a los del Grupo Balsas más al noreste de la región cartografiada, pero aparecen al norte y al noroeste en los Estados de Hidalgo, México, Querétaro y Guanajuato (fig. 1), donde han sido cartografiados y descritos bajo diferentes nombres. En las cercanías de Zimapán en Hidalgo central occidental, una unidad formada por capas de conglomerado rojizo de caliza, con interestratos de limo tobáceo en la parte superior, fue descrita y nombrada Conglomerado El Morro por Simons y Mapes (1956, p. 13-16). Estos autores consideraron que era el equivalente del conglomerado rojo de Guanajuato, situado más al poniente, y probablemente también de edad co-cénica tardía y oligocénica temprana. El nombre fue extendido por Segerstrom (en prensa) para incluir rocas semejantes localizadas más al oriente y al sur, en el mismo Estado de Hidalgo, y también más al poniente en el Estado de Querétaro, pero Segerstrom elevó la unidad al rango de grupo, llamándolo Grupo El Morro.

Probablemente la región de afloramiento más importante y mejor conocida de rocas equivalentes del Grupo Balsas en México central corresponde al distrito minero de Guanajuato en el centro del Estado de ese nombre (fig. 1), donde las rocas fueron descritas recientemente y con detalle por Edwards (1955, p. 157-172) bajo el nombre de Conglomerado Guanajuato y donde la unidad se ha fechado con alguna precisión como perteneciente al Eoceno tardío y al Oligoceno temprano (Fries *et al.*, 1955, p. 23-24). Rocas de litología y posición estratigráfica parecidas fueron cartografiadas y descritas por Flores (1920, p. 22) en el distrito minero de El Oro-Tlalpujahuá en el límite entre los Estados de México y Michoacán, directamente al poniente de la Ciudad de México, pero no dio nombre a la unidad. Otras rocas clásticas con lignito y también con conglomerado rojo fueron descritas por Flores (1946, p. 52) del distrito de Angangueo en el noreste de Michoacán.