

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO,
INSTITUTO DE GEOLOGIA

DIRECTOR: ING. DIEGO A. CORDOBA-MENDEZ

Boletín 100

**GEOLOGIA DEL AREA DE PICO ETEREO,
MUNICIPIO DE ACUÑA, COAHUILA**



POR

FRANKLIN W. DAUGHERTY

BIBLIOTECA

Estudio llevado a cabo dentro del Convenio de Cooperación Científica con la
Universidad de Texas en Austin

TRADUCIDO DEL INGLES AL ESPAÑOL.

POR

ZOLTAN DE CSERNA

CON LA COLABORACION DE

CARMEN BARAJAS



MEXICO, D. F.
1962 (1978)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

RECTOR

Dr. Guillermo Soberón-Acevedo

SECRETARIO GENERAL ACADEMICO

Dr. Fernando Pérez-Correa

COORDINADOR DE LA
INVESTIGACION CIENTIFICA

Dr. Agustín Ayala-Castañares



INSTITUTO DE GEOLOGIA

Ciudad Universitaria

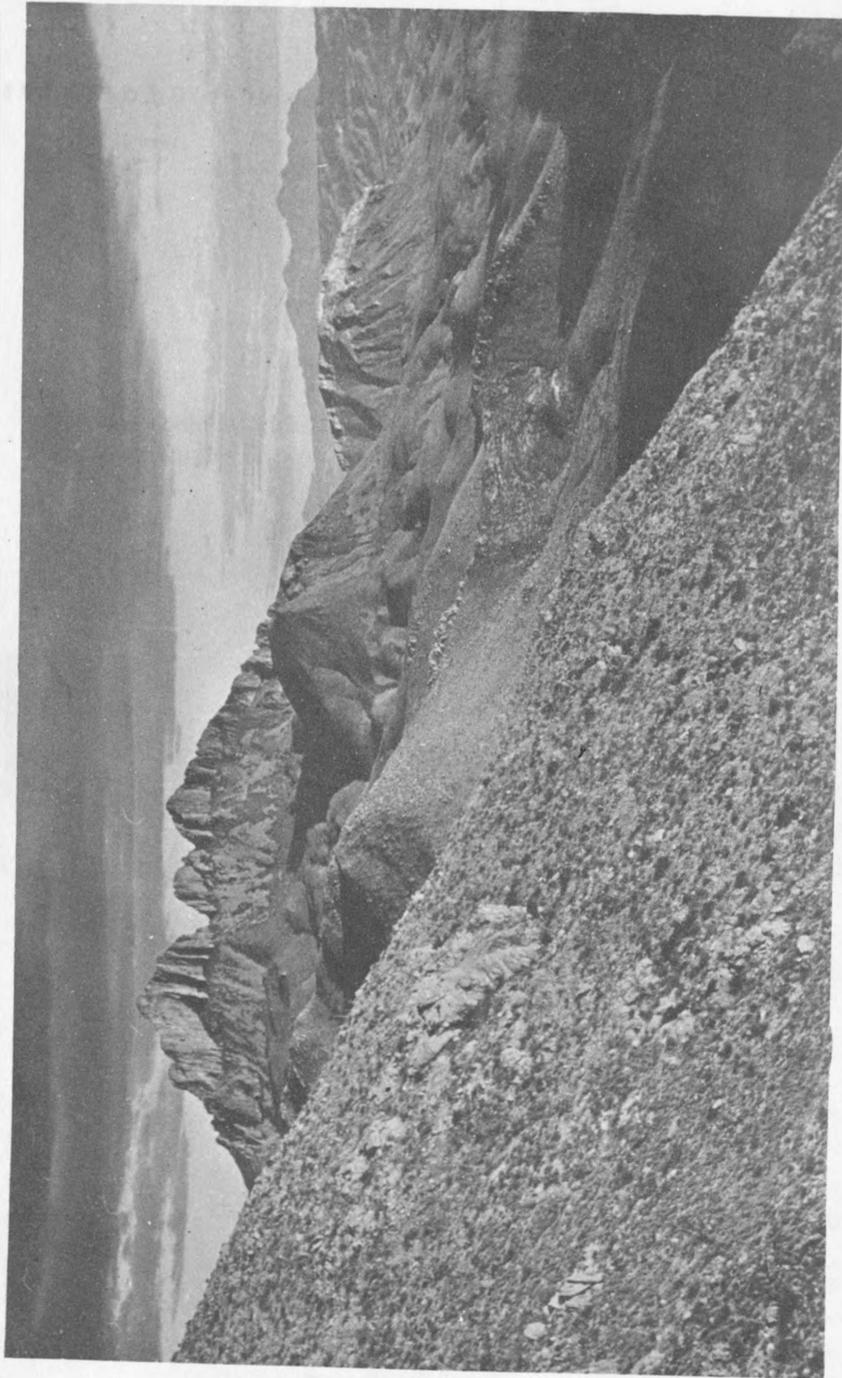
México 20, D. F.

DIRECTOR

Ing. Diego A. Córdoba-Méndez

EDITOR

Ing. Rodolfo del Arenal



VISTA HACIA EL SUR DE PICO ETEREO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
INSTITUTO DE GEOLOGIA
DIRECTOR: ING. DIEGO A. CORDOBA-MENDEZ

Boletín 100

**GEOLOGIA DEL AREA DE PICO ETEREO,
MUNICIPIO DE ACUÑA, COAHUILA**

POR

*FRANKLIN W. DAUGHERTY*¹

Estudio llevado a cabo dentro del Convenio de Cooperación Científica con la
Universidad de Texas en Austin

TRADUCIDO DEL INGLES AL ESPAÑOL

POR

*ZOLTAN DE CSERNA*²

CON LA COLABORACION DE

*CARMEN BARAJAS*³

1.-Department of Geology, West Texas State University, Canyon, Texas 79015

2.-Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México

3.-Consejo de Recursos Minerales



MEXICO, D. F.
1962 (1978)



PRESENTACION

El estudio que presenta este número del Boletín del Instituto de Geología, fue elaborado dentro del marco del Convenio de Colaboración Científica celebrado en 1960 entre el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México y el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin. El estudio en sí, elaborado por Franklin W. Daugherty, constituyó su disertación doctoral ante la mencionada Universidad y en su desarrollo intervino la acertada dirección y supervisión del Prof. Ronald K. Deford y de otros miembros de esa institución, que siempre han mostrado testimonio de su cariño, a través de los años, en los problemas geológicos del norte de México.

Por otra parte, el estudio geológico del área de Pico Etéreo constituye la primera investigación geológica efectuada en esta región de México y muy especialmente en lo que se refiere a la descripción, no sólo de las unidades estratigráficas sedimentarias sino de la secuencia de rocas ígneas que han tenido un papel fundamental en el proceso de la mineralización fluorítica, que resultó en uno de los más importantes distritos fluoríferos del mundo, que es Aguachile. Los datos aquí presentados sirven de marco geológico regional, junto con el estudio geológico de la Serranía del Burro cercana, elaborado por C. I. Smith y publicado como el Reporte de Investigación 65, del Bureau of Economic Geology de la Universidad de Texas, para establecer un modelo genético de la mineralización fluorítica en esta parte de México, lo que a su vez permite diseñar hipótesis de exploración en busca de otros yacimientos de este tipo.

Este Boletín presenta en forma abreviada la disertación del Dr. Daugherty. La primera versión de su traducción al español fue elaborada por la Srta. Carmen Barajas del entonces Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Esa versión requirió por razones obvias, la interpretación y arreglo geológico cuya tarea recayó en el Dr. Zoltan de Cserna, del Instituto de Geología de la UNAM. El capítulo referente a los yacimientos minerales fue gentilmente revisado y actualizado por el Ing. Rubén Pesquera-Velázquez, del Consejo de Recursos Minerales.

Es altamente satisfactorio para el Instituto de Geología de la UNAM presentar esta obra al alcance de la comunidad geológica mexicana, esperando que sus resultados contribuyan en forma positiva a los estudios geológicos que se efectúen en esta región de México y a las exploraciones mineras consiguientes.

Se aprovecha la oportunidad para agradecer la gentil colaboración en la revisión crítica de este estudio a los Dres. Gloria Alencáster de Félix y Fernando Ortega-Gutiérrez.

Ing. Rodolfo del Arenal
Editor

CONTENIDO

	<i>Página</i>
RESUMEN	1
ABSTRACT	1
INTRODUCCION	3
TRABAJOS PREVIOS	5
TRABAJO DE CAMPO	6
RECONOCIMIENTOS	6
ESTRATIGRAFIA	6
Introducción	6
Sistema Cretácico	8
Serie Comancheana	8
"Caliza Glen Rose"	8
Caliza Devils River	10
Formación Del Río	12
Caliza Buda	14
Serie Golfiana	15
Formación Boquillas	15
Formación "San Vicente"	17
Arcilla Terlingua (<i>sensu stricto</i>)	18
Formación Aguja	19
Sistema Terciario	19
Complejo Intrusivo de La Cueva	19
Monzonita cuarcifera	20
Serie de Diferenciación	21
Sienita sódica	21
Zona de transición	22
Gabro	22
Núcleo de microsienita	23
Diques radiales y concéntricos	23
Diquestrato del borde	24
Mármol y skarn	24
Piroxenita e ijolita	25
Riolita alcalina	26
Microsienita con cuarzo	26
Latita	27
Basalto de olivino	27
Fonolita	27
Sienita de plagioclasa-augita-analcita	28

CONTENIDO (continuación)

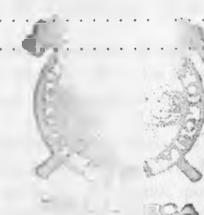
Página

Brecha volcánica	28
Arenisca conglomerática	28
Sistema Cuaternario	29
Coluvión	29
Grava	29
Aluvión	29
MARCO TECTONICO	29
ESTRUCTURA LOCAL	32
Pliegues	32
Fallas normales	33
Domo de La Cueva	34
Levantamientos dómicos, diques arqueados y lacolitos subsidiarios	38
La Hormiga	40
La Salada	40
Anticlinal de Amezcuea y dique arqueado	41
Anticlinales de Cerro Malabrigo y La Tinaja Dura	42
Diques y diquestratos	43
Troncos, lacolitos, bismalitos y tapones	44
Chimenea volcánica	45
PETROGENESIS	46
Origen del Complejo de la Cueva	46
Rocas riolíticas	47
YACIMIENTOS MINERALES	49
Fluorita	49
Minas de Cerro Aguachile y Cuatro Palmas	50
Mina Malabrigo	50
Mina Amezcuea	51
Prospectos	52
Origen de la fluorita	52
Recomendaciones	53
Metales	54
HISTORIA GEOLOGICA	54
REFERENCIAS CITADAS	56

ILUSTRACIONES

Página

CONTRAPORTADA.— Vista hacia el sur de Pico Etéreo	ii
FIGURA 1.— Mapa índice que muestra la localización del área de Pico Etéreo	4
2.— Mapa del noreste de México, que muestra la paleogeografía jurásica tardía y las provincias geomórficas actuales	5
3.— Tabla de correlación de las unidades estratigráficas cretácicas	7
4.— Marco tectónico del norte de Coahuila y de la región del Big Bend de Texas	31
5.— Diagramas que muestran el desarrollo del Complejo Intrusivo de La Cueva	36
LAMINA 1.— Mapa geológico y sección estructural del área de Pico Etéreo	
2.— Vista aérea del Domo de La Cueva	60
3.— Vista aérea del Domo de La Hormiga	62
4.— Dique arqueado de Amezcuea	64
5.— Anticlinal de Malabrigo y Chimenea volcánica	66
6.— Brecha volcánica	68
7.— Brecha de riolita	70
9.— Vista aérea de la mina Malabrigo	72



RESUMEN

El área cartografiada se localiza en el norte de Coahuila, entre los arcos formados por la Serranía del Burro y la Sierra del Carmen, donde numerosos anticlinales suavemente plegados, de edad laramídica, están cortados por fallas normales.

Las rocas sedimentarias cretácicas, aproximadamente de 1,000 m de espesor, descansan sobre un basamento de esquistos del pre-Mesozoico. El Sistema Terciario consiste, casi enteramente, de rocas ígneas intrusivas sódicas, que incluyen los siguientes tipos: gabro, basalto de olivino, andesita, fonolita, latita, monzonita cuarcifera, sienita sódica, traquita y riolita. La única unidad sedimentaria terciaria que aflora, consiste en una arenisca no marina. Las rocas del Sistema Cuaternario incluyen coluvión, grava y aluvión.

El Complejo Intrusivo de La Cueva y el Domo de La Cueva, son el resultado de intrusiones sucesivas 1) de monzonita cuarcifera, 2) de una serie de diferenciación, desde el gabro hasta la sienita sódica, y 3) de microsienita sódica.

Cerca de Pico Etéreo, cinco domos asimétricos prominentes se encuentran asociados con diques arqueados. La estructura cóncava resultó de una intrusión lacolítica, a lo largo de un dique arqueado, que elevó las rocas en el lado cóncavo del dique, a una altura mayor que la del otro lado. Junto a La Salada, el dique arqueado se proyecta por encima del nivel del lacolito adyacente. En el Cañón de Amezcua, un dique arqueado se puede observar emergiendo con el borde expuesto del lacolito.

Una brecha de chimenea volcánica incluye fragmentos de esquistos arrastrados de las rocas del basamento, cuando menos de un kilómetro de profundidad, debajo de la presente superficie. En la mina Malabrigo, un cuerpo mineralizado importante está en una zona cavernosa, a lo largo de un contacto, entre la riolita y la caliza "Georgetown".

Las asociaciones de campo sugieren que las rocas intrusivas pueden haberse derivado del mismo magma regional, pero la proporción de las rocas félsicas a las máficas es extraordinariamente alta. El gran volumen de rocas riolíticas puede ser el resultado de la dilución del magma gabroico ascendente, por la asimilación de componentes de baja fusión de las rocas del basamento. Las rocas deficientes en sílice pueden haberse aislado en una cámara de magma subsidiaria, en donde sufrieron una diferenciación divergente.

El área cartografiada se encuentra dentro de uno de los distritos de fluorita más importantes de México. Un cuerpo mayor mineralizado en la mina Malabrigo se presenta en una zona cavernosa a lo largo del contacto de la riolita con la caliza "Georgetown". La llamada "Georgetown" es el miembro superior calizo masivo de la Caliza Devils River. El área es altamente prometedora para el descubrimiento de nuevos cuerpos mineralizados y la prolongación de cuerpos mineralizados ya conocidos.

ABSTRACT

The map area lies in northern Coahuila, between the Serranía del Burro and Sierra del Carmen arches. Many gently folded anticlines of Laramide age are broken by normal faults.

Approximately 3,200 feet of Cretaceous sedimentary rock, dominantly limestone, rest on a basement of pre-Mesozoic schist. The Tertiary System consists almost entirely of sodic intrusive igneous rocks and includes the following types: gabbro, olivine basalt, andesite, phonolite, latite, quartz monzonite, sodic syenite, trachyte,

and rhyolite. The only Tertiary sedimentary unit exposed is a non-marine sandstone. Rocks of the Quaternary System include colluvium, gravel and alluvium.

La Cueva intrusive complex and La Cueva dome resulted from successive intrusion of: 1) quartz monzonite, 2) a differentiated series ranging from gabbro to sodic syenite, and 3) sodic microsyenite.

Near Pico Etéreo five prominent asymmetric domes are associated with arcuate dikes. The domal structure resulted from laccolithic intrusion along an arcuate dike, lifting rocks on the concave side of the dike higher than those on the other side. At La Salada the arcuate dike rock projects above the level of the adjacent laccolith. In Amezcuca Canyon an arcuate dike can be seen to merge with the exposed edge of the laccolith.

A volcanic pipe breccia includes fragments of schist torn from the basement rocks at least 3,000 feet below the present surface.

Field associations suggest that the intrusive rocks may have been derived from the same regional magma, but the proportion of felsic to mafic rocks is unusually high. The large volume of rhyolitic rock may be the result of dilution of rising gabbroic magma by assimilation of low-melting constituents of the basement rocks. The silica-deficient rocks may have been isolated in a submagma chamber, where they underwent a divergent trend of differentiation.

The map area lies within one of the most important fluorspar districts in Mexico. A major orebody in a cavernous zone in the Malabrigo mine lies along a contact between rhyolite and "Georgetown" limestone. The so-called "Georgetown" is the upper massive limestone member of the Devils River Limestone. The area bears great promise for the discovery of new orebodies and the extension of known orebodies.

INTRODUCCION

El área de Pico Etéreo, en el Municipio de Acuña en el norte de Coahuila, forma parte de un importante distrito de fluorita relativamente nuevo. El objeto del presente estudio es la descripción e interpretación de la geología de esta parte del distrito. El descubrimiento de sus numerosas rocas ígneas sódicas, permite a la vez extender hacia el sur la provincia sódica de la región de Trans-Pecos, del vecino Estado de Texas (Barker, 1977).

El límite occidental del área de Pico Etéreo colinda con el límite suroriental del Parque Nacional Big Bend de Texas (Figura 1), pero un viaje directo de una área a otra, actualmente (1962) no es factible. El área cartografiada puede alcanzarse desde Múzquiz, Coahuila, localizada a 275 km al oriente; o desde Marathon, Texas, que está a 110 km al norte. La mejor ruta es desde Marathon, por la Carretera Estatal Núm. 227 de Texas, por un recorrido de 56 km; desde ese punto se sigue por el camino de grava, a través de la Reserva de Fauna Silvestre Black Gap, hasta Heath Crossing sobre el Río Bravo. Un pequeño poblado en el lado mexicano del río, La Linda, está dentro del área de Pico Etéreo.

El área subrectangular del mapa (Lámina 1), cubre aproximadamente 385 km². Su límite occidental lo forma el Río Bravo entre la latitud 29° 32' 45" N y longitud 102° 47' 00" W y la latitud 29° 25' 00" N y longitud 102° 49' 30" W, y se extiende hacia el suroriente en una distancia de 32 km, hasta un punto cercano a la latitud 29° 19' 30" N y longitud 102° 29' 30" W.

El área cartografiada está en la subprovincia llamada "Sierra Septentrional" de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (Raisz, 1959). Está sobre el área que, durante una parte del Mesozoico, era el sitio de unión entre la Plataforma de Coahuila y la Península de Tamaulipas (Figura 2). Hacia el norte, las fajas de los pliegues laramídicos y apalachianos se cruzan cerca del borde occidental de la Cuenca de Marathon.

El área estudiada ocupa una depresión sinclinal entre dos sierras anticlinales, de las cuales una es la Serranía del Burro, al oriente, y la otra la Sierra del Carmen, al poniente. Un sistema de sierras y valles, con dirección general al noroeste, resultado de fallamiento en bloques, refleja la estrecha relación que existe aquí entre la fisiografía y la tectónica. El marco tectónico local está ampliamente modificado por deformaciones espectaculares, adyacentes a una diversidad de cuerpos intrusivos ígneos. La superficie de toda el área se está modificando paulatinamente, principalmente por medio de la disección producida por el Río Bravo y sus afluentes.

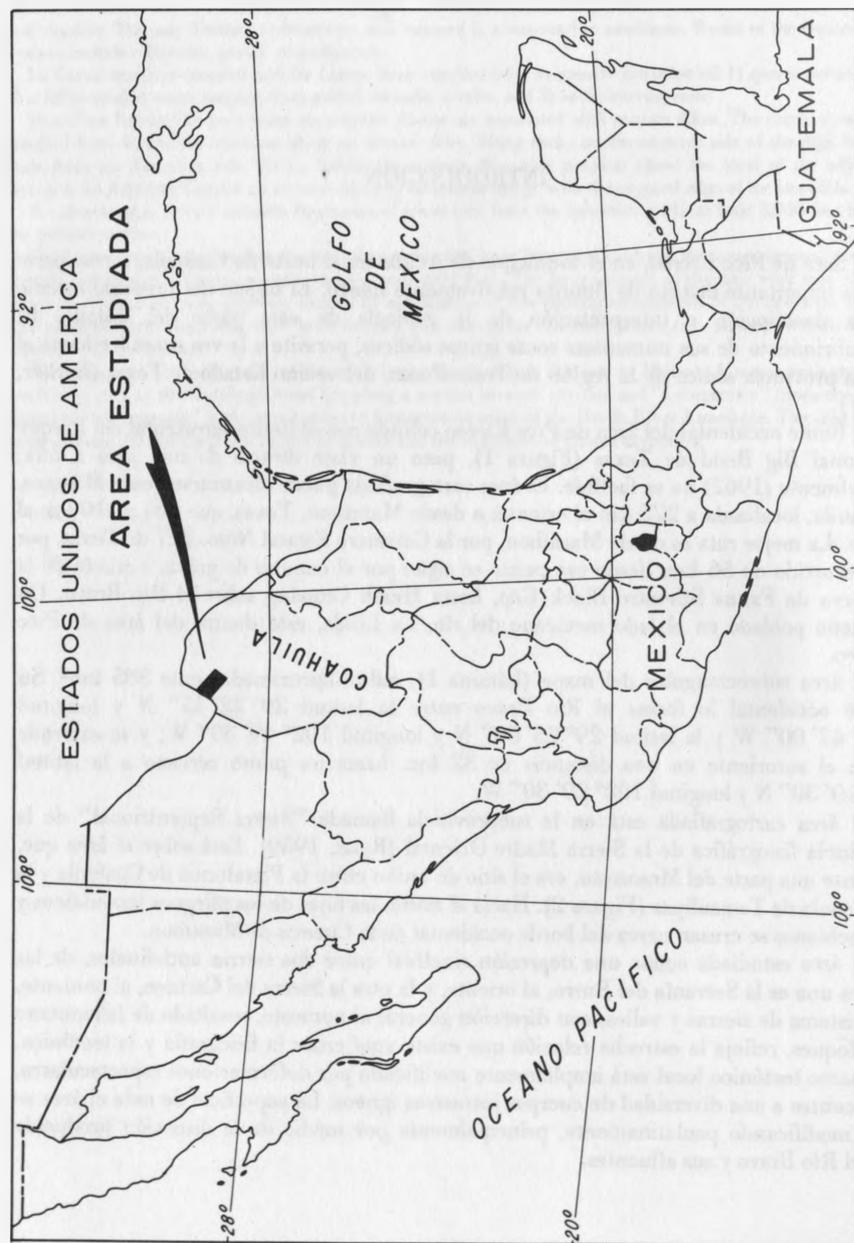


Figura 1.—Mapa ínfico, que muestra la localización del área de Pico Etéreo.

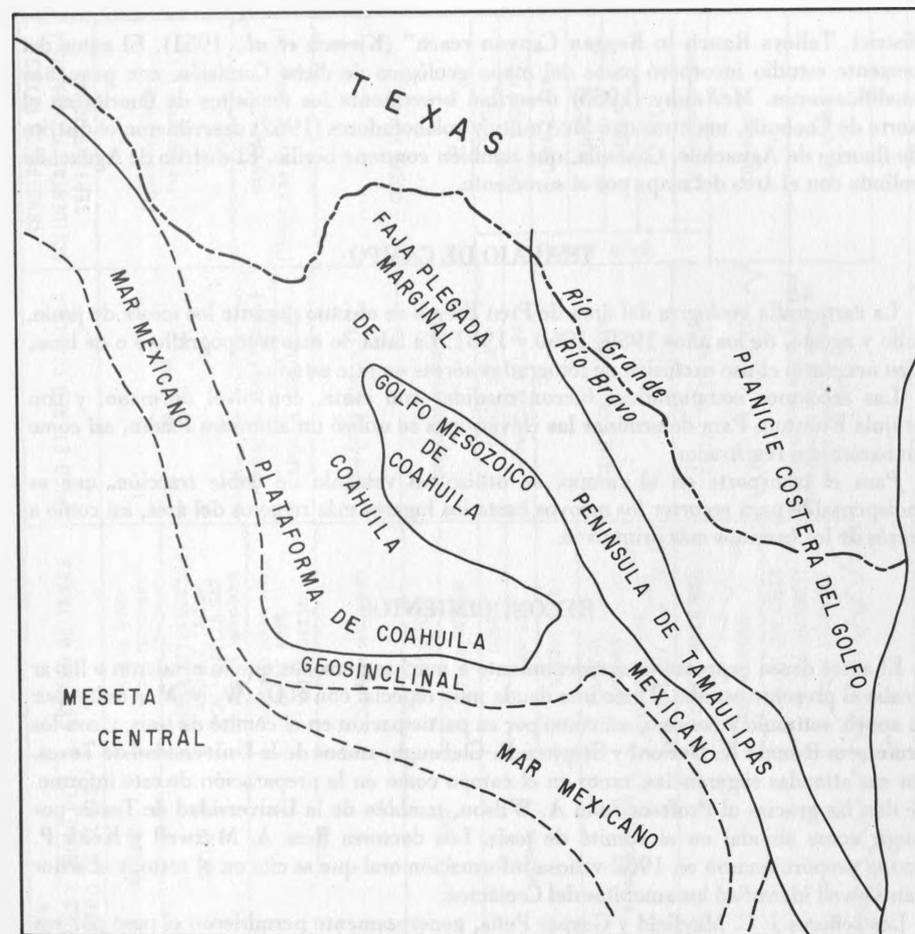


Figura 2.—Mapa del noreste de México, que muestra la pateogeografía jurásica tardía y las provincias geomórficas actuales.

TRABAJOS PREVIOS

La primera referencia geológica al área de Pico Etéreo fue la de Parry (1857, p. 60). Una franja de 5 km de ancho, que se extiende a lo largo del borde occidental del área, ha sido cartografiada por la Comisión Internacional de Límites y Aguas, como parte de la investigación para la localización de una presa. El mapa editado por esa Comisión, del 26 de marzo de 1951, fue designado como "Río Grande upper dams investigation, Big Bend

district, Talley's Ranch to Reagan Canyon reach" (Kiersch *et al.*, 1951). El autor del presente estudio incorporó parte del mapa geológico de dicha Comisión, con pequeñas modificaciones. McAnulty (1956) describió brevemente los depósitos de fluorita en el norte de Coahuila, mientras que McAnulty y colaboradores (1962) describieron el distrito de fluorita de Aguachile, Coahuila, que también contiene berilio. El distrito de Aguachile colinda con el área del mapa por el suroriente.

TRABAJO DE CAMPO

La cartografía geológica del área de Pico Etéreo se efectuó durante los meses de junio, julio y agosto, de los años 1959, 1960 y 1961. La falta de mapas topográficos o de base, hizo necesario el uso exclusivo de fotografías aéreas en este estudio.

Las secciones estratigráficas fueron medidas con cinta, con nivel de mano, y con brújula Brunton. Para determinar las elevaciones se utilizó un altímetro Paulin, así como un barómetro registrador.

Para el transporte en el campo, se utilizó un vehículo de doble tracción, que es indispensable para recorrer los arroyos hasta los lugares más remotos del área, así como a través de los caminos más primitivos.

RECONOCIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento a muchas personas que lo ayudaron a llevar a cabo el presente estudio. Tiene una deuda muy especial con el Dr. W. N. McAnulty, por su apoyo, estímulo y consejo, así como por su participación en el comité de tesis, y con los Profesores Ronald K. DeFord y Stephen E. Clabaugh, ambos de la Universidad de Texas, por sus atinadas sugerencias, tanto en el campo como en la preparación de este informe. Se dan las gracias al Profesor John A. Wilson, también de la Universidad de Texas, por fungir como sinodal en el comité de tesis. Los doctores Ross A. Maxwell y Keith P. Young proporcionaron en 1962 valiosa información oral que se cita en el texto, y el señor Dan Powell identificó los amonitas del Cretácico.

Los señores J. C. Mayfield y Gaspar Peña, generosamente permitieron el paso por sus propiedades dentro del área del mapa. El autor expresa su reconocimiento a la Dow Chemical Company y a la Compañía Minera La Domincia, S. A., tanto por su hospitalidad como por haberle facilitado el uso de sus fotografías aéreas. El trabajo de campo, efectuado en el verano de 1961, fue facilitado grandemente por una subvención otorgada por la Sigma-Xi-RESA Research Fund.

ESTRATIGRAFIA

INTRODUCCION

En el área de estudio afloran rocas sedimentarias con un espesor aproximado de 1,000

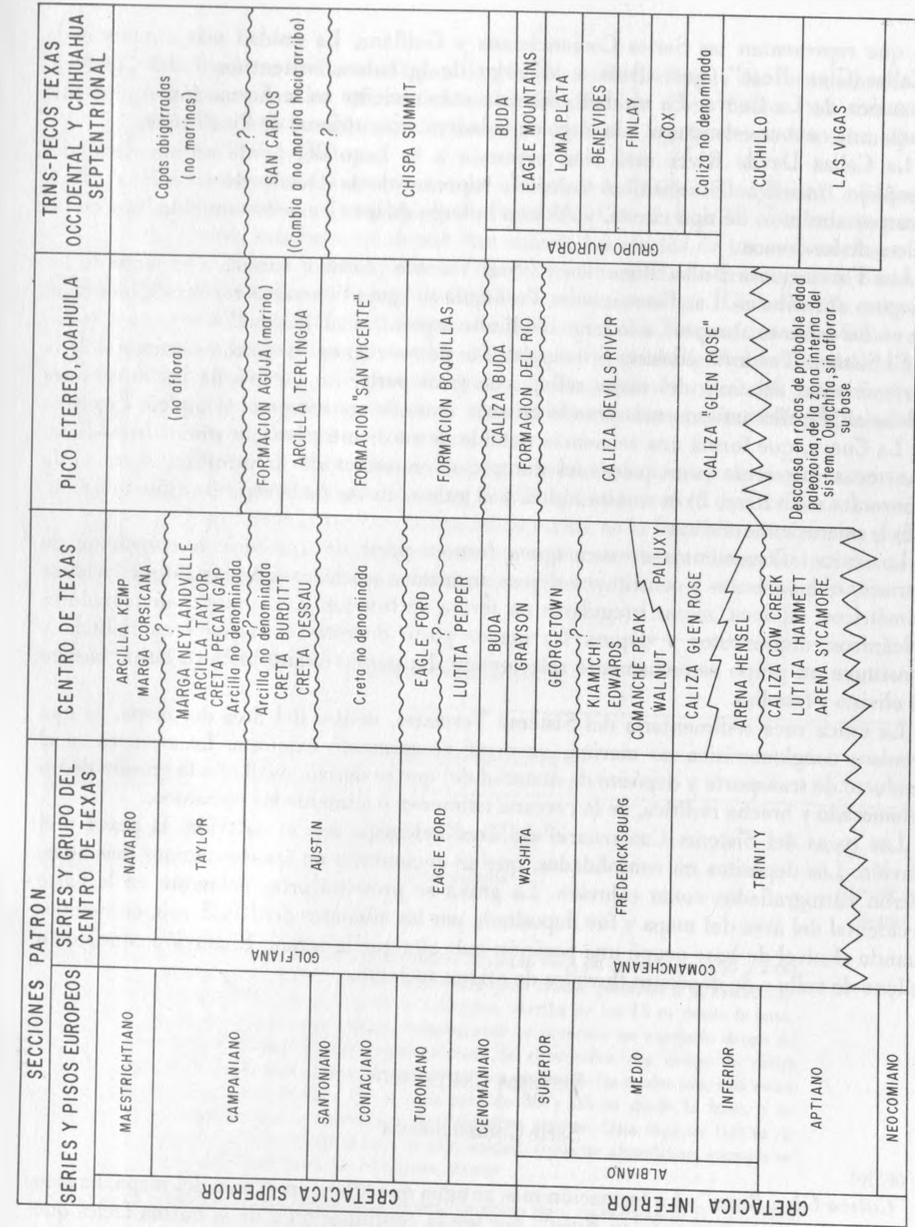


Figura 3.-Tabla de correlación de las unidades estratigráficas cretácicas.

m, que representan las Series Comancheana y Golfiana. La unidad más antigua es la "Caliza Glen Rose", que aflora a lo largo de la ladera septentrional del Complejo Intrusivo de La Cueva. La unidad cretácica más reciente es la Formación Aguja, que ocupa una cuenca estructural a lo largo de la ladera septentrional de Pico Etéreo.

La Caliza Devils River está bien expuesta a lo largo del borde sedimentario del complejo intrusivo. El miembro calcáreo superior de la Devils River corona varios escarpes abruptos, de tipo cuesta, y aflora a lo largo de los ejes de los anticlinales y de los ápices de los domos.

Las Formaciones Buda, Boquillas y "San Vicente" forman cuevas a lo largo de los pliegues anticlinales. Las Formaciones Terlingua y Aguja tienen sus mejores afloramientos en los cañones abruptos, a lo largo del límite septentrional de Pico Etéreo.

El Sistema Terciario consiste principalmente de roca ígnea. El patrón estructural de la parte oriental del área del mapa refleja, en gran parte, los efectos de las intrusiones terciarias. El afloramiento más grande de roca ígnea lo constituye el Complejo Intrusivo de La Cueva, que forma una secuencia notable de rocas intrusivas de afinidades sódicas. Las rocas intrusivas principales del complejo, en orden de la intrusión, son: 1) la monzonita cuarcífera, 2) la sienita sódica y el gabro, ambos de la serie de diferenciación, y 3) la microsienita sódica.

Los otros afloramientos de roca ígnea forman parte de una serie más reciente de intrusiones hipabisales y constituyen diques arqueados asociados con bismalitos o lacolitos asimétricos, tapones, masas irregulares en forma de troncos, chimeneas o alimentadores volcánicos, diquestratos y diques. La mayor parte de estas intrusiones es riolítica y constituye un grupo estrechamente relacionado. La parte restante incluye latita, basalto de olivino y fonolita.

La única roca sedimentaria del Sistema Terciario, dentro del área del mapa, es una arenisca conglomerática no marina, que está escasamente expuesta. La arenisca es el producto de transporte y depósito de material del que se derivó, mediante la erosión de un aglomerado y brecha riolítica, de la cercana chimenea o alimentador volcánico.

Las rocas del Sistema Cuaternario del área del mapa son el coluvión, la grava y el aluvión. Los depósitos no consolidados, que se encuentran en las elevaciones más altas, fueron cartografiados como coluvión. La grava se presenta principalmente en la parte occidental del área del mapa y fue depositada por los afluentes del Río Bravo, en tiempos cuando el nivel de base ocupó una posición más alta que la actual. El aluvión consiste en relleno de valle y de depósitos fluviales de origen reciente.

SISTEMA CRETACICO

Serie Comancheana

"Caliza Glen Rose".—La formación más antigua que aflora en el área del mapa, ha sido denominada como "Caliza Glen Rose", por ser la continuación y de la misma facies que

la Glen Rose del centro de Texas (Figura 3). Hubiera sido preferible dar un nombre local a esta formación, pero los afloramientos en el área de Pico Etéreo no son muy característicos. En este estudio, por lo tanto, se optó por seguir el nombre Glen Rose (Lonsdale *et al.*, 1955, p. 30).

En el área del mapa aflora un espesor de 179 m de la "Caliza Glen Rose", a lo largo del flanco septentrional del Complejo Intrusivo de La Cueva. Los 37 m inferiores están dentro de la aureola intrusiva, en donde han sufrido los efectos de un metamorfismo de contacto intenso; consisten principalmente de mármol y calcita de grano grueso. Su base no está expuesta. Un espesor de más de 200 m de caliza y marga "Glen Rose", con una zona basal eminentemente clástica, descansa sobre la arenisca Tesnus, cerca del Cañón de Persimmon, en los límites septentrionales del Parque Nacional Big Bend (Lonsdale *et al.*, 1955, p. 15). El resto de esta formación incluye principalmente calizas de grano fino, de color gris claro u oscuro, con la presencia característica de numerosas vetillas silíceas. La *Orbitolina texana* se presenta en dos zonas.

La Sección Medida A, que se describe a continuación, se extiende de sur a norte, a través del borde sedimentario septentrional del Complejo Intrusivo de La Cueva. La cima de la sección se encuentra a medio camino hacia arriba en la ladera interior, en un punto donde la pendiente disminuye notablemente por varios metros de distancia. La base de la sección está en el contacto con la monzonita cuarcífera.

SECCION MEDIDA A

— Caliza Devils River —

"Caliza Glen Rose"

Unidad	Descripción	Espesor en metros
3	CALIZA: caliza arcillosa, gris oscura, de grano fino, en estratos de 0.30 a 2.60 m de espesor. Venas silíceas delgadas, rojizas claras, paralelas a la estratificación se encuentran en los 16 m inferiores. Arriba de los 15 m desde la base, hasta la cima de esta unidad, comúnmente se presenta un enrejado denso de delgadas vetillas silíceas rojizas claras. Se encuentran dos zonas de caliza arcillosa gris muy oscura, de grano fino y nodular, de las cuales una está entre los intervalos de 42 y 55 m y la otra de 30 y 35 m desde la base, y se caracterizan por la abundancia de <i>Orbitolina texana</i> . Una capa de 0.6 m de espesor, a 38 m desde la base de esta unidad, contiene abundantes ejemplares de <i>Gryphaea cf. marcoui</i> y <i>Exogyra texana</i>	105.30
2	CALIZA: caliza arcillosa gris oscura, de grano fino, en estratos de 0.15 a 0.60 m de espesor. Numerosas vetillas silíceas, cercanas entre sí, son paralelas a la	

Unidad	Descripción	Espesor en metros
	estratificación. Cerca de la parte media de esta unidad, está una capa de caliza de 0.60 m de espesor, formada principalmente de <i>Ostrea texana</i>	31.80
1	MARMOL Y CALIZA: mármol y caliza masivos, de color gris claro a mediano, de grano mediano a grueso, en estratos de 0.30 m a 1.80 m de espesor. Localmente se presentan vetillas silíceas café-rojizas, delgadas, y cercanas entre sí. Varias capas de caliza arenosa, de 0.05 a 0.15 m de espesor, se presentan a 26 m encima de la base de esta unidad	42.65
	El espesor total de la sección medida	179.75
	La base no aflora	

Caliza Devils River.—Udden (1907a, p. 56) empleó el nombre de "Caliza Devils River" para los estratos que afloran a lo largo del Río Devils en el Condado de Val Verde, Texas. Esta unidad se correlaciona con las Calizas Edwards y Georgetown, del centro de Texas. Por lo tanto, el nombre de "Devils River" se emplea para denominar todo el conjunto de estratos debajo de la Formación Del Río y por encima de la Formación "Glen Rose". En el área cartografiada, esta formación es divisible en los cuatro miembros siguientes:

4) Un miembro superior de 205 m de espesor, que forma acantilados, consiste en caliza masiva gris clara, con pedernal y rudistas, con estratificación más delgada cerca de la cima que en cualquier otra parte del miembro.

3) Un miembro de 29 m de espesor, que forma vertientes, compuesto de lutita arenosa, arenisca arcillosa y caliza arenosa lajeada.

2) Un miembro de 118 m de espesor, que forma acantilados, consistente en caliza gris clara a mediana, con pedernal y rudistas; la estratificación se vuelve más gruesa hacia arriba.

1) Un miembro inferior de 134 m de espesor, que forma vertientes, que consiste en caliza arcillosa gris clara a oscura, nodular, interestratificada con caliza masiva muy oscura.

Los geólogos, en el norte de Coahuila y en la región de Trans-Pecos, Texas, han denominado unidades similares, respectivamente, como sigue:

- 4) Caliza Georgetown
- 3) Arcilla Kiamichi
- 2) Caliza Edwards
- 1) Caliza Walnut y/o Comanche Peak

El autor no acepta esta práctica por las siguientes razones:

1) Adkins (1933, p. 334) reportó que en el centro de Texas la Comanche Peak es una facies del Fredericksburg y puede, en parte, continuarse lateralmente con la Walnut, por debajo, y con la Edwards, por encima.

2) Adkins (1933, p. 334) reportó asimismo que la Edwards, o la facies de rudistas, invade todos los niveles del Grupo Fredericksburg y, por lo tanto, es equivalente, en parte, con la del tipo Comanche Peak.

3) El nombre "Kiamichi" se importó de la región fronteriza entre Texas y Oklahoma, desde una distancia de cerca de 350 km. De una manera indebida, la identificación se basó principalmente en sus fósiles. Aún así, la "Kiamichi" de esta región no es equivalente paleontológicamente de la Kiamichi tipo, ya que, en algunos lugares cercanos a la región de Trans-Pecos, Texas, su mitad superior contiene también una fauna similar a la encontrada en la Formación Duck Creek, que en el norte de Texas se identifica como la formación basal del Grupo Washita.

4) A lo largo del flanco occidental del Complejo Intrusivo de La Cueva, la "Kiamichi" que forma vertientes, está ausente y no se puede establecer una separación satisfactoria entre las Calizas Edwards y Georgetown.

La Sección Medida B, que se describe a continuación, se extiende de sur a norte a través del borde sedimentario septentrional del Complejo Intrusivo de La Cueva. El contacto superior de la sección está en la base del escarpe exterior, formado por caliza masiva, localizado a lo largo de la cresta del borde. Los estratos están invertidos a lo largo de este segmento del borde y están inclinados hacia el centro del complejo intrusivo.

SECCION MEDIDA B

— Formación Del Río —
— discordancia "paralela" —

Caliza Devils River

Unidad	Descripción	Espesor en metros
4	CALIZA: caliza masiva gris clara, de grano fino, forma acantilados e intemperiza en color gris. Los estratos de los 180 m inferiores de esta unidad tienen un espesor que varía de 1.20 a 6.0 m. Los estratos disminuyen en espesor hacia arriba, y los 25 m superiores contienen muchas capas de caliza arcillosa gris oscura, nodular, con espesor menor de 0.60 m. La base de una secuencia de caliza lajeada, de 1.20 m de espesor, cuyas capas tienen un espesor de 0.05 a 0.07 m, y que tiene interestratos delgados de arcilla calcárea, está a unos 13 m debajo de la cima de esta unidad. Un relieve poco	

Unidad	Descripción	Espesor en metros
	pronunciado y la presencia de posibles tubos perforados por organismos encima de esta unidad, indican una discordancia que la separa de la Formación Del Río sobreyacente. La unidad 4 contiene caprinidos, <i>Eoradiolites davidsoni</i> , y <i>Exogyra</i> sp.	205.00
	CALIZA, ARENISCA Y LUTITA: una secuencia que forma vertientes, de caliza arenosa lajeada gris clara, en estratos de 0.03 a 0.05 m cerca de la base; hacia arriba se cambia en arenisca arcillosa café rojiza, de grano fino, y en lutita arenosa. Cerca de la cima está una capa, de 0.60 m de espesor, de caliza arcillosa gris clara, con <i>Gryphaea navia</i>	29.50
2	CALIZA: caliza masiva gris clara a mediana, de grano fino, que forma acantilados, con abundantes nódulos de pedernal café. Los estratos en la parte inferior varían de 0.60 a 1.80 m de espesor, y se engruesan hacia arriba. La unidad 2 contiene caprinidos, <i>Eoradiolites davidsoni</i> , y <i>Exogyra</i> sp.	118.00
1	CALIZA: los 78 m inferiores consisten en una secuencia de caliza arcillosa gris oscura, nodular, de grano fino, en estratos de 0.10 a 0.20 m de espesor, que está interestratificada con caliza masiva gris oscura, de grano mediano, en estratos de 0.60 a 2.30 m de espesor. Los 55 m superiores, que en gran parte están cubiertos por material acarreado de la unidad 2 sobreyacente, parecer estar formados por caliza arcillosa gris oscura, de grano muy fino, que intemperiza en gris claro. En la base de esta unidad, está un intervalo prominente de 1.90 m de espesor, que contiene abundantes <i>Gryphaea</i> sp.	134.50
	El espesor total de la sección medida	487.00

"Caliza Glen Rose"

Formación Del Río.—Cragin (1894, p. 40, 43) empleó el término "Grayson" para una marga amarillenta fosilífera, que contiene abundante *Exogyra arietina*, en el Condado de Grayson, Texas, localizado a unos 800 km al nororiente de Pico Etéreo. Hill y Vaughan (1898, p. 236) utilizaron el término "Del Río" para una arcilla y caliza laminadas, de color verdoso, que aflora cerca de Del Río, Condado de Val Verde, Texas, 160 km al oriente de Pico Etéreo. La Del Río está entre el miembro calizo masivo de la Caliza Devils River (abajo) y la Caliza Buda (arriba). El nombre "Grayson" tiene prioridad, pero "Del Río" es preferible debido a que su área-tipo está cerca y su correlación es segura y fácil.

Cerca de Del Río, Texas, la formación es de un espesor aproximado de 65 m; consiste principalmente en arcilla con cantidades subordinadas de caliza lajeada y de arenisca delgada. La parte inferior se caracteriza por la abundancia del pelecípodo *Exogyra arietina* y del foraminífero *Haplostiche texana*. Sólo unos cuantos metros, los superiores contienen *Exogyra cartledgei*.

La Formación Del Río se adelgaza rápidamente desde su localidad-tipo hacia el poniente. En el área del mapa, varía en espesor de 0.30 a 4.60 m. Consiste en capas delgadas de lutita arenosa y arenisca amarillenta, con manchas de óxido de hierro, de grano mediano a grueso, y de unas cuantas capas delgadas de caliza café arenosa.

En todas partes dentro del área cartografiada, la Formación Del Río contiene *Exogyra cartledgei* y *Gryphaea mucronata*. *Haplostiche texana* se encontró solamente en una localidad, junto a la mina Malabrigo, donde la formación alcanza su máximo espesor, en una capa de 0.15 m de espesor de caliza café arenosa, que está cerca de la base de la sección.

La presencia de una discordancia "paralela" entre las dos unidades estratigráficas está indicada por un relieve bajo, además de tubos posiblemente perforados por organismos en la superficie de la Caliza Devils River subyacente. Las variaciones en espesor, la presencia de *Exogyra cartledgei* y la escasez de *Haplostiche texana*, sugieren la ausencia de la mayor parte de la Formación Del Río, con excepción de unos cuantos metros de su parte superior. La ausencia de la parte inferior de la Formación Del Río puede ser el resultado de 1) la falta de depósito, o 2) el acarreo por erosión subaérea o submarina previo al depósito de la parte superior, o 3) de una combinación de las dos primeras alternativas.

La Sección Medida C, que se presenta a continuación, se extiende de poniente a oriente; principia a unos 4 km al norponiente de Pico Etéreo, al sur del camino de La Linda a Cuatro Palmas. La base de la sección está en la cima de un estrato de 0.60 m de espesor, de caliza gris oscura, cerca de la mitad de la ladera más empinada de la cuesta. La unidad forma una pendiente suave y su cima está en la base de una caliza blanca grisácea, que forma un acantilado.

SECCION MEDIDA C

— Caliza Buda —

Formación Del Río

Unidad	Descripción	Espesor en metros
2	ARENISCA Y LUTITA: capas delgadas de arenisca, de grano mediano, amarillenta, manchada por hierro, que alterna con lutita arenosa. La <i>Exogyra cartledgei</i> y <i>Gryphaea mucronata</i> son comunes. Limonita pseudomorfa de piritita, abundantes	3.60
1	CALIZA Y LUTITA: caliza gris amarillenta, arenosa y lajeada, que forma acantilados, en capas de 0.10 a 0.15 m de espesor, alternan con capas delgadas de lutita calcárea	1.00
	El espesor total de la sección medida	4.60
	— discordancia "paralela" —	
	Caliza Devils River	

Caliza Buda.—En el área cartografiada, la cima de la Caliza Buda constituye el límite entre las Series Comancheana y Golfiana. La Caliza Buda es divisible en tres miembros, que son también característicos de esta formación, tanto en la región de Trans-Pecos, Texas como en las áreas adyacentes en México. Los miembros calizos superior e inferior están separados por marga y caliza nodular. Su espesor varía de 20 a 42 m, pero el promedio es de unos 30 m. La variación en los espesores, en parte, es el resultado de una erosión de los miembros superior y medio de esta formación, en tiempos anteriores a la Epoca Golfiana. Cerca del límite meridional de la Reserva de Fauna Silvestre Black Gap, en el sur del Condado de Brewster, Texas, a 5 km al norte de la frontera internacional, la cima de la Caliza Buda es muy irregular y tiene un relieve hasta de 3 m dentro de un área de 10 km². En esa localidad, como en todas las demás, los sumideros o dolinas en la parte más alta de la Caliza Buda, están rellenos de lajas y fragmentos de lutitas fuertemente deformadas de la Formación Boquillas suprayacente. El relieve es mucho menor en el área estudiada.

Los fósiles recolectados de la Caliza Buda incluyen *Budaiceras* sp., *Turritella* sp., *Tylostoma* sp., *Pecten* sp., y *Hemiaster calvini*. En el miembro medio son particularmente abundantes los equinoides.

La Sección Medida D, que se presenta a continuación, se extiende de poniente a oriente. Principia a unos 4 km al norponiente de Pico Etéreo, al sur del camino de La Linda a Cuatro Palmas. La cima de la sección está expuesta en un pequeño arroyo a lo largo de una pendiente paralela a la inclinación de las capas de una cuesta.

SECCION MEDIDA D

— Formación Boquillas —
 — discordancia "paralela" —
 Caliza Buda

Unidad	Descripción	Espesor en metros
3	CALIZA: caliza aporcelanada blanco-grisácea, de grano fino, en capas de 0.30 a 0.60 m de espesor, que forman acantilados. Se presentan <i>Pecten</i> sp., <i>Budaiceras</i> sp., y <i>Tylostoma</i> sp.	19.00
2	CALIZA Y MARGA: caliza margosa gris clara, que forma pendientes suaves. Se caracteriza por la abundancia de equinoides <i>Hemiaster calvini</i> y <i>Hemiaster</i> sp.	12.00
1	CALIZA: caliza brechoide blanco-grisácea, de grano fino, que forma acantilados. Localmente contiene unos pequeños nódulos de pedernal. Contiene además <i>Budaiceras</i> sp., <i>Tylostoma</i> sp., <i>Turritella</i> sp., y <i>Pecten</i> sp.	10.00
	El espesor total de la sección medida	41.00

Formación Del Río

Serie Golfiana

Formación Boquillas.—La base de la Formación Boquillas constituye el límite entre las Series Golfiana y Comancheana dentro del área cartografiada. El nombre "Boquillas flags" (lajas Boquillas) fue empleado por Udden (1907b, p. 29-33) para una secuencia de 192 m de espesor, formada de calizas lajeadas, de estratificación delgada, expuesta a lo largo de la ladera occidental de la Sierra del Carmen, cerca de Boquillas, en el Condado de Brewster, Texas, a unos 30 km al surponiente de la esquina suroccidental del área cartografiada. Udden marcó el contacto inferior en la cima de la Caliza Buda y el contacto superior en la base de un intervalo de creta y marga cretosa de los "lechos Terlingua" suprayacentes. Asimismo encontró amonitas, que identificó como *Crioceras* cf. *latus*, en una o dos capas que están un poco arriba de la parte media de la Formación Boquillas.

Adkins (1933, p. 451) consideró, sin embargo, que la cima de la Formación Boquillas era la cima de un casquete de caliza silícea de amplia distribución, de estratificación mediana a delgada, que contiene una nueva especie del género *Crioceras* con espinas cortas. Posteriormente, esta amonita fue llamada *Allocrioceras hazzardi* (Young, 1963).

En el área cartografiada, la Formación Boquillas descansa con discordancia "paralela" sobre la Caliza Buda. Durante los trabajos de campo, no se encontraron indicios de una discordancia "paralela" en la cima de la Boquillas.

Los 80 m inferiores de la Formación Boquillas consisten en una secuencia de lutitas, que están interestratificadas con capas delgadas de caliza. Una unidad intermedia, de 11 m de espesor, consiste en calizas lajeadas interestratificadas con lutitas. El intervalo masivo con *Crioceras* comprende los últimos metros de la parte superior de esta unidad y puede seguirse visualmente a largas distancias. El amonita *Allocrioceras hazzardi* se encuentra solamente en este intervalo masivo. Encima del intervalo con *Crioceras*, se encuentran 55 m de calizas lajeadas, de color gris claro a oscuro, interestratificadas con lutitas calcáreas; cerca de la base de esta unidad las capas son delgadas, pero se engruesan rápidamente hacia arriba.

La Sección Medida E, que se presenta a continuación, se extiende de poniente a oriente; principia aproximadamente a 3 km al norponiente de Pico Etéreo, al sur del camino de La Linda a Cuatro Palmas. El contacto superior está a lo largo de la ladera abrupta de una cuesta, aproximadamente a 33 m debajo de su cresta.

SECCION MEDIDA E

- "Formación San Vicente" -

Formación Boquillas

Unidad	Descripción	Espesor en metros
7	CALIZA Y LUTITA: caliza limosa gris oscura a anaranjada grisácea, con estratificación delgada (0.03 - 0.09 m); está interestratificada con lutita gris claro. La pendiente está cubierta por fragmentos planos y en forma de creciente, de 0.09 x 0.12 m de caliza gris clara característica de la parte superior de la Boquillas. La relación de la caliza a la lutita es de 1:1. Contiene escasos <i>Inoceramus</i> spp.	35.40
6	CALIZA Y LUTITA: igual que la unidad 7, pero incluye unas capas de unos 0.50 m de espesor, de caliza gris oscura que intemperiza en gris claro. La relación de la caliza a la lutita es de 1:1	6.50
5	CALIZA Y LUTITA: igual que la unidad 7. La unidad 5 tiene el aspecto típico de la Boquillas lajeada	13.70
4	LUTITA Y CALIZA: el intervalo masivo con <i>Crioceras</i> está en la cima de la pendiente. La unidad 4 consiste en lutita interestratificada con piedra lajeada; la lutita es gris oscuro, de laminación delgada (0.05-2.5 mm), limosa y calcárea con manchas de limonita; la caliza es gris clara a oscura, de grano fino, petrolífera y arcillosa, en capas de 0.05 a 0.08 m de espesor. La relación de la caliza a la lutita es de 1:1. Contiene <i>Allocioceras hazzardi</i> , <i>Scaphites</i> sp., e <i>Inoceramus</i> sp. A 84.60 m arriba de la base de la Sección Medida E, la superficie de una capa de caliza silicea de 0.13 m de espesor, intemperiza en café rojizo, constituyendo una capa marcadora dentro del área	11.80
	LUTITA Y CALIZA: lutita y caliza interestratificadas semejantes a la unidad 2, pero contienen unas capas de caliza orgánica de color café a gris, limosa, de 6.0 mm de espesor, que intemperiza en fragmentos planos de 0.12 x 0.15 m. La relación de la caliza a la lutita es de 1:2; la mitad superior de la unidad 3 contiene capas más gruesas de caliza (0.10 - 0.15 m), que son gris claras en las superficies frescas. La unidad 3 contiene <i>Inoceramus labiatus</i> , entre los 15.50 y 49.00 m desde la base hacia arriba de la Formación Boquillas	55.70
2	LUTITA Y CALIZA: lutita y caliza interestratificadas, semejantes a la unidad 1, pero las capas arcillosas negras, a 1.30 desde la base hacia arriba de la unidad 2, contienen guijas de la Caliza Buda. A los 6.50 y a los 21.60 m desde la base hacia arriba, se encuentran capas de calcarenita gruesa, de 0.05 m de espesor, café clara a gris, deleznable. La relación de la caliza a la lutita es de 1:2. La	

Unidad	Descripción	Espesor en metros
	parte superior de la unidad 2 contiene <i>Inoceramus</i> sp. A los 24.60 m encima de la base de la Boquillas, se encuentran concreciones petrolíferas negras de caliza arcillosa, que intemperiza en gris claro, y varían en diámetro de 0.05 a 0.35 m; contienen <i>Allocioceras</i> sp., <i>Desmoceras (Pseudouhligella)</i> cf. <i>D. (P.) elgini</i> , <i>Mammites</i> sp., <i>Pseudaspidoceras</i> sp., <i>Sciponoceras</i> sp., <i>Mantelliceratites</i> , e <i>Inoceramus</i> spp.	24.60
1	LUTITA Y CALIZA: lutita y caliza interestratificadas. La lutita es gris oscura, de laminación delgada (0.5 - 5.0 mm), limosa y calcárea; la caliza es negra, de grano fino, petrolífera, e intemperiza en gris claro. La caliza contiene <i>Euhystrioceras adkinsi</i> y <i>Desmoceras (Pseudouhligella)</i> sp.	0.30
	El espesor total de la sección medida	148.00
	- discordancia "paralela" -	
	Caliza Buda	

Formación San Vicente. -El nombre "Caliza Austin" fue empleado por vez primera por Shumard (1860, p. 583, 585) para designar una caliza blanca cretosa y marga, que aflora en las cercanías de Austin, Texas. Udden (1907b, p. 33-41) utilizó el nombre "lechos Terlingua" para las rocas sedimentarias que afloran a lo largo del Arroyo de Terlingua, en el Condado de Brewster, Texas, a unos 100 km al surponiente del área de Pico Étéreo. En esa localidad, una creta blanco-amarillenta, endurecida, cambia gradualmente a una marga gris impura y finalmente a una arcilla. Udden consideró al miembro inferior de creta como equivalente de la Caliza Austin del centro de Texas, y a la parte superior más arcillosa como equivalente de la Marga Taylor, también del centro de Texas.

Maxwell (comunicación verbal) está por dividir los "lechos Terlingua" de Udden en una unidad inferior (Formación "San Vicente") y en otra superior (Arcilla Terlingua *sensu stricto*), y considera ambas como equivalentes en edad de la Caliza Austin. Se nombrará la Formación "San Vicente" de los afloramientos cercanos a la villa abandonada de San Vicente sobre el Río Bravo, en el Parque Nacional Big Bend en Texas, a unos 50 km al surponiente de Pico Étéreo. La "Formación San Vicente" de Maxwell corresponde al miembro cretoso inferior de Udden, de los "lechos Terlingua".

Los límites de la Formación "San Vicente" en el área de Pico Étéreo, son los mismos que los de Maxwell; es decir, la cima de la Formación Boquillas por debajo, y la base de la Arcilla Terlingua (*sensu stricto*) por encima. La Formación "San Vicente" en el área cartografiada consiste de 75 m de caliza gris en capas delgadas, nodular y cretosa, que está interestratificada con lutita gris clara. La mayor parte de las capas de caliza es de 0.10 a 0.15 m de espesor, pero algunas alcanzan, cerca de la cima de la formación, hasta 0.50 m de espesor.

La Sección Medida F, que se presenta a continuación, se extiende de poniente a oriente; principia aproximadamente a 2.5 km al poniente de Pico Etéreo, al sur del camino de La Linda a Cuatro Palmas. La cima de la sección está en la base de una loma baja, formada por arcilla gris mediana.

 SECCION MEDIDA F

- Arcilla Terlingua -

Formación "San Vicente"

Unidad	Descripción	Espesor en metros
3	CALIZA Y LUTITA: caliza gris claro, nodular, en capas de 0.15 a 0.45 m de espesor, interstratificada con lutita calcárea gris clara a oscura. La relación de la caliza a la lutita es de 3:2. La unidad 3 contiene numerosos ejemplares de <i>Inoceramus</i> sp. Una amonita (<i>Placentíceras</i> sp.) y un rudista (<i>Durania</i> sp.) fueron encontrados cerca de la cima de esta unidad.	18.00
2	CALIZA Y LUTITA: interstratos de caliza y lutita, semejantes a los de la unidad 1; contiene abundantes <i>Inoceramus undulatopectatus</i> , <i>Eutrophoceras</i> sp., y <i>Texanites</i> sp., a 33.10 m desde la base de la Sección Medida F.	37.70
1	CALIZA Y LUTITA: caliza gris clara, nodular, en capas delgadas a gruesas (0.05 - 0.52 m), interstratificada con lutita calcárea gris clara a oscura. La relación de la caliza a la lutita es de 1:1; la unidad 1 contiene <i>Inoceramus</i> sp.	19.70
	El espesor total de la sección medida	75.40

 Formación Boquillas

Arcilla Terlingua (sensu stricto).—La Arcilla Terlingua (*sensu stricto*) incluye el miembro medio de arcilla margosa de Udden (1907b, p. 33-34) y el miembro superior arcilloso de sus "lechos Terlingua". Adkins (1933, p. 451-452) empleó el nombre "arcilla Taylor" para esta unidad y supuso que ésta cambiaba gradualmente hacia abajo a la creta y Marga Austin.

En el área cartografiada, el espesor de la Arcilla Terlingua se estima en unos 130 m. Al intemperizar, origina pendientes suaves, que están generalmente cubiertas por coluvión y talud. Los afloramientos son escasos, pero parece que hay poco cambio de un afloramiento a otro.

Cerca de Pico Etéreo, la Arcilla Terlingua consiste en arcillas calcáreas, sin estructura alguna, de color gris claro a oscuro. Abundante limonita pseudomorfa de piritita, así como pequeñas concreciones calcáreas, pequeños cristales de selenita y prismas de *Inoceramus*, son muy comunes a través de toda la formación. La *Ostrea* cf. *congesta* es muy común en los niveles superiores. La *Exogyra ponderosa* no se encontró en el área cartografiada, aún cuando es muy común en toda la Arcilla Terlingua en la adyacente Sierra del Carmen, y también en el Parque Nacional Big Bend. Sin embargo, de los 6 m inferiores se pudieron recolectar algunos fósiles pequeños que incluyen gasterópodos de concha muy evoluta y amonitas como *Baculites* sp., *Pseudoschloenbachia* sp., y *Scaphites* sp. Young (comunicación verbal) se refiere a esta fauna como típica de las Formaciones Dessau y Burditt (Austin superior) del centro de Texas (Figura 3). Por esto, cuando menos la parte inferior de la Arcilla Terlingua (*sensu stricto*) tiene la misma edad que una parte de la Austin.

Formación Aguja.—Udden (1907b, p. 41-54) empleó el nombre "capas Rattlesnake" para una secuencia de arcilla y arenisca marinas, de arcilla y arenisca no marinas, así como de carbón, expuesta a lo largo del curso inferior del Arroyo de Terlingua, en el Condado de Brewster, Texas, a unos 100 km al surponiente del área cartografiada. Debido a que el nombre "Rattlesnake" ha sido previamente ocupado, Adkins (1933, p. 505) lo substituyó por el nombre "Aguja".

Una sección incompleta de la Formación Aguja aflora en el área cartografiada. La parte inferior consiste de una arenisca basal, de 6 m de espesor, que intemperiza en café amarillento. Es una arenisca calcárea de grano mediano, bien clasificada, caracterizada por la presencia de numerosos pelecípodos pequeños, abundantes dientes de tiburón y muchos pequeños fragmentos redondeados de hueso.

Encima del intervalo sobresaliente de arenisca, hay una secuencia de arcilla gris-amarillenta, de 28 m de espesor, muy parecida a la Terlingua. Cerca de la cima de este miembro, se presentan concreciones calcáreas gris oscuras, de 0.60 m de diámetro, que están asociadas con *Exogyra ponderosa*. Las concreciones intemperizan en un gris claro. La cima de este miembro arcilloso no está expuesta. Una parte considerable de la Formación Aguja, y posiblemente algunas formaciones más recientes del Cretácico, pueden estar sepultadas bajo el coluvión, a lo largo de la ladera septentrional del Pico Etéreo.

SISTEMA TERCIARIO

Complejo Intrusivo de La Cueva

El Complejo Intrusivo de La Cueva ocupa la parte central de un domo, formado por rocas sedimentarias fuertemente inclinadas del Cretácico (Lámina 2). El domo es un rasgo topográfico notable. La erosión ha dejado al descubierto un núcleo de rocas intrusivas, rodeado por un borde sedimentario bien definido. La variación en la resistencia a la erosión, superimpuesta a diferentes niveles estructurales de los varios tipos

de rocas ha producido un área de relieve abrupto, dominada por un borde sedimentario y un pico central prominente. El pico y el borde están separados por una planicie baja, circular, formada de crestas y valles cortados transversalmente por los cauces del drenaje radial que son afluentes de los arroyos anulares principales.

El borde sedimentario está cortado en tres lugares por cauces de desagüe. Las partes más altas del borde y del pico central se elevan a una altura de unos 500 m sobre el nivel de la planicie circundante.

Un diquestrato del borde de riolita sódica porfídica, continuo pero irregular, separa los dos miembros masivos calizos de la Caliza Devils River, a lo largo de la cresta del borde en su cuadrante occidental. Un cuerpo arqueado más pequeño de riolita, en su mayor parte discordante, aflora a lo largo de la ladera interna occidental del borde, en un horizonte estratigráfico inferior. Este se une con el diquestrato antes mencionado, por medio de una apósisis.

El área de afloramiento del complejo intrusivo, en la parte central del domo, es aproximadamente de 12 km². El complejo consiste de tres unidades estructurales principales: 1) una masa exterior, en forma de creciente, a lo largo del segmento septentrional; 2) un anillo concéntrico intermedio; y 3) un núcleo central. Estas tres unidades estructurales pueden ser claramente diferenciadas en tres tipos principales de roca respectivamente (Lámina 2), según una secuencia probable de intrusiones como sigue: 1) monzonita cuarcífera; 2) una serie de diferenciación, que varía de sienita sódica a gabro; y 3) rocas diferenciadas.

La petrología del complejo es tan interesante como su evolución estructural, debido a que las rocas intrusivas son sódicas; su descubrimiento permite extender los límites de la provincia sódica de Trans-Pecos, Texas, hacia el suroriente.

Monzonita cuarcífera.—El área de afloramiento de la monzonita cuarcífera es aproximadamente de 1.5 km². En el mapa es una masa en forma de creciente, formando un arco de cerca de 180° (Lámina 1). La anchura máxima es cercana a 1 km.

La roca cartografiada como monzonita cuarcífera varía considerablemente en su mineralogía y textura; es una sienita plagioclásica cuarcífera y microgranito cerca de las puntas de la masa en forma de creciente, mientras que en otras partes es una monzonita. Las diferencias mineralógicas principales están en las proporciones relativas de cuarzo y plagioclasa. Las variaciones texturales y mineralógicas son más pronunciadas cerca de las extremidades de la masa.

La roca es de grano mediano, de textura porfídica y de color claro. Intemperiza característicamente en un café rojizo claro y forma una cresta suave arqueada, debido a que es más resistente al intemperismo que las rocas sedimentarias y la sienita sódica adyacentes. En la superficie fresca tiene una apariencia manchada, debido a que los minerales máficos tienden a presentarse en conjunto.

En la sección delgada, la roca es hipidiomórfica granular, con fenocristales de plagioclasa en una matriz de grano fino, formada de feldespatos alcalinos y cuarzo. La plagioclasa es andesina (Ab₇₀ a Ab₅₅) y se presenta como núcleos claros de fenocristales de criptopertita, que miden 2 mm de largo en promedio. La plagioclasa constituye del 5 al 30 por ciento de la roca, pero corresponde a un 15 por ciento de promedio.

Los feldespatos alcalinos son en su mayoría criptopertita y forman cerca del 50 por ciento del volumen de la roca. Estos se presentan en la matriz como cristales tabulares subhedrales a euhedrales, con un promedio de 3 mm de largo, y también envuelven los núcleos de plagioclasa. Pequeños granos anhedrales de cuarzo intersticial se presentan a través de toda la matriz y constituyen un promedio de cerca del 12 por ciento del volumen.

La hornblenda sódica y la augita de color verde claro ($Z \wedge C = 48^\circ$) se encuentran en cantidades aproximadamente iguales y forman cerca del 16 por ciento de la roca. La hornblenda sódica de color verde-café, envolviendo núcleos de augita, se presenta como grumos glomeroporfídicos hasta de 1 mm de diámetro. Pequeñas cantidades de biotita, minerales opacos y agujas de apatita están asociadas frecuentemente con estas masas.

Serie de diferenciación.—La serie de diferenciación aflora como una unidad notablemente regular, en forma de anillo, rodeando el núcleo de microsienita. El anillo es ligeramente elíptico en el plano. El diámetro mayor es de 3 km y tiene un rumbo de N 50° E; el diámetro menor es de 2.4 km con rumbo de N 40° W. El anillo alcanza su máxima anchura, de unos 1,000 m, a lo largo de su sector oriental; al sur tiene unos 200 m.

La sienita sódica aflora a lo largo de la parte exterior del anillo, mientras que el gabro aflora a lo largo de la parte interior adyacente al núcleo de microsienita. En el mapa geológico (Lámina 1) una línea interrumpida representa el contacto entre estos dos tipos de roca; la relación física verdadera no es tan precisa, ya que una zona de transición se interpone entre la sienita y el gabro.

Sienita sódica.—La sienita sódica es una roca de color claro, salpicada con granos de minerales máficos. El grano es mediano uniformemente, e intemperiza en cantos redondeados y en superficies lisas de exfoliación, de una manera característica.

En sección delgada, la roca consiste en un conjunto granular compuesto, en su mayoría, por feldespatos alcalinos que promedian 2 mm en longitud, acompañados por cantidades menores de aegirina-augita y anfíbola sódica. El feldespato alcalino muestra huellas de maclado de tipo Carlsbad. La albita clara, sin maclado, es común formando bordes anchos encima de la criptopertita y llenando las cavidades angulares entre los granos de criptopertita.

La analcita se presenta comúnmente como relleno de fracturas y pequeñas cavidades. Algunas de las cavidades rellenas de analcita están forradas con albita no maclada y biotita. En algunas de las cavidades, la albita tiene un contorno hexagonal que sugiere que ésta reemplazó la nefelina original. Nefelina intersticial es común pero no abundante.

La hornblenda sódica y la augita con bordes de aegirina-augita fuertemente zonificada, se presentan juntas en masas irregulares, acompañadas por minerales opacos accesorios y agujas de apatita 'eudral.' La mayor parte de la sienita sódica tiene cerca de un 10 por ciento de minerales oscuros por volumen.

Numerosos diques pequeños ramificados cortan a la sienita sódica en el sector adyacente a la monzonita cuarcífera. Estos diques pequeñísimos, de color gris muy claro, están compuestos casi totalmente de feldespatos alcalinos. Dos texturas muy distintas se presentan. Los diques en la parte central de la zona de sienita son de grano fino a

mediano; algunos tienen una textura aplítica. Los diques a lo largo de la parte exterior de la zona de sienita son pegmatíticos; se encuentran cristales de feldespatos hasta de 50 mm de largo. Los contactos de los diques de grano fino con las rocas encajonantes son muy bien definidos, mientras que los diques de pegmatita comúnmente tienen un contacto transicional con la roca encajonante.

Los diques de ambos tipos están relacionados genéticamente con la sienita sódica. Representan el residuo feldespático rico en agua, concentrado por la cristalización del magma original. Este fluido, altamente móvil, fue inyectado hacia arriba en las rocas ya cristalizadas, a lo largo de pequeñas fracturas de contracción. Los diques de sienita pegmatítica son especialmente abundantes, a lo largo del contacto de la monzonita cuarcífera. Su posición probablemente fue controlada por la concentración relativa de volátiles en el fluido residual. Las soluciones más móviles tendieron a migrar más lejos y, de esta manera, al final se acumularon a lo largo de las márgenes exterior y superior del intrusivo de sienita sódica.

Zona de transición.—Una transición gradual entre la sienita sódica y el gabro originó la llamada "roca de transición", que es una sienita sódica con plagioclasa. Megascópicamente se parece mucho al gabro, debido a que los minerales oscuros forman hasta un 30 por ciento de la roca. La formación de la roca de transición, desde la sienita sódica, se efectúa por un aumento gradual de minerales oscuros y plagioclasa en detrimento de los feldespatos alcalinos. La transición al gabro es más abrupta y está marcada por la casi desaparición de los feldespatos alcalinos. La roca de transición, en su composición mineralógica, es considerablemente más cercana a la sienita sódica que al gabro, aunque se parece al gabro debido a la abundancia de componentes de color oscuro.

Bajo el microscopio, la roca de transición, tomada del contacto cercano al gabro, consiste de un agregado de grano mediano de feldespatos alcalinos y minerales oscuros. Los feldespatos alcalinos se presentan como granos turbios anedrales a subedrales de criptopertita, algunos de los cuales rodean núcleos irregulares de plagioclasa. La mayoría de los granos de feldespatos alcalinos no muestra núcleos de plagioclasa. Sin embargo, en muchos, el desvaneciente maclado de albita atestigua la presencia original de plagioclasa sódica.

Los minerales oscuros, que representan cerca del 30 por ciento del volumen de la roca, consisten de titanaugita y biotita en cantidades aproximadamente iguales, con cantidades subordinadas de hornblenda sódica, apatita, minerales opacos y olivino. La biotita es principalmente lepidomelano, o sea de la variedad que es rica en hierro y es de color rojo. El olivino se presenta en granos anedrales relativamente frescos, que se alteran en antigorita a lo largo de fracturas. La aegirina intensamente pleocroica bordea muchos de los granos de titanaugita. Muchos de los minerales opacos están bordeados con biotita fuertemente pleocroica. Cantidades menores de analcita llenan las fracturas y cavidades.

Gabro.—En muestra de mano, el gabro es una roca gris oscuro de grano medio. Es considerablemente más resistente al intemperismo que la sienita sódica adyacente y en consecuencia, forma una serie de cuevas arqueadas que rodea el núcleo de microsienita. La exfoliación del núcleo es muy característica, produciendo cantos redondeados, que dan un aspecto irregular y nudoso a la cuesta formada por el gabro.

En lámina delgada la roca es de textura subofítica uniforme. Está compuesta de cerca del 65 por ciento de labradorita, 10 por ciento de titanaugita, 5 por ciento de biotita, 5 por ciento de apatita, 5 por ciento de minerales opacos; el resto consiste de esfena (titanita), epidota, olivino, hornblenda, clorita verde y café, riebeckita, calcita y analcita.

La labradorita (Ab₄₅) se encuentra en granos subedrales débilmente zonificados hasta de 4 mm de largo. Muchos de los contactos intergranulares muestran una alteración turbia saussurítica. La titanaugita se presenta en grandes granos anedrales, alterados a lo largo de sus bordes en biotita y anfíbola sódica. Algunos granos de olivino forman pequeños núcleos, parcialmente reabsorbidos, dentro de la titanaugita. Las cloritas verde y amarilla reemplazan al olivino, la titanaugita, la hornblenda y la biotita. La alteración ampliamente distribuida de la fracción de anortita de la plagioclasa cálcica, a lo largo del margen de los cristales a zoisita, calcita, clorita y analcita, se atribuye a la acción deutérica.

Núcleo de microsienita.—El núcleo del complejo intrusivo consiste en un cuerpo circular de microsienita, de cerca de 1.7 km de diámetro. Es una unidad claramente distinta, que muestra variación considerable en su textura. La fase marginal es de grano muy fino hasta afanítico.

En muestra de mano la roca es de color gris mediano a oscuro y de grano fino. En lámina delgada consiste en un agregado granular, ligeramente porfídico, compuesto de delgados cristales de feldespatos alcalinos, acompañados de abundante augita, y de cantidades menores de biotita, aegirina-augita, apatita así como de minerales opacos. Comúnmente se encuentran también en cantidades pequeñas clorita, olivino, riebeckita, calcita, analcita y epidota. Los feldespatos alcalinos forman cerca del 75 por ciento de la roca; se presentan como fenocristales de anortoclasa y como delgados cristales subedrales a eudrales de criptopertita, aproximadamente de 1 mm de largo.

Las secciones delgadas, con alto contenido de biotita, muestran la analcita de textura ocelar con hojuelas tangenciales de biotita, semejantes a las descritas por Lonsdale (1940, p. 1600), quien atribuyó estos rasgos a una reacción magmática tardía entre el líquido residual y los componentes formados anteriormente.

Diques radiales y concéntricos.—Diques verticales, hasta de 3 m de espesor, irradian desde el núcleo y cortan las demás partes del complejo. Estos son especialmente prominentes en el segmento septentrional. Todos son relativamente rectos y no muestran casi desviaciones en su trayectoria al cruzar las cuevas y valles.

Unos cuantos diques concéntricos afloran a lo largo del lado septentrional del complejo en la zona anular. La mayoría está alojada en el gabro de la serie de diferenciación, cerca del contacto con el núcleo. Estos tienen una inclinación fuerte hacia el núcleo y tienen un espesor hasta de 3 m.

No parece existir diferencia alguna en la edad entre los dos tipos de diques. Todos son de color muy claro, de grano muy fino, y sus intersecciones no son discordantes.

En muestra de mano, la roca es de color gris muy claro y de grano fino. En lámina delgada, es ligeramente porfídica con fenocristales hasta de 2 mm de largo. Los fenocristales y la mayor parte de la matriz son de criptopertita, que sigue un arreglo traquitoide. La limonita, derivada de la alteración de minerales oscuros, se encuentra

ampliamente esparcida. Los pocos granos de minerales máficos reconocibles son de hornblenda sódica. Pequeñas concentraciones de calcita deutérica reemplazan comúnmente a los feldespatos.

Diquestrato del borde.—Un diquestrato continuo pero irregular de riolita sódica, se encuentra a lo largo de la cresta del borde sedimentario en su cuadrante noroccidental. El diquestrato es de cerca de 3 km de largo y separa los dos miembros calizos masivos de la Caliza Devils River. Cerca de la mitad de su longitud se bifurca y el ramal oriental así formado tiene una trayectoria subparalela a la mitad occidental del diquestrato del borde sedimentario, a lo largo de la ladera interior. El ramal es una masa parecida a un dique, que corta la caliza de la "Glen Rose" y la parte inferior de la Devils River.

En muestras de mano la riolita es afanítica y porfídica, de color café claro, que varía de amarillento a gris. En lámina delgada, contiene fenocristales euedrales aislados de feldespatos alcalinos altamente alterados, en una matriz microcristalina de feldespatos alcalinos y cuarzo. Los minerales máficos se presentan como masas esponjosas aisladas en la matriz y muestran el efecto de alteración extensa. Los pocos granos de mineral oscuro parecen ser de anfíbola sódica. El cuarzo representa cerca del 30 por ciento del volumen de la roca.

Mármol y skarn.—La intrusión de material magmático en las calizas originó la recristalización de éstas en mármol y la formación de rocas de skarn. El término "skarn", como se emplea aquí, se refiere a rocas de metamorfismo de contacto, compuestas principalmente de silicatos de calcio, formados de caliza y dolomita por la introducción de sílice, aluminio, hierro y magnesio del magma.

El complejo intrusivo está rodeado por todas partes de franjas de mármol, hasta de 100 m de ancho, excepto a lo largo del sector meridional, donde no se encuentran calizas masivas en contacto con las rocas ígneas. El mármol es menos resistente al intemperismo y a la erosión que las rocas ígneas y el skarn adyacentes, y que las calizas no metamorfoseadas. La distribución de las rocas de skarn está limitada a una zona angosta, de unos metros de ancho, entre el contacto exterior de las rocas ígneas y el mármol circundante. Estas forman una cresta angosta que sobresale un poco del nivel del mármol adyacente.

El mármol varía en color de blanco a gris claro y es de grano medio en muestra de mano. Cerca del contacto es de grano extremadamente grueso, con cristales de calcita hasta de varios centímetros de largo. El tamaño del grano disminuye rápidamente a medida que se aleja del contacto y el mármol gradualmente se convierte en calizas inalteradas. En los lugares donde las calizas relativamente puras se encontraban interstratificadas con calizas arcillosas, sólo las capas más calcáreas fueron recristalizadas, de manera que las capas de mármol están intercaladas entre capas de caliza impura.

En muestra de mano el skarn varía de verde-grisáceo a verde-amarillento y es de grano fino. En lámina delgada corresponde a una corneana de vesuvianita, compuesta de un mosaico de granos inequidimensionales, sin ningún orden de orientación. El mineral predominante es la calcita y forma casi el 60 por ciento de la roca. La vesuvianita corresponde a cerca del 25 por ciento en promedio y tiene el color verde característico. El

resto de la roca está principalmente compuesto de wollastonita y granate, con cantidades menores de flogopita o talco y minerales opacos. La vesuvianita forma concentraciones claras y turbias dentro de la matriz y se caracteriza por un color de interferencia anómala azul. La wollastonita se presenta normalmente como agregado fibroso, ópticamente continuo, hasta 5 mm de largo. Se encuentra concentrada cerca del contacto con la roca ígnea. El granate se encuentra en cantidades pequeñas como granos anedrales isotrópicos, de color café limpio a grisáceo. La flogopita o talco forma hojuelas grises en la matriz. Cubos pequeños de pirita y magnetita se encuentran esparcidos por toda la roca.

Pequeñas concentraciones de magnetita, pirita, calcopirita, galena y fluorita reemplazan a la calcita y posiblemente también a los minerales metamórficos de la zona del mármol y el skarn, a lo largo de los sectores septentrional y oriental del complejo. El reemplazamiento fue controlado, en gran parte, por pequeños planos de estratificación y de diaclasas. En un lugar se encuentra la galena en granos diseminados, en una veta angosta de magnetita. En los demás lugares la magnetita acompañada por calcopirita y su producto de alteración, la malaquita, reemplaza a las calizas en una zona de fracturas muy cercanas entre sí.

Las zonas del mármol y de skarn se originaron como resultado de la intrusión de material magmático en las calizas. Las calizas fueron recristalizadas térmicamente para formar el mármol. Los silicatos de hierro, magnesio, aluminio y calcio, todos de la zona de skarn, se formaron por la adición de hierro, magnesio, alúmina y sílice por las soluciones iniciales del magma. Una actividad hidrotermal tardía introdujo el fluor, plomo y cobre, así como hierro adicional, a lo largo de las fracturas y los planos de estratificación, para formar pequeños depósitos de reemplazamiento.

Piroxenita e ijolita.—La piroxenita e ijolita se encuentran juntas en una zona angosta a lo largo de un bloque de calizas alteradas, siguiendo el contacto entre la sienita sódica y el gabro de la serie de diferenciación. El bloque es un colgante o, más probablemente, un bloque incorporado desde arriba y congelado en su posición actual. La caliza ha sido recristalizada y reconstituida para formar mármol y rocas de skarn.

La piroxenita se presenta como una zona angosta y discontinua a lo largo del contacto con la roca de skarn, como consecuencia de asimilación de carbonato de calcio por el magma. En muestra de mano, la roca es de color negro y de grano mediano. Consiste principalmente de augita con bordes titaníferos oscuros. La labradorita se encuentra formando núcleos pequeños de feldespatos alcalinos. La apatita y la esfena son los principales minerales accesorios.

El nombre ijolita se emplea aquí como un nombre general para designar una roca de color oscuro de la zona de contacto, compuesta principalmente por piroxena y nefelina. Cuerpos pequeños e irregulares de ijolita se encuentran en la zona de skarn-piroxenita, que tienen la forma parecida a la de diques. En muestra de mano, la roca es de color verde muy oscuro y de grano grueso. Está caracterizada por la presencia de cristales aciculares de aegirina-augita hasta de 1.5 cm de largo. En lámina delgada consiste de agujas fuertemente zonificadas de aegirina-augita en una disposición subparalela. Cerca del 80 por ciento de la roca es aegirina; el resto, en su mayoría, es de nefelina con

cantidades subordinadas de albita y con cantidades pequeñas de minerales opacos. La nefelina se presenta como granos turbios intersticiales, con núcleos de color rosa polvoso claro.

Riolita alcalina

Las rocas alcalinas riolíticas son extremadamente abundantes en el área cartografiada. De aproximadamente 30 km² de afloramientos de rocas ígneas, unos 18 km² han sido cartografiados como riolita. La mayor parte de las rocas ígneas restantes pertenece al Complejo Intrusivo de La Cueva. Las rocas riolíticas se presentan como bismalitos, lacolitos, troncos, taponos, diques arqueados y diques irregulares.

La mayor parte de la roca, clasificada como riolita, contiene aproximadamente 15 por ciento de cuarzo y debe ser considerada como riolita pobre en cuarzo. Algunas rocas caen en el límite entre riolita y traquita, y sólo unas pocas contienen un porcentaje pequeño de cuarzo. Todas fueron cartografiadas como riolita, ya que no existe una división bien marcada entre la traquita de cuarzo y la riolita pobre en cuarzo.

La riolita es un agregado porfídico, de grano muy fino, de feldespatos alcalinos y cuarzo, con cantidades pequeñas de otros minerales. En muestra de mano, la roca es de color gris claro, con fenocristales de feldespatos y cuarzo en una matriz afanítica.

En lámina delgada la mayoría de los fenocristales es de pertita de 1 mm de largo en promedio. Unos pocos fenocristales de pertita tienen bordes delgados de albita. Algunas secciones muestran fenocristales euedrales de sanidino. En la mayoría de las secciones el cuarzo tiene la forma de fenocristales embebidos y corroídos. La matriz consiste de un agregado granular de criptopertita con un poco de cuarzo, que tiene 0.02 mm de largo en promedio. Casi todas las secciones delgadas se caracterizan por numerosas aglomeraciones de clorita café y limonita, derivadas de una extensa alteración de los minerales máficos. El contenido original de los minerales máficos es muy difícil de determinar, pero probablemente fue de cerca de un 10 por ciento del volumen de una sección delgada, de una muestra procedente de La Tinaja Prieta, que es un intrusivo lacolítico de baja altura, cerca de la latitud 29° 25' N y longitud 102° 39' 30" W. La mayoría de los minerales accesorios consiste de apatita, con cantidades mínimas de esfena, zircón y minerales opacos.

Microsienita con cuarzo

Un intrusivo lacolítico bajo, cerca de la latitud 29° 21' N y longitud 102° 34' W, constituye el único afloramiento de microsienita con cuarzo dentro del área cartografiada. La roca es de color gris claro, de grano fino, y está salpicada de pequeñas manchas oscuras de minerales máficos.

Bajo el microscopio, la roca consiste de un agregado de criptopertita en granos tabulares euedrales, orientados al azar, y cuarzo intersticial. La criptopertita tiene un

borde delgado de albita. La matriz está salpicada de numerosos granos de minerales máficos alterados, que representan cerca del 10 por ciento del volumen de la roca. El cuarzo es intersticial solamente y forma cerca del 6 por ciento de la roca.

Latita

La superficie expuesta de una masa lacolítica, cerca de la latitud 20° 19' 45" N y longitud 102° 32' W, representa el único afloramiento de latita o traquiandesita dentro del área estudiada. La roca es de color gris y de grano fino. La matriz está compuesta casi totalmente por granos tabulares de oligoclasa, de 1 mm de largo, recubiertos con feldespatos alcalinos en una disposición traquítica. En toda la matriz se encuentran esparcidas masas oscuras y esponjosas de limonita, derivada de la alteración de minerales máficos. Existen huellas de analcita intersticial y de minerales opacos.

Basalto de olivino

Casi todo el basalto del área se encuentra en el grupo de diques localizado en la parte suroriental del área cartografiada. La roca es negra, afanítica y porfídica.

Bajo el microscopio, los fenocristales son de olivino euedral de 0.5 mm de largo y de labradorita parcialmente reabsorbida (Ab₄₅), con un promedio de unos 2 mm de largo, mostrando buen maclado de tipo albita. La matriz consiste de un agregado fino de cristales delgados y alargados de labradorita y de gránulos de titanaugita y de minerales opacos. La mayor parte de la augita es de textura subofítica en relación con los granos y microlitos de los feldespatos. La roca contiene en promedio un 70 por ciento de labradorita, 15 por ciento de olivino, 4 por ciento de titanaugita, 8 por ciento de minerales opacos y cantidades mínimas de analcita y hornblenda basáltica.

Fonolita

La distribución de la fonolita, dentro del área cartografiada, está limitada a cuatro afloramientos esparcidos, cercanos a la latitud 29° 20' 30" N y longitud 102° 38' W. Las relaciones de campo no demuestran si las masas ígneas son diquestratos o si son extrusivas, ya que están ampliamente cubiertas por el aluvión. En muestra de mano, la roca es de color gris oscuro, afanítica y escasamente porfídica.

En lámina delgada, la roca consiste de un agregado microcristalino de feldespatos alcalinos alargados y de granos de augita, biotita, apatita y minerales opacos. La analcita, apenas maclada, forma hasta un 10 por ciento de la roca. La mayor parte de la analcita se presenta como masas grandes, irregulares o redondeadas. Las huellas de calcita, como núcleos de la analcita, sugieren un proceso de relleno post-magmático de las vesículas.

Sienita de plagioclasa-augita-analcita

Dentro del área cartografiada, la roca con mayor contenido de analcita corona el Cerro Fuste, cerca de la latitud 29° 20' N y longitud 102° 42' W. Este diquestrato es de cerca de 15 m de espesor y cubre un área aproximadamente de 1 km². En muestra de mano, la roca es de grano medio y porfídica. Las proporciones casi iguales de minerales claros a oscuros le dan una apariencia de "sal y pimienta".

En lámina delgada la roca consiste en un agregado de feldespatos alcalinos, titanaugita, biotita, olivino, analcita y minerales opacos. Los fenocristales son de plagioclasa (labradorita?), y forman hasta cerca del 10 por ciento del volumen de la roca. El mineral dominante en la matriz es el feldespato alcalino en cristales delgados y alargados, que forma cerca del 50 por ciento de la roca. Pequeños granos de titanaugita, olivino, biotita y minerales opacos se encuentran esparcidos dentro de la matriz. La analcita forma hasta un 15 por ciento de la roca y reemplaza, muy a menudo, los fenocristales de plagioclasa, rellena cavidades, y ocupa posiciones intersticiales, lo que indica que fue introducida en las últimas etapas del magmatismo o bien en tiempos posteriores a éste.

Brecha volcánica

En el área del mapa se encuentra una masa de brecha volcánica cerca de la latitud 29° 21' N y longitud 102° 36' W. La roca consiste principalmente de fragmentos redondeados a subredondeados de caliza y riolita o traquita en una matriz de riolita (Lámina 6). Esparcidas en toda la matriz se encuentran cantidades menores de lutita recocida, ortocuarcita, pedernal y esquisto de grafito-clorita-muscovita. Muchos de los fragmentos de caliza son derivados de la "Caliza Glen Rose", ya que contienen abundante *Orbitolina texana*. El esquisto es derivado de rocas del basamento precretácico. Un fragmento redondeado de 5 cm de diámetro consiste de sienita alcalina de grano mediano, con abundante hornblenda titanífera.

La composición de esta roca está estrechamente relacionada con su origen, por lo que se abordará más ampliamente bajo Chimenea volcánica (p. 45).

Arenisca conglomerática

Una arenisca no marina aflora en dos lugares cercanos de la cabecera del Arroyo La Palma, alrededor de la latitud 29° 21' 50" N y longitud 102° 36' 15" W. Es de edad cenozoica, probablemente terciaria, ya que está compuesta de material clástico, derivado por la erosión, del conjunto de brecha volcánica cercano y de brecha de riolita. La unidad tiene un espesor mínimo de 59 m y su base no está expuesta. Está cubierta por aluvión del Cuaternario.

La arenisca está manchada de hierro, tiene clasificación pobre y contiene limo. Muchas de las capas son conglomeráticas, con guijas incrustadas en una matriz de grava limosa.

La mayoría de las guijas consiste en fragmentos subangulosos de riolita. Las demás son guijas redondeadas de caliza, algunas de las cuales contienen abundante *Orbitolina texana*. Los granos de arena son principalmente fragmentos de riolita o traquita, con cantidades menores de caliza. Unos cuantos fragmentos irregulares de esquisto de grafito-clorita-muscovita están esparcidos a través de toda la matriz. Los materiales cementantes son calcita y arcilla.

SISTEMA CUATERNARIO

Coluvión

Los depósitos no consolidados, que se encuentran distribuidos a niveles superiores en el área estudiada, fueron cartografiados como coluvión. Se trata de material de desintegración que ha migrado hacia abajo por movimiento de masas y talud.

Grava

Los depósitos débilmente consolidados fueron cartografiados como grava, que consiste en fragmentos bien redondeados y pobremente clasificados de caliza y roca ígnea, que forman capas delgadas y planas, aproximadamente a la misma elevación que la de la parte occidental del área. La mayor parte de los afloramientos está cerca del Río Bravo, aunque uno cubre las Formaciones Boquillas y "San Vicente", al oriente de La Hormiga. La mayor parte de la grava fue depositada por afluentes del Río Bravo, en una época cuando el nivel de la base estuvo mucho más alto que actualmente.

Aluvión

Tanto el relleno del valle como los depósitos de los arroyos, fueron cartografiados como aluvión y consisten de arena, grava y algo de grava de cantos.

MARCO TECTONICO

La Sierra Madre Oriental de México es una gran cordillera, formada por rocas sedimentarias plegadas del Mesozoico, que se extiende del Istmo de Tehuantepec hacia el norte a una distancia de más de 1,500 km. Su límite occidental lo forma la Altiplanicie Mexicana, mientras que el oriental la Planicie Costera del Golfo. La trayectoria de la Sierra Madre Oriental coincide con la faja de rocas sedimentarias altamente deformadas a lo largo de las partes que eran más profundas del geosinclinal mexicano del Mesozoico.

Durante la Orogenia Laramide, las rocas sedimentarias mesozoicas del geosinclinal

fueron deformadas, de acuerdo con su distribución depositacional, alrededor de los elementos paleogeográficos del Jurásico. La deformación resultó en un arreglo que, modificado en algunos lugares por fallamiento en bloques o por intrusiones ígneas y erupciones volcánicas, está reflejado por las provincias fisiográficas actuales.

En el sur y centro de México, esta gran faja plegada consiste de un sistema de pliegues con dirección al norponiente. Cerca de Saltillo, Coahuila, la faja plegada vira abruptamente hacia el poniente para seguir una trayectoria paralela al borde meridional de la Plataforma de Coahuila (Figura 2). A lo largo de este segmento de la Sierra Madre Oriental, las rocas fueron plegadas hacia el norte contra el borde resistente de la plataforma. Cerca de Torreón, en la esquina suroccidental de Coahuila, los pliegues de la Sierra Madre recobran su trayectoria hacia el norponiente. Una faja plegada, principalmente al norponiente del Ferrocarril de Ojinaga-Ciudad de Chihuahua, denominada como la "Faja Tectónica de Chihuahua" por DeFord (1958, p. 72), se puede considerar como una extensión de la Sierra Madre Oriental, donde los pliegues son mucho más espaciados entre sí. El cabalgamiento en la Faja Tectónica de Chihuahua es principalmente hacia el oriente, hacia la Plataforma del Diablo, un rasgo paleozoico en donde las rocas del Paleozoico inferior fueron erosionadas.

A pesar de que la Sierra Madre Oriental cambia su rumbo hacia el poniente cerca de Monterrey y Saltillo, en esta área se desprende un ramal de sierras menos intensamente plegadas, con rumbo al norponiente, que se desvanece contra el borde meridional del Levantamiento de Marathon, en la región de Trans-Pecos, Texas. Las montañas del norte, a lo largo del borde occidental del Levantamiento de Marathon, constituyen los elementos más septentrionales de esta ramificación. La parte meridional de este ramal de la Sierra Madre Oriental ocupa el sitio de la Cuenca de Sabinas del Mesozoico (Figura 2) y se caracteriza por la presencia de montañas anticlinales estrechamente plegadas. En muchas de éstas, la erosión ha descubierto el núcleo diapírico compuesto de yeso. La parte septentrional está formada por montañas anticlinales suavemente plegadas o dómicas, anchas y alargadas, modificadas por fallas normales. La menor intensidad del plegamiento que afectó las rocas sedimentarias en esta región septentrional es muy notable cuando se compara con la Faja Tectónica de Chihuahua y con otros ramales de la Sierra Madre Oriental. Estas montañas de plegamiento poco intenso, pueden ser incluidas en la "Faja marginal plegada de Coahuila" de Murray (1961, p. 131).

La Serranía del Burro constituye la parte más oriental de la faja marginal plegada. Es un gran arco en el flanco suroccidental de la llamada Paleobahía del Río Bravo, y se extiende más de 150 km hacia el norponiente para desvanecerse en Trans-Pecos, Texas, al oriente del Levantamiento de Marathon. Las sierras más occidentales de la "Faja marginal plegada de Coahuila" están situadas al poniente y son paralelas a la Sierra del Carmen, que es un anticlinal, modificado por fallas escalonadas que se extienden hacia el norte hasta el borde meridional de la Sierra de Santiago, en el Condado de Brewster, Texas.

El área entre la Serranía del Burro y la Sierra del Carmen queda delimitada en el norte por el Levantamiento de Marathon, donde las rocas sedimentarias del Paleozoico fueron

intensamente plegadas y cabalgadas durante la orogenia del Paleozoico tardío. Esta orogenia produjo la Faja Estructural Ouachita (Figura 4), que consta de dos zonas

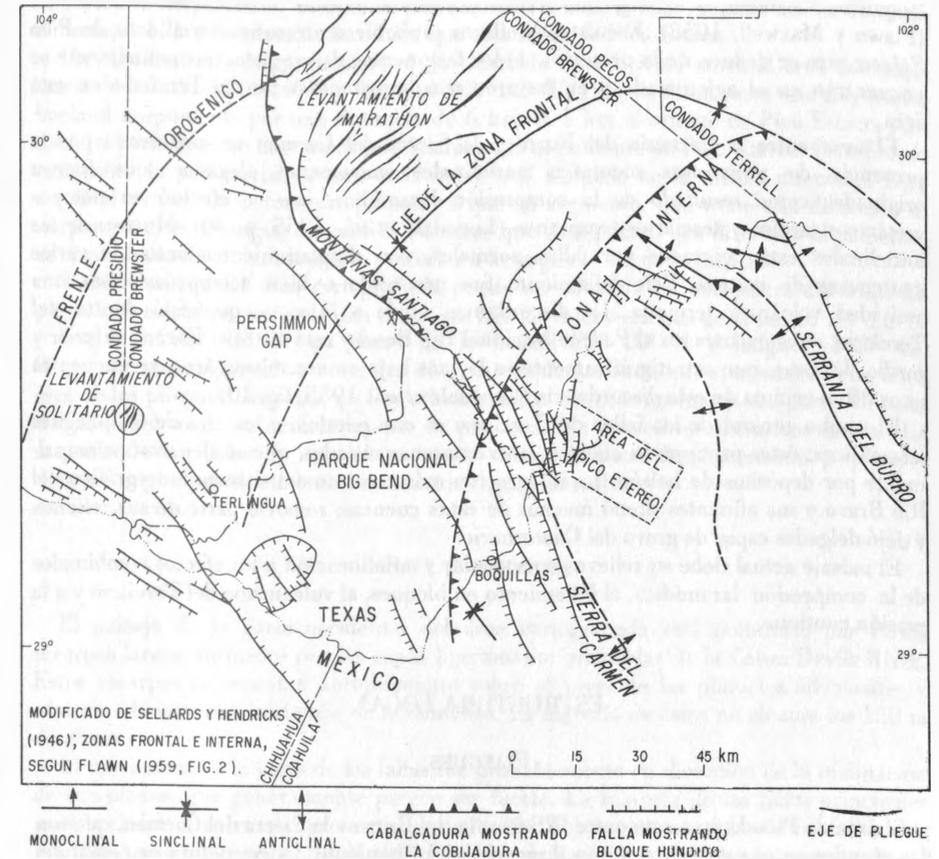


Figura 4.—Marco tectónico del norte de Coahuila y de la región del Big Bend de Texas.

tectónicas que son: 1) una zona frontal formada de rocas del Paleozoico, nada o levemente metamorfoseadas, plegadas y falladas, y 2) otra zona interna de rocas, de edad desconocida, afectadas por fuerte cizallamiento y con metamorfismo de bajo grado. La Faja Estructural Ouachita puede seguirse en el subsuelo desde las cercanías de Austin, Texas, hacia el poniente, hasta el área de Marathon, donde aparentemente vira hacia el

surponiente hacia México. Las rocas paleozoicas plegadas de la zona frontal, similares a las del área de Marathon, afloran en el Domo Solitario, localizado sobre el límite de los Condados de Brewster y Presidio. Los esquistos de la zona interna afloran cerca de Boquillas, Coahuila, a lo largo del flanco occidental fallado de la Sierra del Carmen (Flawn y Maxwell, 1958). Esquistos similares probablemente subyacen al área de Pico Étéreo; esto se deduce de la presencia de los fragmentos de esquisto, que actualmente se encuentran en el aglomerado y en las areniscas conglomeráticas del Terciario en esta área.

El área entre la Serranía del Burro y la Sierra del Carmen se caracteriza por la presencia de numerosas montañas anticlinales suavemente plegadas, que fueron originadas como resultado de la compresión laramídica, que se efectuó en tiempos cretácicos tardíos y terciarios tempranos (Lonsdale *et al.*, 1955, p. 46). Muchos de los anticlinales están cortados por fallas normales, con desplazamientos hasta de varios centenares de metros. Este fallamiento fue precedido o bien acompañado por una actividad volcánica terciaria. La discordancia obvia a la vista, que está dentro del Terciario, se encuentra en el Parque Nacional Big Bend y está entre el Eoceno inferior y medio. La toba, que estratigráficamente es la más baja en esa misma área, se encuentra unos 30 m encima de esta discordancia (Lonsdale *et al.*, 1955, fig. 10).

El rumbo general de las fallas del Terciario es casi paralelo a los ejes de los pliegues laramídicos; éstas produjeron cuencas intermontanas aisladas, que se llenaron principalmente por depósitos de bolsón. La integración más reciente del sistema hidrográfico del Río Bravo y sus afluentes drenó muchas de estas cuencas, removió parte de sus rellenos y dejó delgadas capas de grava del Cuaternario.

El paisaje actual debe su relieve espectacular y su alineación a los efectos combinados de la compresión laramídica, al fallamiento en bloques, al vulcanismo del Terciario y a la erosión continua.

ESTRUCTURA LOCAL

PLIEGUES

El área de Pico Étéreo está entre la Serranía del Burro y la Sierra del Carmen, que son dos grandes arcos estructurales con dirección al norponiente. La estructura principal del área de Pico Étéreo es un sinclinal que, sin embargo, es bastante inconspicuo, debido a la deformación adyacente de las intrusiones ígneas esparcidas, al fallamiento normal del Terciario y a la erosión diferencial.

Un sistema de pliegues menores, con dirección al norponiente, está superpuesto sobre la amplia estructura sinclinal. Estos anticlinales son alargados y asimétricos y muchos están cortados por fallas normales.

La mayoría de los pliegues está concentrada en la parte suroriental del área cartografiada. El pliegue más importante es un anticlinal amplio y asimétrico, llamado el

Anticlinal de Cuatro Palmas. Este se extiende, en el área del mapa, desde la intersección de la latitud 29° 18' N y longitud 102° 35' W, en dirección noroccidental, hasta una intrusión lacolítica, que está al sur de Pico Étéreo. Un sinclinal adyacente tiene la misma dirección al norponiente, excepto su parte noroccidental, la cual muestra un desvío hacia el norte, debido a la intrusión lacolítica que está al sur de Pico Étéreo.

Un sinclinal más largo, llamado el Sinclinal de Pico Étéreo, entra al área del mapa cerca de la latitud 29° 19' N y longitud 102° 32' W. Este sinclinal tiene una trayectoria hacia el norponiente por una distancia de 6 km. A 1 km al oriente de Pico Étéreo, vira hacia el poniente y se desvanece inmediatamente al poniente de Pico Étéreo. Pico Étéreo está sobre la parte axial de este sinclinal y está alargado en la misma dirección. Este sinclinal es una estructura compuesta, ya que su segmento, que tiene una dirección al norponiente, es de origen laramídico mientras que el segmento con dirección al poniente, es el resultado de un hundimiento posterior a lo largo del eje de la intrusión.

Tectónicamente el área cartografiada puede ser dividida en dos partes distintas. La parte, que está al poniente de una línea que liga las intersecciones de la latitud 29° 22' N y longitud 102° 45' W así como de la latitud 29° 29' N y longitud 102° 41' W, se caracteriza por fallas normales de gran desplazamiento, que son subparalelas a los ejes de los pliegues. Además, no hay afloramientos de rocas ígneas en esa parte. El resto del área del mapa se caracteriza por la presencia de numerosos intrusivos ígneos. La mayoría de las fallas de esta última parte del área, tiene desplazamiento pequeño y debe su origen principalmente a la actividad ígnea intrusiva.

FALLAS NORMALES

El paisaje de la parte occidental del área cartografiada está dominado por varios escarpes largos, formados por las capas ligeramente inclinadas de la Caliza Devils River. Estos escarpes se levantan abruptamente sobre el nivel de las planicies adyacentes y ofrecen, obviamente, evidencia de fallamiento. La mayoría de éstos no alcanza los 150 m de altura.

El movimiento a lo largo de las fallas fue probablemente en dirección de la inclinación de sus planos, que generalmente parece ser fuerte. La mayoría de las fallas principales es subparalela y su rumbo promedio es de N 30° W; no obstante, una de las fallas más grandes tiene un rumbo de N 40° E. Una de las fallas del grupo con rumbo al norponiente, termina contra la falla antes mencionada; otra del mismo grupo la cruza con poco o casi ningún desplazamiento lateral, lo cual sugiere que la inclinación del plano de la falla es casi vertical. Las fallas parecen ser esencialmente contemporáneas.

La falla más larga del grupo con rumbo al norponiente está oculta debajo de aluvión y grava del Cuaternario, en la esquina suroccidental del área cartografiada. En el lado de Texas, pasando la frontera internacional, la falla puede seguirse hacia el norponiente desde el Río Bravo a una distancia de 11 km. Su bloque hundido está en el oriente y su desplazamiento vertical es cuando menos de 300 m.

La traza de la falla más larga dentro del área está al oriente de la falla oculta antes mencionada, tiene su rumbo hacia el norte y cruza el Río Bravo cerca de la latitud $20^{\circ} 29'$ N y longitud $102^{\circ} 48'$ W. En su lado occidental está el bloque hundido y el área entre éste y la falla oculta se considera como una fosa tectónica (*Graben*) debida a estas relaciones. Esta fosa tectónica, indudablemente, es una estructura compleja ya que, cerca de la latitud $29^{\circ} 27'$ N y longitud $102^{\circ} 49'$ W, la erosión ha acarreado la cubierta del Cuaternario, exponiendo un pilar tectónico (*Horst*) con rumbo al nororiente, bordeado por dos fallas de pequeño desplazamiento. El lado oriental de la fosa tectónica está marcado por un escarpe, que corresponde a la traza de la falla, que ha sido exhumada por la erosión que acompañó la integración del drenaje del Río Bravo. El desplazamiento vertical máximo de esta falla no es conocido, ya que la grava del Cuaternario cubre la mayor parte de la fosa. En la parte norte, sin embargo, el escarpe tiene cerca de 60 m de altura y la Caliza Devils River se encuentra en ambos lados de la falla indicando un desplazamiento máximo de 250 m.

El grupo de fallas con rumbo al norponiente constituye el rasgo más reciente que se formó por esfuerzos del Terciario. Las fallas normales permitieron el ajuste del terreno, inmediatamente después de la terminación de la fase compresional laramídica, que se manifestó por plegamiento, cabalgamiento y por otros aspectos. De acuerdo con la teoría de Anderson (1951), las fallas normales representan planos de cizallamiento; éstos son paralelos a la dirección del esfuerzo mediano horizontal y bisectados por la dirección del esfuerzo principal, que es la gravedad.

La dirección anómala que tienen las fallas con rumbo al nororiente no se puede explicar fácilmente. No parece probable que haya resultado de una heterogeneidad fundamental de las rocas, ya que las otras fallas sí tienen una tendencia a ser paralelas entre sí. Más aún, las unidades estratigráficas expuestas dentro del área estudiada, no muestran variación notable en su espesor y composición. Además, la evidencia de campo, aunque inconclusa, sugiere que el plano de la falla es vertical, o casi vertical.

La explicación más probable del origen del rumbo nororiental de la falla es que ésta representa un movimiento en dirección de la inclinación de su plano a lo largo de una zona vertical de debilidad, heredada de una deformación anterior. Esto se puede deducir de los estudios de las diaclasas en el miembro superior de la Caliza Devils River, en tres lugares ampliamente separados dentro del área cartografiada. En todos estos lugares un conjunto prominente de diaclasas verticales tiene un rumbo al nororiente. El rumbo promedio es aproximadamente de $N 60^{\circ} E$, pero varía desde $N 30^{\circ} E$ hasta el oriente.

DOMO DE LA CUEVA

El Complejo Intrusivo de La Cueva se encuentra dentro del marco de un domo elíptico, aquí denominado como Domo de La Cueva. La erosión de su techo ha creado una cuenca topográfica, que está bordeada por un escarpe de rocas sedimentarias de

fuerte inclinación. La parte central de la cuenca está ocupada por rocas del complejo intrusivo, que forman una meseta redondeada con un pico central. La forma subcircular del Domo de La Cueva es notable, ya que la parte más alta del borde sedimentario, junto con el pico central, se eleva a una altura de unos 500 m encima de las planicies circundantes.

El eje mayor del domo elíptico es de 6.5 km de largo y tiene una dirección de $N 15^{\circ} W$; el eje menor es de 5 km de largo y tiene una dirección de $N 75^{\circ} E$. El relieve estructural es, por lo menos, 1000 m dentro del área del complejo. El drenaje en los flancos externos es radial, mientras que los arroyos más largos circundan la base del domo.

La inclinación de las capas del borde sedimentario es variable. En el oriente y en el poniente, las capas tienen una inclinación de unos 45° . En el sur, la inclinación disminuye gradualmente a lo largo del borde; la inclinación mínima observada es de 16° . En el norte, en cambio, la inclinación de las capas es progresivamente más fuerte y llega a ser invertida. El segmento recostado del borde es de unos 4 km de largo y gran parte del resto de la mitad septentrional es vertical o casi vertical. Esta intensa flexión cómica se muestra muy bien en el lado septentrional por la rápida disminución de la inclinación hacia afuera. Una persona que desciende por el flanco septentrional cruza las capas desde el miembro superior de la Caliza Devils River hasta la Formación "San Vicente", en una distancia menor de 0.4 km. El cambio de las capas invertidas a las normales suavemente inclinadas es abrupto.

El Domo de La Cueva muestra claramente la formación de domos por la intrusión de material magmático. No hay evidencia alguna para que la estructura hubiera resultado de la compresión laramídica. Su forma circular sugiere que durante la deformación, las fuerzas laterales fueron iguales, y el esfuerzo máximo (positivo) se orientó verticalmente. La notable variación en la inclinación de las capas, que se nota a lo largo de los flancos de esta estructura, se debe principalmente a intrusiones múltiples y a la variación en la forma de masas intrusivas individuales (Figura 5).

Las relaciones de campo indican que la masa principal del complejo intrusivo fue emplazada forzosamente en tres etapas diferentes, que son: 1) la intrusión lacolítica primaria de monzonita cuarcífera en la "Caliza Glen Rose"; 2) la intrusión, en forma de anillo, de la serie de diferenciación, que ladeó el lacolito y desplazó a un lado la roca encajonante; y 3) la intrusión central de un tapón o de un tronco de microsienita, a través del centro de la serie de diferenciación.

La roca ígnea más antigua expuesta es la monzonita cuarcífera, que aflora como una masa en forma de creciente. El contacto exterior con la "Caliza Glen Rose" adyacente está pobremente expuesto, aunque parece ser concordante. El contacto a lo largo del borde interior de la masa de monzonita cuarcífera es muy abrupto; unas apófisis de sienita sódica de la serie de diferenciación invaden a la monzonita cuarcífera.

El contacto entre la microsienita del núcleo y el gabro de la serie de diferenciación circundante no está bien expuesto. Sin embargo, el contacto está marcado por una zona de brecha arqueada, a lo largo de la mitad septentrional del margen del núcleo. La zona de la brecha es de cerca de 15 m de ancho y consiste en fragmentos angulosos de



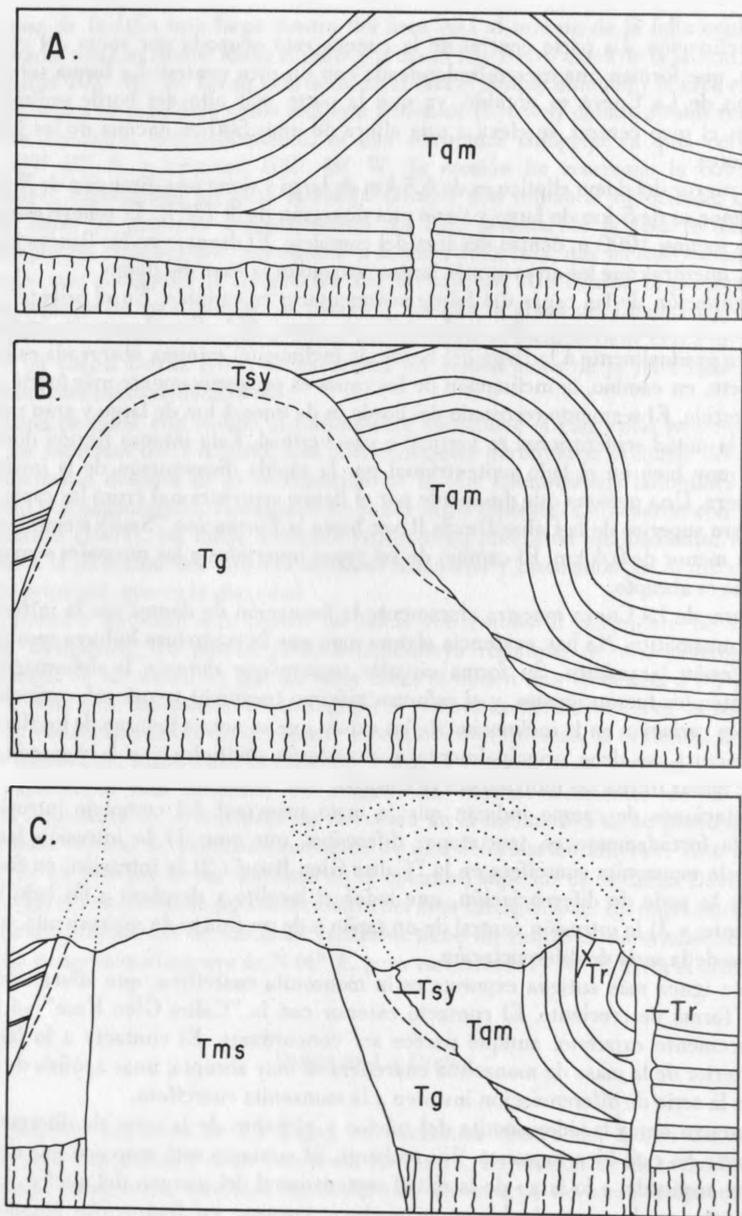


Figura 5.—Diagramas que muestran el desarrollo del Complejo Intrusivo de La Cueva.

microsienita en una matriz de grano fino de roca traquítica. La traquita es probablemente una fase marginal congelada del núcleo de microsienita.

El sistema concéntrico y radial de diques constituye una evidencia adicional de que el último evento de importancia en la secuencia intrusiva fue la inyección forzada del material de núcleo. Los diques concéntricos afloran a lo largo del lado septentrional del complejo y están fuertemente inclinados hacia el núcleo. Los diques radiales son verticales y cortan todas las zonas del complejo. El sistema de diques parece tener un centro de radiación común. Thomas (1930, p. 62-63) sugirió que los diquestratos cónicos y el sistema radial de diques son el resultado de una presión magmática en exceso, que actuó verticalmente hacia arriba sobre una cubierta relativamente delgada. Anderson (1937, p. 36-37) consideró que las fracturas radiales y concéntricas se forman simultáneamente durante el proceso de abombamiento magmático.

La mayor parte del recostamiento, a lo largo del borde septentrional, fue producida por una protuberancia lacolítica del diquestrato de riolita a lo largo del borde sedimentario, que fue emplazado entre los dos miembros calizos masivos de la Caliza Devils River. A lo largo del lado interior del intrusivo, las capas del miembro inferior calizo masivo son esencialmente verticales. Por otra parte, en el lado exterior, las capas del miembro superior calizo masivo están invertidas y tienen una inclinación de cerca de 70° hacia adentro. No obstante, la intrusión del diquestrato del borde o del lacolito no explica la variación conspicua de la inclinación de los flancos del domo.

Las siguientes líneas de evidencia sugieren que la monzonita cuarcífera es un cuerpo lacolítico ladeado desde su posición original casi horizontal: 1) el borde sedimentario es vertical solamente donde se encuentra adyacente a la masa de monzonita cuarcífera, en forma de creciente; 2) el contacto con la "Caliza Glen Rose" es concordante o casi concordante; y 3) la "Glen Rose" está expuesta solamente donde es adyacente a la monzonita cuarcífera. En otras partes, la sienita sódica de la serie de diferenciación está en contacto con el miembro más alto o superior de la Caliza Devils River o con las rocas más recientes.

Los diagramas que se acompañan (Figura 5), ilustran la idea propuesta por el autor, para explicar la evolución estructural del complejo y Domo de La Cueva. El diagrama A muestra la intrusión de magma para formar un lacolito en las capas suavemente inclinadas de la "Caliza Glen Rose". El diagrama B muestra una intrusión posterior de magma de la serie de diferenciación. El magma ascendente llegó hasta la base del lacolito de monzonita cuarcífera, que actuó como obstáculo a la corriente continua. Cuando la presión aumentó el magma arqueó al lacolito, produciendo fracturamiento intenso de su delgado y rígido margen en la parte convexa hacia arriba. El magma finalmente atravesó forzosamente la zona debilitada y continuó su ascenso, incorporando pedazos de la roca encajonante dentro de la zona circular de disturbio. El diagrama C muestra la intrusión posterior de microsienita, como tapón o tronco, a través del centro de la serie de diferenciación, así como la formación de los diques concéntricos.

El complejo de La Cueva superficialmente es similar a muchos complejos anulares. El patrón de los afloramientos es notablemente similar a algunos del norte de Nigeria,

descritos por Jacobson y colegas (1958); éstos consisten en un núcleo central rodeado por uno o más anillos arqueados o elípticos. Además, las intrusiones en forma de creciente son muy comunes a través de toda la provincia; son probablemente el resultado de bloques hundidos, bordeados por dos o más fracturas anulares de diferentes radios.

La similitud entre el complejo de La Cueva y los complejos anulares de Nigeria o de cualquier otra parte, es más aparente que real. La típica estructura en anillo es generalmente aceptada como el resultado de hundimiento en forma de cazo*, acompañado por el surgimiento de magma hacia arriba, para llenar las cavidades así creadas, entre el bloque hundido y la roca circundante. De esta manera, el emplazamiento del magma hacia arriba no requiere la fuerza para abrir el paso por sí mismo, ya que llena pasivamente los espacios según se van abriendo. En el complejo de La Cueva, la distribución de los diferentes tipos de roca y sus relaciones cronológicas, el sistema radial y concéntrico de diques y la estructura del marco sedimentario, parecen indicar que el complejo es el resultado de una secuencia de intrusiones. Falta aún la evidencia para apoyar la teoría de hundimiento en forma de cazo para este complejo.

LEVANTAMIENTOS DÓMICOS, DIQUES ARQUEADOS Y LACOLITOS SUBSIDIARIOS

La parte oriental del área cartografiada se caracteriza por la reaparición sistemática de una estructura dómica, asociada con diques arqueados y con lacolitos o bismalitos asimétricos. Estas estructuras interesantes son levantamientos subcirculares de rocas estratificadas con inclinaciones fuertes que parecen domos cortados. El elemento principal lo constituye un bloque de caliza, ladeado hacia arriba, que sobreyace un intrusivo ígneo sepultado.

Topográficamente la estructura se presenta como cuevas abruptas y arqueadas que se elevan hasta 365 m sobre el nivel de las planicies circundantes. La riolita sódica forma las laderas abruptas. La caliza, que corona los escarpes, pertenece a la misma unidad estratigráfica, o a una unidad inferior, que forma la base del acantilado. El desplazamiento estratigráfico y el relieve topográfico más grandes están en el centro de la intrusión y disminuyen desde ese punto en la dirección de sus límites. En el levantamiento mejor expuesto, el miembro más alto de la Caliza Devils River descansa sobre ambos lados de la masa intrusiva aflorante y envuelve sus terminaciones abruptas. En el plano, el afloramiento de la riolita tiene la forma de una masa arqueada parecida a un dique, a lo largo del lado convexo del bloque de caliza ladeado hacia arriba. La forma y distribución de esta masa, parecida a un dique, sugieren que ocupa una zona de debilidad arqueada, casi vertical, heredada de una deformación anterior.

* Hundimiento en forma de cazo. se tradujo del inglés *cauldron subsidence*.

Rasgos similares fueron descritos por Cross (1893), Weed y Pirsson (1898), Jaggar (1901), Knechtel (1944) y Moon (1953). Cross y Jaggar sugirieron que estas estructuras resultaron de un abombamiento lacolítico de los estratos por el magma, que se extendió lateralmente desde un dique que fue intrusinado a lo largo de fallas inclinadas. Knechtel (1944) describió aún otros rasgos como sigue:

"Los domos subordinados... fueron formados por cuerpos de rocas ígneas, que fueron emplazadas por la fuerza hacia arriba en las rocas sedimentarias. Estos varían en diámetro de 1.5 a 3.5 millas. Cada uno es típicamente subcircular o subelíptico en el plano y normalmente incluye un bloque acharnelado*, que se elevó a lo largo de una falla casi vertical de traza curva. Los estratos en tal bloque están ladeados hacia arriba, como la puerta de una trampa que se ha abierto a lo largo de la falla y está inclinada para abajo hacia el lado opuesto del bloque".

Moon (1953, p. 185-188) empleó el término de "domo de trampa" para rasgos similares a los descritos por Knechtel. El ejemplo típico descrito por Moon es un bloque levantado, rectangular, en forma de "puerta de trampa", que está inclinado hacia una línea de charnela. Está bordeado, en los lados restantes, por tres fallas relativamente rectas, que se intersectan casi perpendicularmente. No hay rocas ígneas expuestas, pero Moon postuló para explicar la estructura la presencia de un bismalito profundo. Además describió otro rasgo (Moon, 1953, p. 185):

"Red Bluff, un levantamiento dómico a lo largo del margen oriental del área, es similar a los domos descritos por Knechtel, excepto que el fallamiento, que debe haberse efectuado en el flanco noroccidental y está obliterado por el intrusivo de traquita sódica. El Red Bluff es un muro angosto, en forma de creciente, que delimita al domo en el norponiente. El muro vertical, que se parece a un dique anular, se eleva 700 pies sobre la planicie circundante, y está a 350 pies sobre la parte destechada del intrusivo lacolítico. Es de suponerse que a medida que el domo se estaba abombando por la inyección de magma viscoso, su flanco noroccidental se fracturó y formó una falla arqueada. Esta, por ser una línea de debilidad, ofreció un camino de escape para el magma, el cual, posiblemente, ayudado por la incorporación de partes de la roca encajonante, ascendió para formar la masa que ahora se presenta como un muro semicircular alto, después de que las rocas sedimentarias previamente encajonantes fueron erosionadas. . . . Aparentemente, el domo fracturado de Red Bluff resultó de una intrusión lacolítica parcialmente destechada, y se parece mucho a un domo de "puerta de trampa".

Por lo menos dos rasgos estructurales, dentro del área estudiada, se parecen mucho a los "domos de puerta de trampa" de Moon (1953) y Knechtel (1944), y a los lacolitos asimétricos de Cross (1893), de Weed y Pirsson (1898) y de Jaggar (1901). Otros dos rasgos estructurales están estrechamente relacionados, pero son en cierta forma más complejos. Estos pueden observarse con grado variable de claridad. Representan patrones estructurales ligeramente diferentes, pero todos están íntimamente relacionados con levantamientos magmáticos, con la creación de fracturas o fallas arqueadas por el exceso de presión magmática, y con la intrusión de diques arqueados y masas lacolíticas subsidiarias.

* Nota del traductor. Bloque acharnelado = *hinged block*

La Hormiga

La Hormiga (latitud 29° 27' N, longitud 102° 41' 30" W) es el domo más simple, que está asociado con un intrusivo ígneo expuesto (Lámina 3). Tiene una forma elíptica cuyo eje mayor es de 5.5 km de largo, con dirección del N 77° W; el eje menor es de 4 km de largo. Es una masa irregular ligeramente arqueada de riolita sódica, de 2.8 km de largo y se encuentra a lo largo del eje menor de este domo. El espesor de riolita que aflora tiene un promedio de cerca de 210 m, y se ensancha para formar una masa redondeada cerca de su terminación septentrional.

El miembro superior de la Caliza Devils River aflora en la mayor parte del domo y esta rodeado por cuevas abruptas formadas por la Caliza Buda. Existe una diferencia notable en cuanto al relieve en cada uno de los lados del intrusivo; cerca del punto central, el lado oriental es, por lo menos, 150 m más alto que el lado occidental, el desplazamiento estratigráfico es el máximo en ese punto y disminuye paulatinamente hasta ser nulo, hacia la terminación de ambos lados del intrusivo de riolita.

La inclinación de las capas es relativamente suave en la parte central del domo, de unos 5° en la mitad occidental y llega a ser hasta de 14° en la mitad oriental. Sin embargo, cerca de los márgenes del domo, las capas se vuelven abruptas y tienen una inclinación hasta de 20° en el poniente y de 25° en el oriente. El aumento abrupto de la inclinación de las capas sugiere que el intrusivo que subyace es un lacolito de bordes escarpados con una cima casi plana. La notable diferencia en el grado de abombamiento lacolítico en los dos lados del intrusivo expuesto puede ser el resultado de:

1) *La ruptura del domo lacolítico a medida que el magma fue inyectado.* El magma ascendió a lo largo de la falla para formar la masa ligeramente arqueada parecida a un dique. Después de sellar la falla con magma, un ascenso adicional de magma continuó abombando más aún la mitad oriental del lacolito.

2) *La formación de una fractura arqueada fuertemente inclinada, por el exceso de presión magmática de una intrusión profunda.* El magma ascendió por esa fractura, y al llegar a un horizonte favorable, se extendió lateralmente para formar una intrusión lacolítica. La diferencia en la magnitud del abombamiento puede ser el resultado de una ligera variación en el paso de la roca en los diferentes lugares durante la inyección del magma, o de un ascenso adicional tardío del magma en la mitad oriental, o de otros eventos.

La Salada

La Salada (latitud 29° 23' N, longitud 102° 41' W) es un bloque elíptico ladeado hacia arriba, formado por la Caliza Devils River, que está bordeado, en el poniente, por una intrusión arqueada de riolita sódica. Su eje mayor es de 2.8 km de largo y tiene un rumbo hacia el norte. La riolita forma una masa ligeramente curva, a lo largo del lado convexo del bloque ladeado hacia arriba. El tercio septentrional del intrusivo es de unos 60 m de

ancho, y los dos tercios restantes son de unos 150 m de ancho. El ensanchamiento del afloramiento está relacionado muy poco o nada con el ensanchamiento de la intrusión misma. Es más bien el resultado de la erosión del techo del lacolito adyacente, que subyace al bloque ladeado hacia arriba. El lado occidental del amplio afloramiento de riolita se levanta como un abrupto muro a una altura de unos 330 m sobre el nivel de las planicies al poniente y a una altura de unos 150 m sobre la parte destechada del lacolito.

La caliza y la marga de la Formación "San Vicente" afloran en la base del escarpe casi vertical de riolita, en el poniente, y tienen una inclinación en dirección opuesta de casi 35°. A medida que se alejan de la intrusión, la inclinación de las capas disminuye rápidamente.

La historia que se propone para explicar la evolución de La Salada incluye las siguientes etapas: 1) levantamiento de un prisma de roca sedimentaria por una intrusión ígnea a lo largo de fracturas arqueadas y fuertemente inclinadas hacia el centro del intrusivo; 2) intrusión del magma riolítico a lo largo de fracturas arqueadas para formar diques; y 3) emplazamiento lateral del magma como intrusión lacolítica entre los dos miembros de calizas masivas de la Caliza Devils River, ladeando el bloque hacia arriba, en el lado cóncavo del dique.

Anticlinal de Amezcua y dique arqueado

Uno de los mejores ejemplos de un levantamiento dómico y de un dique arqueado dentro del área cartografiada lo constituye el llamado Anticlinal de Amezcua (Lámina 4, figura 1). El dique mide cerca de 4.5 km de largo. Su terminación meridional está cerca de la intersección de la latitud 29° 19' N y longitud 102° 38' W. Tiene una trayectoria hacia el norte, hasta un punto cercano a la intersección de la latitud 29° 20' 10" y longitud 102° 37' 45" W, donde cambia su rumbo hacia el nororiente. Termina como un diquestrato fuertemente inclinado, en las capas de la Formación Boquillas, cerca de la latitud 29° 20' 45" y longitud 102° 36' 15".

El Anticlinal de Amezcua es un levantamiento asimétrico extremadamente irregular, superpuesto en la terminación noroccidental del Anticlinal de Cuatro Palmas, que tiene un rumbo hacia el suroriente. El eje del Anticlinal de Amezcua tiene un rumbo aproximadamente hacia el oriente. Las dos terceras partes meridionales del dique truncan al eje del anticlinal en ángulo recto. Su tercio septentrional tiene un rumbo hacia el nororiente, a lo largo del flanco fuertemente inclinado del anticlinal asimétrico.

La parte levantada del anticlinal está en el lado cóncavo del dique arqueado. Las dos terceras partes meridionales del anticlinal tienen la forma de una cuesta escarpada, que se eleva tanto como 365 m por encima de la planicie en el poniente. Las laderas abruptas están formadas por la riolita sódica; el miembro superior de la Caliza Devils River, cuyas capas coronan el escarpe, está inclinado hacia el suroriente con ángulos hasta de 40°. El coluvión cubre los estratos en la base del acantilado pero, probablemente, éstos pertenecen a la Arcilla Terlingua. Si es así, entonces el desplazamiento estratigráfico es,

por lo menos, de 600 m. Tanto el desplazamiento como el relieve topográfico disminuyen por completo, junto a la terminación del dique.

El dique alcanza su anchura máxima de 300 m cerca de su punto medio. Hacia el norte tiene una trayectoria a lo largo del flanco fuertemente inclinado del Anticlinal de Amezcuca, estrechándose hasta llegar a un mínimo de 60 m (Lámina 4, figura 2). En un punto cercano a la latitud 29° 20' 35" N y longitud 102° 36' 50" W, ambos lados del dique están bien expuestos en una cañada, donde muestran una inclinación de 83° hacia el suroriente.

Los siguientes hechos sugieren que la estructura es principalmente el resultado del abombamiento dómico por el magma a profundidad: 1) el rumbo del eje del Anticlinal de Amezcuca es discordante con el de los ejes del plegamiento regional; 2) el rumbo del dique, en la parte septentrional, concuerda estrechamente con el rumbo del flanco fuertemente inclinado del Anticlinal de Amezcuca; 3) la inclinación del dique hacia el suroriente sugiere una intrusión a lo largo de una zona de fractura cónica incompleta; y 4) la separación estratigráfica en cada lado del dique alcanza hasta los 600 m.

Después del levantamiento dómico y del fracturamiento del tipo de los diques cónicos por el exceso de presión magmática, la intrusión del magma, a lo largo de fallas y zonas de fracturamiento arqueadas, contribuyó con el abombamiento al efecto del levantamiento anterior, en el lado cóncavo del dique.

Anticlinales de Cerro Malabrigo y La Tinaja Dura

El conjunto de los Anticlinales de Cerro Malabrigo y La Tinaja Dura forma un escarpe arqueado, de unos 10 km de largo, que se extiende de la intersección de las coordenadas 29° 20' N de latitud y 102° 30' 45" W de longitud hasta la de las 29° 20' N de latitud y 102° 35' 20" W de longitud. El Anticlinal de Cerro Malabrigo tiene un rumbo hacia el norte, y el Anticlinal de La Tinaja Dura hacia el norponiente.

Tres intrusivos de riolita están expuestos a lo largo de la ladera abrupta del escarpe, que son:

1) Una masa grande de riolita (Lámina 5, figura 1), de unos 2 km de largo y 350 m de ancho, que tiene una trayectoria hacia el norte, desde la intersección de la latitud 29° 20' N y longitud 102° 30' 45" W. La diferencia en elevación, entre la base de la pendiente de riolita y la cima de la Caliza Devils Rivers que la corona, es de 350 m.

2) Un dique arqueado pequeño de riolita, de 450 m de largo y 60 m de ancho, se encuentra cerca de la latitud 29° 23' 30" N y longitud 102° 32' W, en disposición paralela al eje del Anticlinal de La Tinaja Dura.

3) Un dique lineal de tamaño más pequeño de riolita, de 250 m de largo y 30 m de ancho, está cerca de la latitud 29° 24' 20" N y longitud 102° 34' 40" W, también en disposición paralela al eje del Anticlinal de La Tinaja Dura, cerca de su terminación noroccidental.

Los Anticlinales de Cerro Malabrigo y La Tinaja Dura son asimétricos, con flancos

orientales fuertemente inclinados y buzanan hacia el norte y norponiente, respectivamente. Algunas partes de los flancos orientales fuertemente inclinados de los anticlinales parecen estar fallados hacia abajo, pero las fallas, si las hay, están sepultadas abajo del aluvión, en la base de la pendiente.

Cerca del intrusivo dómico, un bloque de "puerta de trampa" o pilar tectónico ladeado de caliza se encuentra en posición levantada a lo largo de dos fallas paralelas. La línea de charnela del bloque ladeado es paralela al rumbo de la masa de riolita, parecida a un dique, expuesta a lo largo de la ladera muy inclinada, sugiriendo que el bloque fue ladeado por una intrusión subyacente.

La trayectoria de los Anticlinales de Cerro Malabrigo y La Tinaja Dura es uno de los más largos y más persistentes rasgos dentro del área estudiada. El rumbo de la estructura sugiere fuertemente que los anticlinales son pliegues de edad laramídica, bastante modificados por levantamiento y abombamiento, que resultaron de la intrusión del magma. El proceso de levantamiento se efectuó mediante el plegamiento de las partes marginales del bloque elevado, acompañado por fracturamiento arqueado, y quizá por fallamiento. El magma riolítico ascendió a lo largo de las zonas arqueadas debilitadas y se extendió lateralmente formando intrusiones lacolíticas en las partes cóncavas de las fracturas, produciendo aún más abombamiento del bloque central. El magma quedó concentrado en la parte más alta de los pliegues, acentuando, de esta manera, el buzamiento de los anticlinales hacia el sinclinal que los separa. Además, la intrusión del magma deformó los ejes de los pliegues anteriormente formados, destruyendo su arreglo para un alineamiento axial.

DIQUES Y DIQUESTRATOS

Los diques y diquestratos se encuentran únicamente en la parte oriental del área cartografiada. Todos los diques que afloran son de riolita o basalto. Los diques de riolita, incluyendo aquéllos prominentemente arqueados, asociados con levantamientos dómicos, son cortos e irregulares; la mayoría son apófisis de intrusiones cercanas más grandes.

La mayoría de los diques es basáltica y pertenece a un prominente enjambre de diques (*dike-swarm*), con rumbo al nororiente, y está al sur del Complejo Intrusivo de La Cueva, entre La Hormiga, en el poniente, y el Anticlinal de Amezcuca en el oriente. El paralelismo de los diques es muy notable, ya que casi ninguno se intersecta. La mayoría de los diques es de 0.5 a 1.5 m de ancho, pero algunos alcanzan hasta 6 m. Muchos pueden seguirse hasta por más de 1 km de distancia.

Los diques basálticos ocupan el sistema de diaclasas, con rumbo al nororiente, que resultó de la Deformación Laramide. El rumbo de los diques es subparalelo al del alargado Pico Etéreo y sugiere que la intrusión de Pico Etéreo reajustó el campo local de los esfuerzos, disminuyendo el esfuerzo horizontal orientado al nororiente. Este esfuerzo tensional reabrió el sistema de diaclasas, con rumbo al nororiente, y permitió un acceso más fácil al magma basáltico.

La mayoría de los diquestratos que aflora también es basáltica y fue alimentada por diques del mismo enjambre de diques. Un diquestrato pequeño e irregular de andesita está en las capas de la Caliza Buda, cerca de la latitud 29° 23' N y longitud 102° 39' W. El diquestrato más largo está compuesto de sienita de plagioclasa-augita-analcita y corona al Cerro Fuste, cerca de la latitud 29° 20' N y longitud 102° 42' W. Tiene un espesor de cerca de 15 m y cubre un área un poco mayor de 1 km².

TRONCOS, LACOLITOS, BISMALITOS Y TAPONES

El rasgo topográfico más prominente en el área es Pico Etéreo, un tronco alargado de riolita con tres picos de 1.5 km de largo y de 0.4 km de ancho, que parece un dique gigantesco. Pico Etéreo, o sea "pico en el aire", está apropiadamente llamado; se eleva a más de 600 m sobre las planicies circundantes y está en franco relieve como una serie de altos picos aserrados cerca de la latitud 29° 21' 30" N y longitud 102° 37' W. Su lado septentrional es casi vertical. El lado meridional es un poco menos precipitado, y la riolita se caracteriza por la presencia de diaclasas columnares burdas. El coluvión y talud cubren el contacto de la riolita con las capas circundantes.

Otro pico prominente es Cerro Veinte, un alto pico bismalítico de riolita, cuya silueta asemeja la forma de una mitra de obispo. Cerro Veinte se encuentra cerca de la latitud 29° 20' 30" N y longitud 102° 43' W, y se eleva abruptamente a 450 m de altura sobre el nivel del área circundante. El pico tiene cerca de 1.5 km de diámetro y está rodeado por capas de la Formación "San Vicente". A lo largo de sus flancos, las capas fueron arrastradas hacia arriba y tienen una inclinación de casi 50°.

Una masa baja bismalítica o lacolítica, de microsienita con cuarzo, de cerca de 1.2 km de diámetro, se encuentra cerca de la latitud 29° 21' N y longitud 102° 34' W. Las capas de la Formación "San Vicente" fueron arrastradas hacia arriba a lo largo de su margen y tienen una inclinación hasta de 45°. El Arroyo de Pico Etéreo atraviesa a esta masa y sugiere que ha descendido de una posición superpuesta sobre los estratos, que en algún tiempo cubrieron al intrusivo.

La Tinaja Prieta, localizada cerca de la latitud 29° 25' N y longitud 102° 39' 30" W, es una masa irregular lacolítica de riolita, de forma elíptica, que cubre casi 2 km². En el poniente, penetra a las capas de la Formación Boquillas con poca o casi nada de deformación. Sin embargo, en el lado opuesto, las capas de la Formación "San Vicente" están fuertemente inclinadas en dirección opuesta al intrusivo.

Un pico alto, redondeado, de forma parecida a un tapón, compuesto de riolita, con diámetro de 0.8 km, se encuentra cerca de la latitud 29° 19' 45" N y longitud 102° 32' W. Este tapón penetra en las capas de la Formación Boquillas, produciendo muy poca deformación.

Una masa irregular y alargada de forma parecida a un tronco, compuesta de riolita, de 1.6 km de largo y 0.8 km de ancho, se encuentra cerca de la latitud 29° 21' N y longitud 102° 32' W. El intrusivo tiene su cima casi plana y penetra en las capas de las formaciones Devils River, Del Río y Buda, en las que ha producido muy poca

deformación, excepto en el lado meridional, cerca de la mina de Malabrigo, donde la Caliza Devils River, inmediatamente adyacente al contacto, tiene una inclinación de casi 32°.

Muchas otras masas intrusivas están dispersas a través de toda el área. La mayoría está concentrada a lo largo del Sinclinal de Pico Etéreo. Son circulares en el plano y tienen menos de 1.5 km de diámetro. Las capas que rodean a muchos de estos intrusivos se encuentran sepultadas debajo de acumulaciones de talud o coluvión, no obstante que la mayoría de estos intrusivos parece ser tapones o troncos.

CHIMENEA VOLCANICA

Una chimenea volcánica elíptica aflora cerca de la latitud 29° 21' N y longitud 102° 36' W (Lámina 5, figura 2). Su eje mayor es de unos 300 m de largo y el menor es de unos 180 m. La chimenea aflora en un puerto topográfico bajo, cerca de la cima de una masa de riolita, de forma parecida a un tapón que intrusionó a la Formación "San Vicente". La chimenea está bordeada en el sur y en el poniente, por un filo topográfico resistente de riolita.

El material brechoide de la chimenea (Lámina 6) forma parte del Sistema Terciario del área cartografiada. El redondeamiento de los fragmentos se debe, indudablemente, a la frotación mutua durante su ascenso en el conducto.

La parte central de la chimenea se caracteriza por la presencia de un porcentaje relativamente alto de fragmentos redondeados de caliza, esquisto y lutitas recocidas. Por otra parte, la zona externa contiene principalmente fragmentos subangulosos a redondeados de riolita. La alta proporción de fragmentos intensamente desgastados en la parte central de la chimenea, derivados de niveles inferiores, sugiere que la región axial constituyó el camino más rápido y efectivo para el transporte de material. La presencia de alto porcentaje de fragmentos relativamente poco desgastados de riolita en la zona externa de la chimenea sugiere, que la mayoría de los fragmentos fue arrancada de las paredes del conducto y transportada a cortas distancias.

Inmediatamente al norte del afloramiento de la brecha de la chimenea, un área de 1.3 km² formada de brecha alterada de riolita (Lámina 7, figura 1), constituye una cuenca topográfica bordeada en el sur y en el oriente por filos altos de riolita. La brecha de riolita más intensamente alterada es de color gris muy claro a blanco. En la parte septentrional del afloramiento, un área grande de brecha riolítica menos intensamente alterada, pero muy coloreada, está en franco relieve, formando una serie de pináculos de colores beige, café rojizo claro y lavanda.

La brecha de riolita está compuesta casi en su totalidad por fragmentos muy pequeños. La mayoría de éstos mide menos de 10 mm de diámetro, excepto a lo largo de las márgenes de la masa, donde una zona angosta muestra una pequeña alteración y contiene bloques subangulosos de riolita hasta de 1 m de diámetro (Lámina 7, figura 2). La mayoría de los fragmentos en la masa central es de riolita. Las calizas y lutitas recocidas

están subordinadas en cantidad y también se encuentra un poco de esquistos de muscovita-clorita-grafito.

Las láminas delgadas muestran un efecto de alteración débil a moderada. El resultado principal fue el desarrollo de minerales de arcilla derivados de los feldespatos. Las masas más resistentes, de color oscuro, parecen haber sufrido menor alteración. Su color y su mayor resistencia al intemperismo son principalmente el resultado de la introducción de pequeñas cantidades de hierro y óxidos de manganeso, así como de sílice, probablemente por la circulación de soluciones hidrotermales.

La masa de brecha de riolita es indicativa de material arrojado por la chimenea volcánica, ya que contiene muchos fragmentos de rocas metamórficas y sedimentarias y se encuentra en una cuenca topográfica casi encerrada por rocas ígneas. Además, es ligeramente tobácea y altamente alterada en algunos lugares. Por otra parte, la naturaleza pobre de los afloramientos, la alteración y la forma extremadamente irregular de la masa, no permite llegar a conclusiones firmes sobre su origen. Puede ser el material de la chimenea volcánica que se solidificó en el tiro mismo, sin llegar a la superficie, o puede ser material eyectado que cayó de nuevo para reposar en una caldera volcánica. Las proporciones relativamente altas de fragmentos muy pequeños en el área central sugieren que el medio transportador fue considerablemente menos efectivo que la riolita de la brecha de la chimenea. La posibilidad de que el agua haya sido el medio transportador debe ser descartada, por el gran tamaño del área de la brecha en sección y por la velocidad mínima del agua para transportar aún partículas pequeñas hacia arriba, que hubieran requerido cantidades inmensas de agua. Una hipótesis más atractiva, semejante a la propuesta por Barrington y Kerr (1961, p. 1672-1673), considera el transporte como un sistema de gas-sólido, mediante el paso rápido de vapor hacia arriba, originado como producto de la última etapa de la cristalización del magma riolítico subyacente.

PETROGENESIS

ORIGEN DEL COMPLEJO INTRUSIVO DE LA CUEVA

La estructura del Complejo Intrusivo de La Cueva, de forma parecida a forma anular, es el resultado de una secuencia de intrusiones, más que de efectos metamórficos o de neofelinización por soluciones alcalinas de un magma silíceo, tal como fue descrito por Korn y Marin (1954) en el complejo alcalino de Messum, en el África Suroccidental.

El complejo de La Cueva fue emplazado en dos etapas: 1) primero una intrusión lacófica de monzonita cuarcífera; y 2) después otra intrusión de la serie de diferenciación, seguida inmediatamente por la intrusión del núcleo de microsienita.

La evidencia de campo sugiere fuertemente, que la variación sistemática en la composición de la serie de diferenciación resultó de la separación del magma, originalmente homogéneo, en componentes máficos y félsicos. El mecanismo más apropiado de la diferenciación fue la cristalización fraccionaria, acentuada por la separación gravitacional de los cristales y el líquido.

El mismo mecanismo ha sido empleado ampliamente para explicar complejos estratiformes, en los cuales las rocas máficas muestran una transición hacia arriba en rocas félsicas. La posición estructural exacta del contacto entre la sienita sódica y el gabro de la serie de diferenciación no se conoce con precisión, pero parece ser vertical o fuertemente inclinada hacia afuera. Se desprende que la diferenciación gravitacional de la serie no se realizó en su posición actual. La evidencia requiere que haya habido una separación anterior en la cámara magmática subyacente.

La distribución actual de un collar de sienita rodeando al gabro se explica mejor suponiendo que la comunicación no alcanzó la superficie. Adams (1903, p. 281-282) explicó una distribución similar de pulaskita (sienita sódica), roca de transición y de essexita (gastro alcalino) en las Colinas Monterejanas de Quebec, como el resultado de desplazamiento de la pulaskita hacia afuera desde la porción axial de un conducto volcánico. Esto no parece probable, ya que casi la totalidad de la sienita hubiera sido descargada durante la fase temprana del episodio eruptivo.

La microsienita del núcleo fue intrusada después de que las rocas de la serie de diferenciación se cristalizaron. Tanto su composición similar como su relación espacial con la serie de diferenciación, sugieren que representa una intrusión sucesiva de magma no diferenciado de la misma fuente. La textura más fina del material del núcleo indica que, posiblemente, llegó más cerca de la superficie.

La similitud en composición, modo de intrusión y relación espacial de la serie de diferenciación y del núcleo sugieren fuertemente que se derivaron del mismo magma. En cambio, la diferencia en composición y modo de emplazamiento de la monzonita cuarcífera y los miembros más recientes del complejo, sugieren una procedencia diferente, o bien una derivación del mismo magma en una etapa considerablemente más temprana. Esta última posibilidad sugiere una disminución progresiva del sílice en la cámara magmática.

Es posible que la monzonita cuarcífera esté genéticamente relacionada con las rocas no saturadas más recientes del complejo. Puede representar la composición promedio del magma original o un diferenciado temprano de un magma máfico, que se estaba cristalizando. La desilicación del magma por *syntexis*, o reacción con las calizas, cambió el promedio de su composición hacia la del sienogastro. La serie de diferenciación y las rocas del núcleo se derivaron de este magma alterado por la cristalización fraccionaria, bajo la influencia de la gravedad, y por el transporte del material por soluciones móviles, ricas en fluidos alcalinos.

ROCAS RIOLITICAS

En el área cartografiada se encuentran dos grupos opuestos de rocas con afinidades alcalinas. Las asociaciones de campo sugieren que ambos grupos tuvieron su origen en la misma cámara magmática regional. El Complejo Intrusivo de La Cueva es una secuencia intrusiva que contiene rocas que varían en composición desde monzonita cuarcífera a sienita y gabro en la serie de diferenciación, de microsienita sódica en el núcleo, y de

riolita sódica en el diquestrato del borde sedimentario. En los demás lugares del área, las rocas riolíticas, parecidas a la riolita sódica del diquestrato del borde, invaden el terreno en muchas partes.

La mayoría de las masas riolíticas fue emplazada a lo largo o a un lado de zonas arqueadas de fracturamiento, que se originaron en un período de alta presión magmática. Las otras rocas riolíticas no están obviamente asociadas con zonas de fracturamiento profundo y muestran una variación mayor en la textura y composición mineralógica, aunque tales variaciones probablemente son más indicativas de las condiciones de cristalización, que de mayores diferencias en la composición química.

Al comparar las rocas de la parte central del Complejo Intrusivo de La Cueva con las rocas riolíticas más recientes, la secuencia clásica de diferenciación magmática es evidente. Los feldespatos cálcicos en las rocas máficas más antiguas son desplazados por feldespatos alcalinos en las rocas félsicas más jóvenes. Además, la proporción de hierro al magnesio en los minerales ferromagnesianos aumenta, de las rocas más antiguas a las más recientes.

Sin embargo, la proporción de las rocas félsicas a las máficas es excepcionalmente alta y sugiere que el magma original pudo no haber sido gabroico, porque teóricamente, la fraccionación del magma gabroico produciría únicamente pequeñas cantidades de residuo riolítico. Por otra parte, quizá los componentes basálticos estuvieron presentes, pero ahora ya están ausentes, o están presentes pero no afloran todavía. Algunas de las rocas extrusivas son basálticas como al poniente del Parque Nacional Big Bend, al norponiente de la Reserva de Fauna Silvestre Black Gap y al sur de Santo Domingo. Después del levantamiento de la Sierra del Carmen y de la Serranía del Burro, la erosión pudo haber removido todos los vestigios de roca de derrame extrusivo en esta área.

Otra posibilidad es que pequeñas cantidades del magma gabroico, formadas por la fusión del subestrato basáltico, al disminuir la presión que siguió al relajamiento del estado de compresión laramídica, migraron hacia arriba, al basamento metamórfico, que subyace el área cartografiada. Las rocas del basamento tenían temperaturas muy elevadas, como resultado de la compresión laramídica, y los componentes de baja fusión fueron asimilados por el magma gabroico ascendente. El magma diluido aumentó progresivamente en volumen, mediante la adición de material félsico. Si las rocas del basamento tuvieron temperaturas elevadas, debido al sepultamiento profundo y a la fricción generada por la orogenia, el magma ascendente tuvo que haber sido dotado únicamente con modestas cantidades de supercalor para asimilar los componentes félsicos de baja fusión de las rocas del basamento. Los procesos de diferenciación por la cristalización fraccionaria y por la separación de cristales por la gravedad del magma híbrido, en la etapa final, pueden producir un gran volumen de magma félsico.

La secuencia de las intrusiones que produjeron el Complejo Intrusivo de La Cueva, es anómala en cierta forma, si se acepta la hipótesis referente a un aumento progresivo de los componentes félsicos de un magma gabroico original, como resultado de asimilación de las rocas del basamento. La monzonita cuarcífera fue la primera roca intrusiva, y después siguieron dos intrusiones sucesivas de magma deficiente en sílice. Si la monzonita cuarcífera y las intrusiones posteriores del complejo se originaron en la misma cámara

magmática, entonces se efectuó una disminución en sílice, que en una etapa posterior fue seguida por un aumento abrupto en sílice para producir la riolita. La hipótesis más lógica parece ser que, si ambos grupos de rocas supuestamente relacionados tuvieron la misma fuente de origen, entonces el magma del Complejo Intrusivo de La Cueva quedó aislado de la cámara magmática regional y siguió una línea divergente de diferenciación.

El autor propone la siguiente hipótesis para explicar la distribución de rocas ígneas dentro del área cartografiada:

- 1) El magma que produjo el Complejo Intrusivo de La Cueva se derivó de una cámara local de magma, localizada encima del techo de una masa batolítica en proceso de diferenciación, de composición intermedia. La composición global del submagma se aproximó a la de la monzonita, con un ligero exceso de cuarzo, y representó un derivado temprano del magma regional subyacente.
- 2) La inyección temprana de material relativamente no diferenciado del submagma, produjo un cuerpo lacolítico de monzonita cuarcífera.
- 3) La desilicación del submagma por *shintexis* o reacción con las calizas, cambió su composición general hacia sienogabro. La cristalización fraccionaria, ayudada por la separación por gravedad de los cristales, y por la concentración hacia arriba de los volátiles, produjo un líquido sienítico que flotó sobre un líquido gabroico más denso. Primero la sienita fue desplazada de la cámara magmática y fue seguida inmediatamente por el gabro, para formar la serie de diferenciación.
- 4) El último material derivado de este submagma formó el núcleo de microsienita; ésta corresponde a un magma que no ha estado en reposo durante un tiempo lo suficientemente largo como para presentar asentamiento de cristales por gravedad.
- 5) La presión magmática en exceso produjo zonas de fracturamiento arqueadas, en arreglo radial desde las cúpulas del techo del batolito. La presión magmática se relajó por la formación de fracturas, y las partes félsicas superiores del magma ascendieron para emplazarse en las fracturas, como miembros de la serie de riolita más reciente ampliamente distribuida.

YACIMIENTOS MINERALES

FLUORITA

El área cartografiada se encuentra dentro del llamado distrito fluorífero de Pico Étéreo. Algunos de los yacimientos de este distrito se consideran como unos de los más importantes cuerpos de fluorita del mundo. Además un cuerpo contiene cantidades considerables de berilio. El distrito fluorífero de Pico Étéreo es uno de los productores principales de fluorita del mundo. La mayor parte de la producción actual se exporta a los Estados Unidos de América.

Minas de Cerro Aguachile y Cuatro Palmas

Dos yacimientos muy grandes se encuentran dentro del distrito fluorífero de Pico Etéreo, a corta distancia al oriente del área cartografiada. Estos son Cuatro Palmas y Cerro Aguachile, propiedad de la Cía. Minera La Dominica, S. A. de C. V., que pertenece parcialmente a la Dow Chemical Company.

El yacimiento de Cuatro Palmas se encuentra a lo largo del contacto de un dique arqueado de riolita, con la caliza fuertemente fracturada del miembro masivo superior de la Devils River, a la que se le llama localmente caliza "Georgetown". El cuerpo mineral de Cuatro Palmas, que constituye un reemplazamiento en caliza, promedia aproximadamente 70 por ciento de CaF_2 . La parte expuesta del cuerpo tiene una forma circular en el plano, con un diámetro aproximado de 100 m. En perfil, parece un cono invertido. Las perforaciones de diamante han mostrado que el cuerpo se extiende a una profundidad considerable.

El yacimiento del Cerro Aguachile está formado por varios cuerpos discontinuos, dentro de una zona angosta de la caliza "Georgetown" altamente fracturada, a lo largo del contacto entre un dique anular riolítico y un bloque central de roca sedimentaria cretácica emplazado por hundimiento en forma de cazo. La fluorita con berilio aflora esporádicamente, en una distancia de 660 m, a lo largo del contacto entre la caliza y la riolita. El cuerpo, en promedio, contiene 80 por ciento de CaF_2 y 0.3 por ciento de BeO . Los afloramientos individuales alcanzan una anchura de 60 m. El mineral que contiene el berilio es bertrandita, cuya composición es $\text{Be}_4(\text{OH})_2\text{Si}_2\text{O}_7$. Hay indicios de por lo menos dos épocas de mineralización de la fluorita, que fueron seguidas por el depósito de mineral de berilio.

Mina Malabrigo

La mina Malabrigo está cerca de la intersección de la latitud $29^\circ 20' 45''$ N y de longitud $102^\circ 32' 10''$ W. Se encuentra a lo largo del contacto entre la "Georgetown" y la riolita (Lámina 8). El intrusivo es una masa alargada, parecida a un tronco de riolita porfídica pobre en cuarzo, localizado en un sinclinal, entre el flanco meridional del Anticlinal de Cerro Malabrigo y una estructura baja, amplia y cómica que está al sur.

La fluorita se extrae de cuerpos mineralizados discontinuos, que están en una caliza cavernosa e intensamente fracturada a lo largo del contacto meridional del intrusivo. La fluorita se presenta como relleno de pequeñas cavernas y oquedades y como reemplazamiento en la caliza. También se encuentra como reemplazamiento irregular de estratos, por lo menos, en una distancia de 300 m a lo largo del contacto de la riolita. Los cuerpos mineralizados más grandes se presentan, sin embargo, en la zona cavernosa, que se extiende por varias decenas de metros a lo largo del contacto. Las cavidades están rellenas por fluorita, calcita y yeso; muchas se encuentran intercomunicadas.

La fluorita se presenta en una variedad de colores, que son: blanco, gris verdoso claro,

rosa, amarillo, violeta oscuro y negro. La textura es de grano muy fino, casi afanítica: la fluorita bien cristalizada es muy rara y los cristales individuales son menores de 2 mm.

En los niveles superiores de la caverna, la mena es brechoide, lo que sugiere derrumbamiento desde arriba durante el proceso de la mineralización. Por lo menos se indican dos generaciones de mineralizaciones fluoríticas, en vista de que los fragmentos de la fluorita oscura, hasta de 10 cm de largo, se presentan cementados por fluorita clara de grano fino. El desarrollo de brechas semejantes en cuerpos mineralizados fue atribuido por McKinstry (1955, p. 212-225) al derrumbamiento o colapso y por Locke (1926) a "incorporación por mineralización". Grogan (1949) atribuyó el colapso de las rocas, que sobreyacen los yacimientos de fluorita, a la reducción del volumen por medio del reemplazamiento estequiométrico de la caliza por la fluorita. Como otra posibilidad se pueden considerar los movimientos tectónicos como causantes de la brecha durante o entre épocas de mineralización fluorítica. La hipótesis más probable es que el colapso resultó del acarreamiento de la caliza mediante la disolución por los fluidos mineralizantes. La roca madre riolítica, adyacente al cuerpo mineralizado, muestra alteración extensa de los feldespatos en minerales de arcilla, con poca o sin silicificación. La alteración probablemente es el resultado de desilicación de los feldespatos por soluciones hidrotermales.

Gran parte de la fluorita en los niveles inferiores se presenta en masas coliformes, botrioidales o mamiliformes. Algunas de las masas coliformes tienen un metro o más de diámetro y muestran estructura fibrosa radial. La mayoría de éstas es de alta pureza; muchas son de grado ácido y contienen cantidades pequeñísimas de sílice. La mayor parte del mineral que se extrae de las cavernas o chimeneas contiene 90 por ciento de CaF_2 y no requiere, o sólo muy poca, separación manual.

Debe ser señalado que el área de la mina Malabrigo es muy prometedora para el descubrimiento de otros cuerpos mineralizados del tamaño de los ya conocidos. El control estructural claro y la presencia de fluorita ampliamente distribuida en el distrito, a lo largo de los contactos de la riolita y la caliza "Georgetown", sugieren que la exploración con toda seguridad permitirá el descubrimiento de cuerpos mineralizados nuevos.

Mina Amezcua

La mina Amezcua se encuentra en la intersección de la latitud $29^\circ 20' 20''$ N y longitud $102^\circ 36' 45''$ W. La mayor parte de las obras mineras está en un sumidero o una estructura de colapso, dentro del miembro más superior de la Caliza Devils River. Sin embargo, los primeros descubrimientos se lograron a lo largo de diaclasas ensanchadas por disolución, dentro de la caliza adyacente a este sumidero, que tiene unos 350 m de largo y 120 m de ancho.

La mayor parte de la fluorita es de color amarillento y una parte tiene inclusiones de hidrocarburos. La fluorita se presenta bien cristalizada, en cubos que alcanzan 5 mm en una cara; también existe fluorita estalactítica y de grano fino, o bien compuesta de agregados delicados de pequeños cristales.

La fluorita se presenta en un sumidero relleno de fragmentos de caliza y de arcilla. La mayor parte se presenta como incrustaciones o rellenos a lo largo y entre cantos de caliza. Algo de la fluorita, sin embargo, parece reemplazar a los fragmentos de caliza. La mena también se presenta en forma de masas botrioidales, mamilares y coliformes. Los minerales de ganga más abundantes son la calcita, el cuarzo, el yeso, la limonita y la hematita. El mineral producido fue cuidadosamente clasificado a mano, para alcanzar un grado con 80 a 90 por ciento de CaF_2 . La mayor parte del mineral producido ha sido silíceo; una parte del mineral contuvo tanto como 10 por ciento de SiO_2 . La sílice probablemente no fue introducida en soluciones, sino que resultó de la incorporación del residuo silíceo, después de la disolución de la calcita impura.

Prospectos

Existen numerosos prospectos de espato-fluor dentro del área del mapa. La gran mayoría de éstos se encuentra a lo largo de diaclasas angostas o vetas y ofrece poca esperanza para encontrar gran tonelaje de mineral. Algunos de los prospectos se encuentran también en áreas de pequeñas estructuras de colapso o sumideros y ninguno de éstos muestra mineralización extensa. Otros prospectos se localizan a lo largo de los contactos entre la riolita y la caliza.

Origen de la fluorita

La asociación de la fluorita con las rocas ígneas alcalinas se conoce desde hace mucho tiempo. Smythe (1927) considera al fluor como el elemento volátil característico de los magmas alcalinos. Lindgren (1933, p. 163-169) notó la concentración de los yacimientos de fluorita a lo largo del frente de las Montañas Rocallosas y propuso una relación genética con las rocas alcalinas de esa parte de la cordillera. Peters (1958) sugirió que el fluor tiende a permanecer en una región específica por mucho tiempo y que la distribución actual de los yacimientos de fluorita, a lo largo del margen oriental de la cordillera, es el resultado del alto contenido de fluor en las rocas del basamento.

La asociación ampliamente observada de la fluorita con las rocas ígneas alcalinas en el distrito de Pico Etéreo y en otras partes, apoya fuertemente la consideración de la existencia de una relación genética. Los cuerpos mineralizados probablemente resultaron de soluciones hidrotermales derivadas de almacenes profundos, donde el magma experimentó una larga diferenciación y separación en una fracción rica en álcalis. El control estructural sobre la mineralización en el distrito es obvio. El fracturamiento profundo resultó de un período de presión magmática excesiva. El magma riolítico fue inyectado en las fracturas y el emplazamiento de este magma altamente viscoso produjo el desarrollo de brechas en la Caliza Devils River, cerca de los contactos intrusivos. El fracturamiento profundo permitió el ascenso de las soluciones con contenido de fluor a lo

largo de las fracturas, hasta donde éstas pudieron tener una relación favorable con la roca encajonante para formar la fluorita, debido a las condiciones adecuadas de temperatura y presión. El espacio que ocupa algo de la fluorita se heredó del fracturamiento a lo largo de los intrusivos y se acentuó por la disolución de la calcita por las soluciones mineralizantes, o tal vez, por las aguas meteóricas de antaño.

Recomendaciones

El área de Pico Etéreo es un terreno muy propicio para el empleo de principios geológicos en la búsqueda de nuevos cuerpos mineralizados. Los dos más grandes del distrito son los de Cuatro Palmas y Cerro Aguachile.

La presentación de la fluorita del distrito se puede resumir en los siguientes términos: 1) vetas, cavernas y sumideros, que aparentemente están bien alejados de los contactos ígneos; 2) depósitos de cavernas en la caliza "Georgetown", cerca de los contactos con la riolita; y 3) depósitos de reemplazamiento en la caliza "Georgetown", cerca de los contactos con la riolita. La mayor parte de los prospectos no prometedores puede colocarse en el primer grupo. El yacimiento de Malabrigo puede colocarse en los grupos dos y tres y los de Cuatro Palmas y de Cerro Aguachile en el tercer grupo. Es obvia la observación de que los yacimientos más grandes tiendan a estar relacionados con los intrusivos riolíticos que se encuentran en contacto con el miembro superior de la Caliza Devils River.

La posibilidad de considerar que los cuerpos mineralizados de fluorita hayan sido derivados de las masas riolíticas adyacentes es casi nula; sus asociaciones constantes reflejan claramente el hecho de que las fracturas profundas han sido las principales avenidas para el ascenso de la riolita, y en una etapa posterior, para las soluciones mineralizantes. El dique anular de Cerro Aguachile constituye tal fractura profunda, por ocupar una falla anular en donde el prisma central sedimentario se hundió casi un kilómetro. La mina Cuatro Palmas se encuentra sobre una fractura relacionada, donde un dique quedó inyectado en una zona de falla arqueada, la cual también resultó del hundimiento de Cerro Aguachile cercano. La mina Malabrigo se encuentra a lo largo de un intrusivo riolítico, cerca del borde de un bloque central levantado por la intrusión magmática.

El reconocimiento de los controles, tanto tectónicos como estratigráficos, sobre la mineralización puede considerarse como la llave para encontrar otros cuerpos mineralizados. Un programa sistemático de exploración puede consistir en la cartografía detallada y en la prospección de los contactos de la riolita, particularmente a lo largo de diques arqueados asociados con los levantamientos dómicos, seguido por perforaciones de diamante; tal programa, casi sin duda, proporcionará nuevas reservas al distrito. La chimenea cerca de la intersección de las coordenadas $29^{\circ} 21' N$ latitud y $102^{\circ} 36' W$ longitud, se considera como un prospecto favorable tanto para la fluorita como para otros minerales. A pesar de que el examen megascópico de la brecha de la chimenea no mostró

mineralización, la chimenea en sí puede haber actuado como alimentador o conducto para las soluciones mineralizantes.

La existencia de cuerpos mineralizados que no afloran es casi segura. La mejor posibilidad para encontrar yacimientos ocultos, es por medio de una perforación diseñada para intersectar los contactos de la riolita con la caliza "Georgetown", a lo largo de los lados convexos de los diques arqueados, asociados con los levantamientos dómicos. Si se infiere una inclinación de los diques arqueados en dirección centripeta, entonces las soluciones mineralizantes debieron haber ascendido debajo de una capa de riolita, relativamente impermeable e inerte, hasta que encontraron un ambiente favorable para el depósito. En resumen, la prospección intensa de los rasgos tectónicos, que forman parte íntegra del arreglo tectónico del distrito de fracturamiento profundo, va a traer seguramente resultados positivos.

METALES

Las únicas manifestaciones de metales en el área estudiada son las pequeñas concentraciones metasomáticas de magnetita, pirita, calcopirita y galena, en la aureola de contacto del Complejo Intrusivo de La Cueva. Los minerales se presentan como pequeños depósitos, localizados a lo largo de fracturas y planos de estratificación. En esta localidad parece improbable la existencia de cualquier depósito de tamaño importante, por la ausencia de mineralización ampliamente distribuida y porque los pocos depósitos que afloran son sumamente pequeños. Además, los depósitos metasomáticos típicos se caracterizan por su tamaño pequeño y por la naturaleza irregular de la mineralización.

El distrito minero fluorítico de Pico Etéreo es muy notable por la clara ausencia de otros tipos de minerales, con la excepción de la fluorita con contenido de berilio del Cerro Aguachile. Sin embargo, a unos 40 km al poniente, en la mina Boquillas, se extrajo plomo de manera discontinua, desde 1880 hasta la Primera Guerra Mundial. La mineralización de plomo, junto con cobre y zinc, se presenta en vetas en la caliza "Glen Rose". Actualmente se están explotando yacimientos nuevos de plomo, principalmente carbonatos y sulfatos a unos 120 km al sur del área estudiada.

La exploración intensa de los rasgos tectónicos, favorables para la acumulación de la fluorita, puede resultar en el descubrimiento de cuerpos de otros minerales. Los controles tectónicos deben ser igualmente aplicables en la búsqueda de otros minerales y no sólo de la fluorita. No obstante, pueden encontrarse otros yacimientos, si existen, en horizontes estratigráficos diferentes.

HISTORIA GEOLOGICA

En tiempos jurásicos, la parte meridional del continente norteamericano se extendió, en gran parte, al Estado de Coahuila y a la parte oriental del Estado de Chihuahua

(Kellum *et al.*, 1936, p. 1100). El golfo mesozoico de Coahuila fue bordeado por las plataformas estables de Tamaulipas y Coahuila (Figura 2).

El mar cretácico transgresivo se extendió en México sobre el área de la plataforma, entre las penínsulas de Coahuila y Tamaulipas, en tiempos del Aptiano tardío y Albiano temprano. El mar continuó su invasión hacia el norte durante el Cretácico Temprano y la acumulación de sedimentos continuó hasta el final de la Epoca Comancheana. Un levantamiento epirogénico se manifiesta por la discordancia regional que existe entre las Series Comancheana y Golfiana. El área de la plataforma quedó nuevamente inundada y la sedimentación continuó, por lo menos, hasta el Campaniano. Actualmente quedan unos 330 m de estratos golfianos en el área del estudio.

Hacia el final del Cretácico Tardío se manifiestan los principios de la Orogenia Laramide, durante la cual las rocas cretácicas estuvieron sujetas a compresión, que actuó en dirección W-E, y que produjo los pliegues que se observan actualmente. La culminación de esta deformación tuvo lugar en el Eoceno.

Durante el Eoceno se inició el vulcanismo intenso. La actividad volcánica repetida cubrió la superficie con derrames lávicos y cineríticos. El emplazamiento de un batolito a profundidad produjo un levantamiento del área de Pico Etéreo; este batolito, a su vez, alimentó otros pequeños cuerpos intrusivos. Durante los períodos de presión magmática excesiva, se formaron levantamientos dómicos, así como fracturas y zonas de falla arqueadas. El magma riolítico de las partes superiores del batolito ascendió a lo largo de las fracturas y fallas para formar diques arqueados, así como lacolitos y bismalitos subsidiarios. Las soluciones, ricas en álcalis, se concentraron cerca del techo del batolito y expulsaron soluciones hidrotermales con fluor, las cuales ascendieron a lo largo de las zonas de fractura, experimentando reacciones químicas con la caliza para formar grandes yacimientos de fluorita.

Después del vulcanismo, el fallamiento en bloques terciarios produjo cuencas intermontanas, aisladas entre los pliegues de la faja marginal plegada de Coahuila (Figura 2); las cuencas así formadas fueron rellenadas principalmente por depósitos de bolsón. La integración tardía del sistema de drenaje del Río Bravo permitió el desagüe de muchas de estas cuencas y el acarreo parcial de sus rellenos, dejando una cubierta relativamente delgada, pero ampliamente distribuida, de gravas del Cuaternario.

REFERENCIAS CITADAS

- ADAMS, F. D., 1903, *The Montereian Hills - A Canadian petrographical province*: Jour. Geology, v. 11, p. 239-282.
- ADKINS, W. S., 1933, *The Mesozoic Systems in Texas*: Austin, Texas Univ. Bull. 3232, p. 239-518.
- ANDERSON, E. M., 1937, *Cone sheets and ring dikes, - the dynamic explanation*: Bull. Volcanol., v. 1, p. 35-40.
- 1951, *The dynamics of faulting and dyke formation*: Edinburgo, Oliver and Boyd, 206 p.
- BARKER, D. S., 1977, *Northern Trans-Pecos magmatic province; introduction and comparison with the Kenya rift*: Geol. Soc. America Bull., v. 88, p. 1421-1427.
- BARRINGTON, JONATHAN, Y KERR, P. F., 1961, *Breccia pipe near Cameron, Arizona*: Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 1661-1674.
- CRAGIN, F. W., 1894, *The Choctaw and Grayson terranes of the Arietina (Texas)*: Colorado Coll. Studies, v. 5, p. 40-48.
- CROSS, WHITMAN, 1893, *The laccolithic mountain groups of Colorado, Utah, and Arizona*: U. S. Geol. Survey, 14 Ann. Rept., pt. 2, p. 165-241.
- DEFORD, R. K., 1958, *Cretaceous platform and geosyncline, Culberson and Hudspeth Counties, Texas*: Midland, Texas, Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Permian Basin Sec., Excursion, 90 p.
- FLAWN, P. T., Y MAXWELL, R. A., 1958, *Metamorphic rocks in Sierra del Carmen, Coahuila, Mexico*: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 42, p. 2245-2249.
- GROGAN, R. M., 1949, *Structures due to volume shrinkage in the bedding - replacement fluorspar deposits of southern Illinois*: Econ. Geology, v. 44, p. 606-616.
- HILL, R. T., Y VAUGHAN, T. W., 1898, *Geology of the Edwards Plateau and Río Grande Plain adjacent to Austin and San Antonio, Texas, with reference to the occurrence of underground waters*: U. S. Geol. Survey, 18 Ann. Rept., pt. 2, p. 193-321.
- JACOBSON, R. R. E., MACLEOD, W. N., Y BLACK, RUSSELL, 1958, *Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria*: Geol. Soc. London, Mem. 1. 72 p.
- JAGGAR, T. A., 1901, *The laccoliths of the Black Hills*: U. S. Geol. Survey, 21 Ann. Rept., pt. 3, p. 163-290.
- KELLUM, L. B., IMLAY, R. W., Y KANE, W. G., 1936, *Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part 1*: Geol. Soc. America Bull., v. 47, p. 969-1008.
- KIERSCH, G. A., et al., 1951, *Areal geologic map. Talley's Ranch to Reagan Canyon Reach, Big Bend District*: Internal. Boundary and Water Commissions, United States and Mexico, Río Grande Upper Dams Invest., United States Section (inédito).
- KNECHTEL, M. M., 1944, *Oil and gas possibilities of the plains adjacent to the Little Rocky Mountains, Montana*: U. S. Geol. Survey, Oil and Gas Invest., Prelim. Map 4.
- KORN, H., Y MARTIN, H., 1954, *The Messum igneous complex in South-West Africa*: Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 57, p. 83-122.
- KUSTER, W. V., 1962, *Fluorspar*: Eng. Mining Jour., Febrero, p. 138.
- LINDGREN, WALDEMAR, 1933, *Differentiation and ore deposition, Cordilleran region of the United States*: in *Ore deposits of the western States* (Lindgren Volume). New York, Am. Inst. Mining, Metall. Engineers, p. 152-180.
- LOCKE, AUGUSTUS, 1926, *Formation of certain ore bodies by mineralization stoping*: Econ. Geology, v. 21, p. 431-453.
- LONSDALE, J. T., 1940, *Igneous rocks of the Terlingua-Solitario region, Texas*: Geol. Soc. America Bull., v. 51, p. 1539-1626.
- LONSDALE, J. T., MAXWELL, R. A., WILSON, J. A., Y HAZZARD, R. T., 1955, *Big Bend National Park, Texas*: Midland, Texas, West Texas Geol. Soc., Excursión, 142 p.

- MCANULTY, W. N.: 1956, *Fluorspar deposits in Coahuila, Mexico*: Econ. Geology, v. 51, p. 120 (resumen).
- MCANULTY, W. N., SEWELL, C. R., ATKINSON, D. R., Y RASBERRY, J. M., 1962, *Geology of the Aquachile beryllium-bearing fluorspar district, Coahuila, México*: Geol. Soc. America Bull., v. 74, p. 735-744.
- McKINSTRY, H. E., 1955, *Structure of hydrothermal ore deposits*: Econ. Geology, 50 Anniv. Vol., p. 170-225.
- MOON, C. G., 1953, *Geology of Agua Fria Quadrangle, Brewster County, Texas*: Geol. Soc. America Bull., v. 64, p. 151-195.
- MURRAY, G. E., 1961, *Geology of the Atlantic and Gulf Coastal Province of North America*: New York, Harper and Bros., 692 p.
- PARRY, C. C., 1857, *Geological features of the Río Grande valley from El Paso to the mouth of the Pecos River*: in *Report on the United States and Mexican Boundary Survey*, por W. H. Emory. Washington, D. C., House of Representatives, Executive Document 135, pt. 2, cap. 3, p. 49-61.
- PETERS, W. C., 1958, *Geologic characteristics of fluorspar deposits in the western United States*: Econ. Geology, v. 53, p. 663-688.
- RAISZ, ERWIN, 1959, *Landforms of Mexico*: Cambridge, Mass., mapa con texto, escala 1:3.000.000.
- SELLARDS, E. H., Y HENDRICKS, LEO, 1946, *Structural map of Texas*: Austin, Texas Univ., Bur. Econ. Geology, 3a. edición.
- SHUMARD, B. F., 1860, *Observations upon the Cretaceous strata of Texas*: Trans. Acad. Sci. St. Louis, v. 1, p. 582-590.
- SMYTHE, C. H., Jr., 1927, *The genesis of alkaline rocks*: Proc. Am. Philos. Soc., v. 66, p. 335-380.
- THOMAS, H. H., 1930, in *The geology of Ardnamurchan, northwest Mull and Coll*, por Richey, J. E., y Thomas, H. H. Edinburgo, Scotland Geol. Survey, Mem., 393 p.
- UDDEN, J. A., 1907a, *Report on a geological survey of the lands belonging to the New York and Texas Land Company, Ltd., in the upper Río Grande embayment in Texas*: Augustana Libr. Publ., n. 1, p. 51-107.
- , 1907b, *A sketch of the geology of the Chisos country, Brewster County, Texas*: Austin, Texas Univ. Bull. 93, 101 p.
- WEED, W. H., Y PIRSSON, L. B., 1898, *Geology and mineral resources of the Judith Mountains of Montana*: U. S. Geol. Survey, 18 Ann. Rept., pt. 3, p. 445-616.
- YATES, R. G., Y THOMPSON, G. A., 1959, *Geology and quicksilver deposits of the Terlingua district, Texas*: U. S. Geol. Survey, Prof. Paper 312, 114 p.
- YOUNG, KEITH, 1963, *Upper Cretaceous ammonites from the Gulf Coast of the United States*: Austin, Texas Univ., Publ. 6308, 173 p., 34 figs., 82 lám., 13 tab.

LAMINAS 2-8

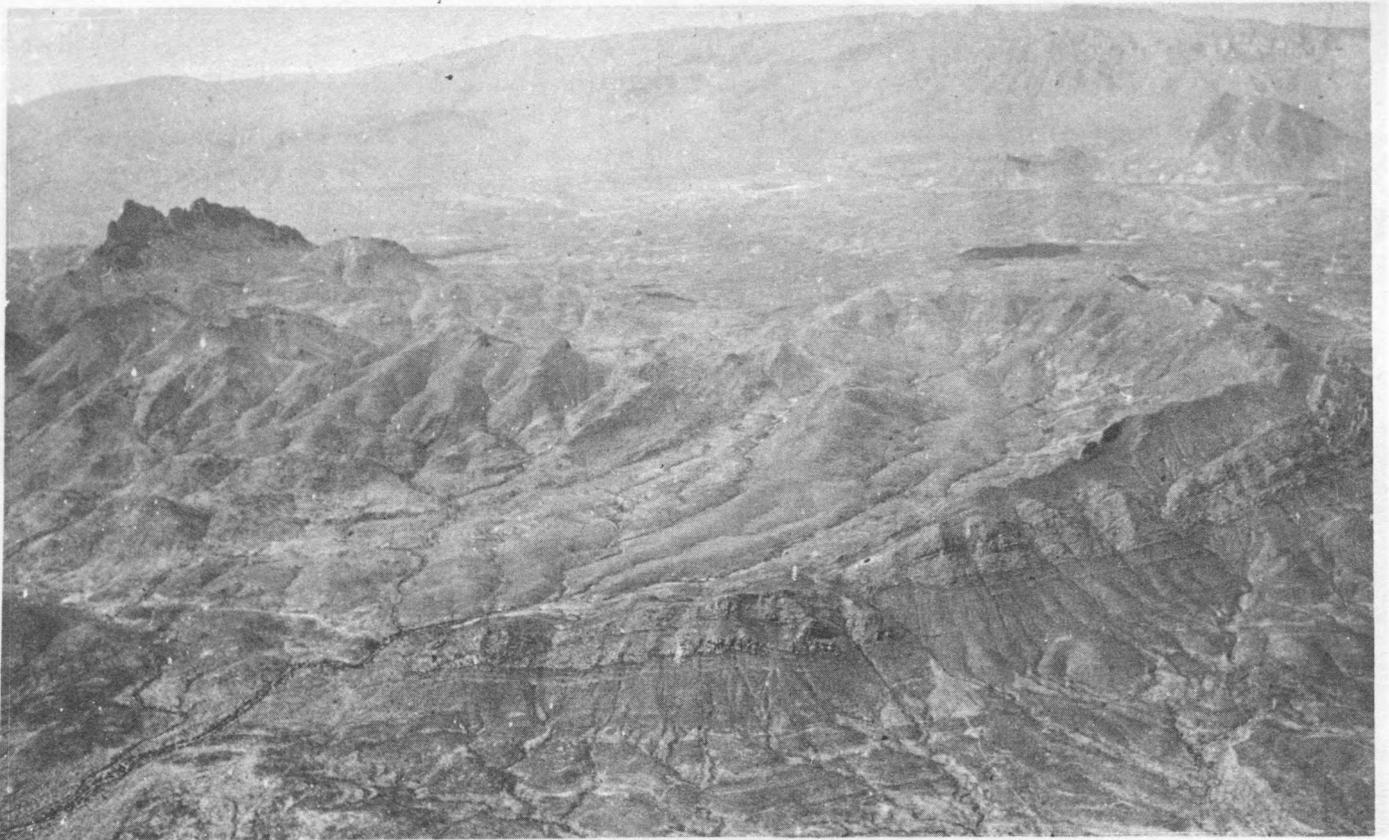
LAMINA 2

VISTA AEREA DEL DOMO DE LA CUEVA

Vista aérea hacia el oriente del Domo de La Cueva

INSTITUTO DE GEOLOGIA, BOL. 100

DAUGHERTY, LAMINA 2.



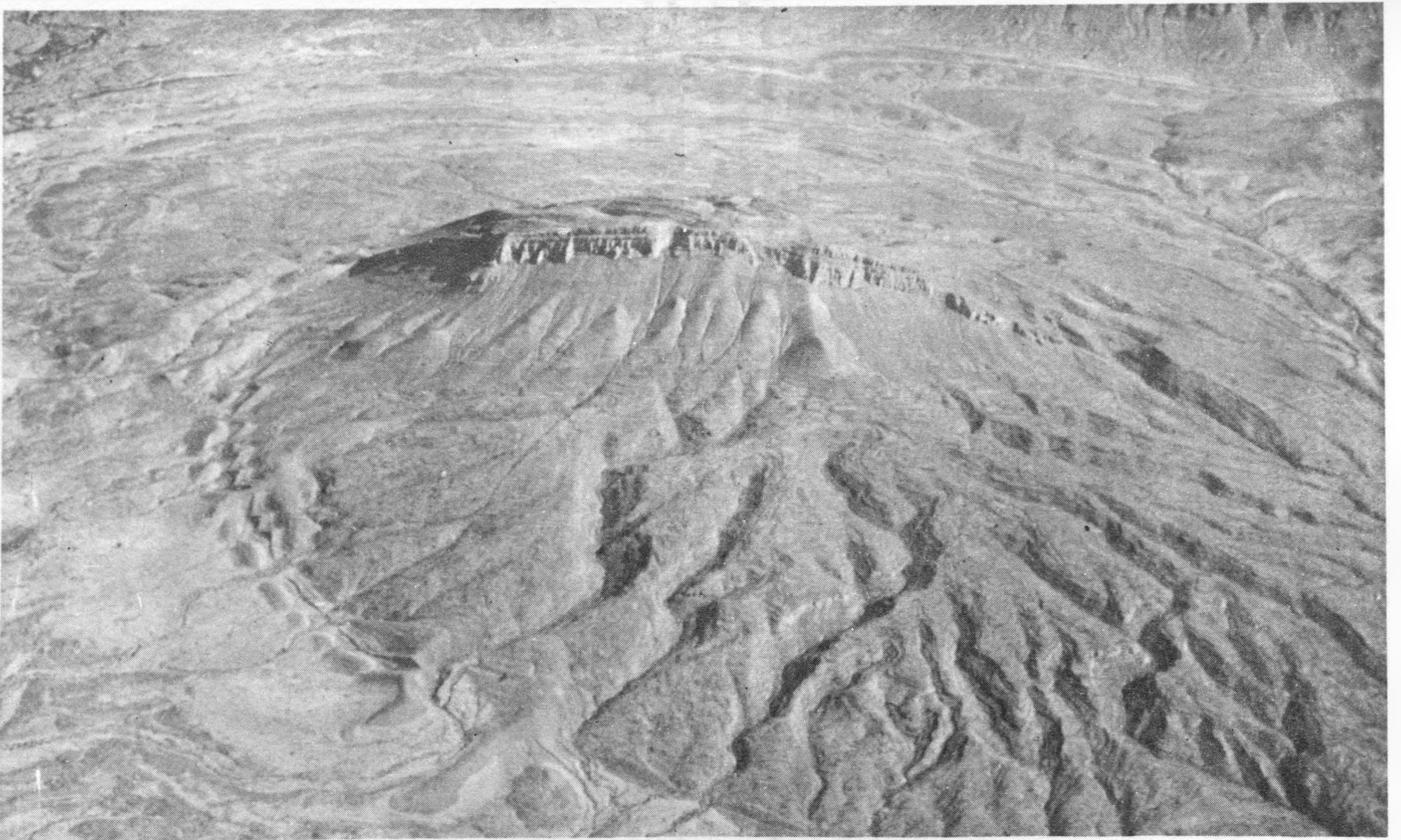
VISTA AEREA DEL DOMO DE LA CUEVA

LAMINA 3

VISTA AEREA DEL DOMO DE LA HORMIGA

INSTITUTO DE GEOLOGIA, Bol. 100

DAUGHERTY, LAMINA 3.



VISTA AEREA DEL DOMO DE LA HORMIGA

LAMINA 4

DIQUE ARQUEADO DE AMEZCUA

Figura 1.—Vista hacia el oriente del dique arqueado, anticlinal, y lacolito asimétrico de Amezcua, desde la latitud $29^{\circ} 22' N$ y longitud $102^{\circ} 39' W$. La Caliza Devils River levantada, corona la masa lacolítica de riolita. Hacia el norte (a la izquierda), la masa lacolítica pasa en un dique arqueado, a lo largo del flanco abrupto del Anticlinal de Amezcua.

Figura 2.—Vista hacia el nororiente del dique arqueado de Amezcua, desde la latitud $29^{\circ} 20' 45'' N$ y longitud $102^{\circ} 37' W$. El dique está a lo largo del flanco abrupto del Anticlinal de Amezcua y tiene una inclinación fuerte hacia el sur (a la derecha).



Figura 1.



Figura 2.

DIQUE ARQUEADO DE AMEZCUA

LAMINA 5

ANTICLINAL DE MALABRIGO Y CHIMENEA VOLCANICA

Figura 1.—Vista hacia el poniente del Anticlinal de Malabrigo, desde la latitud $29^{\circ} 21' N$ y longitud $102^{\circ} 30' W$, mostrando la intrusión de riolita a lo largo del flanco abrupto del anticlinal asimétrico. La Caliza Devils River, que corona la intrusión, está inclinada en dirección opuesta al lector

Figura 2.—Vista hacia el sur de la chimenea volcánica, desde la latitud $29^{\circ} 21' 45'' N$ y longitud $102^{\circ} 36' W$. La chimenea aflora en la silla topográfica baja, en el centro aproximado de la fotografía y está bordeada en el poniente y sur por una cresta resistente de riolita.



Figura 1.

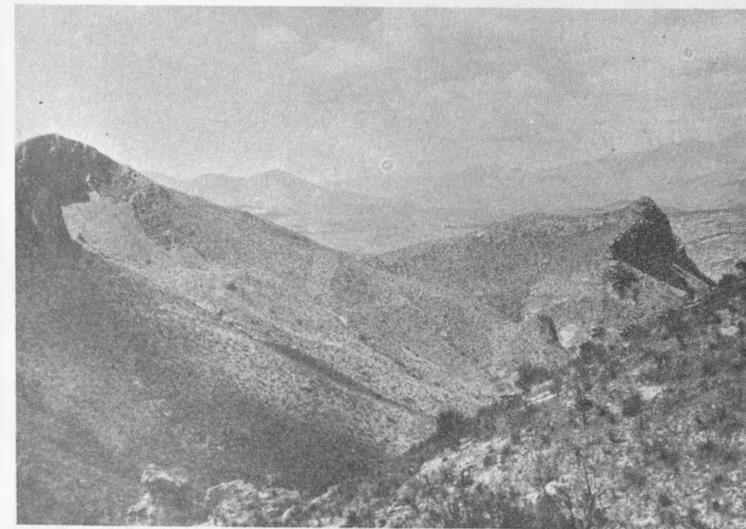


Figura 2.

LAMINA 6

BRECHA VOLCANICA

Vista de la brecha de la chimenea volcánica, mostrando los fragmentos de caliza, pedernal y riolita, en una matriz de riolita de grano fino. La pluma en el centro de la fotografía proporciona la escala.

INSTITUTO DE GEOLOGIA. BOL. 100.

DAUGHERTY, LAMINA 6.



BRECHA VOLCANICA

LAMINA 7

BRECHA DE RIOLITA

Figura 1.—Vista hacia el norte de la brecha de riolita, desde la latitud $29^{\circ} 21' N$ y longitud $102^{\circ} 36' W$. La brecha es de color claro, forma las pendientes y los pináculos resistentes.

Figura 2.—Vista de la brecha de riolita, cerca de la latitud $29^{\circ} 21' 45'' N$ y longitud $102^{\circ} 36' W$. El fragmento más grande tiene un diámetro de un metro.

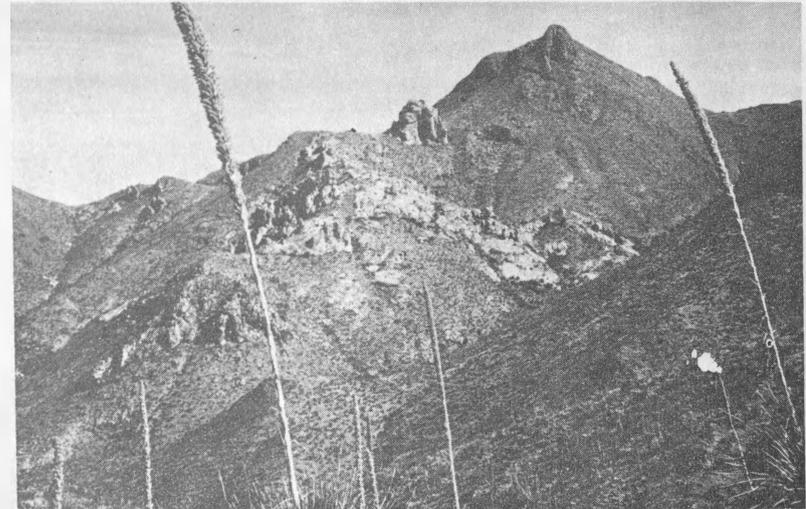


Figura 1.

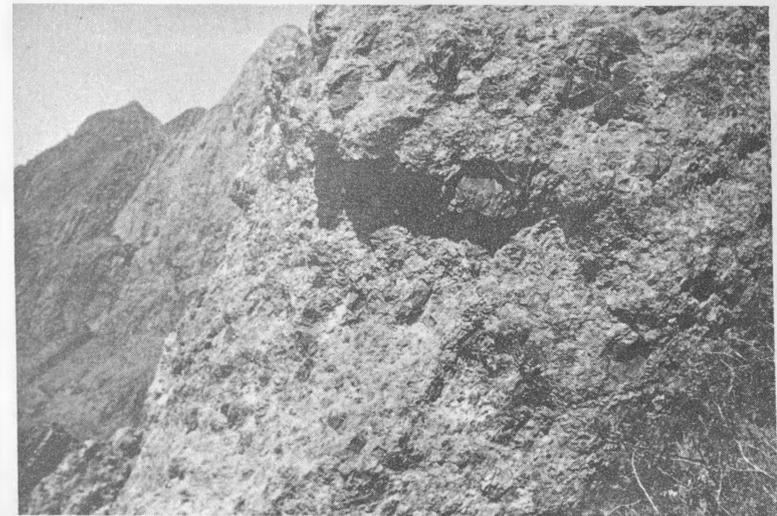


Figura 2.

BRECHA DE RIOLITA

LAMINA 8

VISTA AEREA DE LA MINA MALABRIGO

Vista aérea hacia el norte de la mina Malabrigo, cerca de la latitud 29° 20' 45" N y longitud 102° 32' 10" W.

INSTITUTO DE GEOLOGIA, BOL. 100.

DAUGHERTY, LAMINA 8.



VISTA AEREA DE LA MINA MALABRIGO



102°45'

29°30'

29°25'



- Camino pavimentado
- - - Camino
- Casas
- Cerca
- Pozo de agua
- Pista de aterrizaje
- ▲ 1350
- Altitud en metros



K1

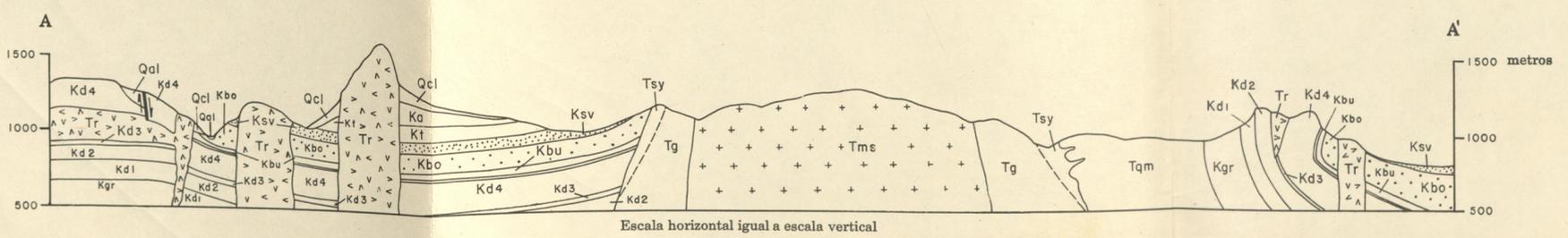
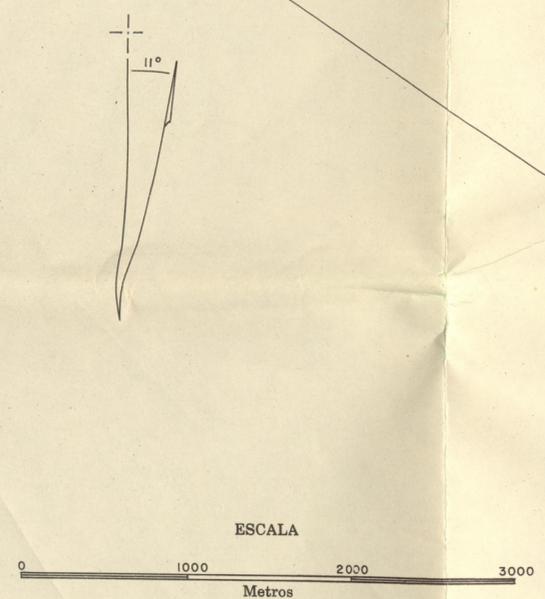


SIMBOLOS

- Camino pavimentado
 - Camino
 - Casas
 - Cerca
 - Pozo de agua
 - Pista de aterrizaje
 - Altitud en metros
-
- Rumbo e inclinación de estratos
 - Rumbo e inclinación de estratos invertidos
 - Falla; ♣ en el bloque hundido; con línea interrumpida donde está inferida; punteada donde está oculta
 - Eje anticlinal
 - Eje sinclinal
 - Línea de sección medida
 - Línea de sección estructural
 - Mina

EXPLICACION

- | | | |
|-------------|----------------------|---|
| CUATERNARIO | Qal | Aluvi3n |
| | Qcl | Coluvi3n (incluye talud) |
| | Qgr | Grava |
| Terciario | Tss | Arenisca (no marina) |
| | Tp | Fonolita |
| | Ta | Andesita |
| | Tb | Basalto de olivino |
| | Tpo | Brecha volcánica |
| | Trb | Brecha de riolita |
| | Tr | Riolita |
| | Tqms | Microsienita con cuarzo |
| | Tt | Traquita |
| | Tl | Latita |
| | Tg | Gabro |
| | + Tms + | Microsienita s3dica |
| Tsy | Sienita s3dica | |
| Tqm | Monzonita cuarcifera | |
| CRETACICO | Ka | Formaci3n Aguja |
| | Kt | Arcilla Terlingua |
| | Ksv | "Formaci3n San Vicente" |
| | Kbo | Formaci3n Boquillas |
| | Kbu | Caliza Buda |
| | Kd | Formaci3n Del R3o |
| | Kgr | Caliza Devils River
Miembros en orden ascendente |
| Kgr | "Caliza Glen Rose" | |

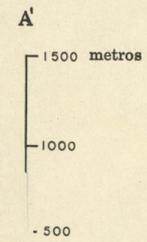
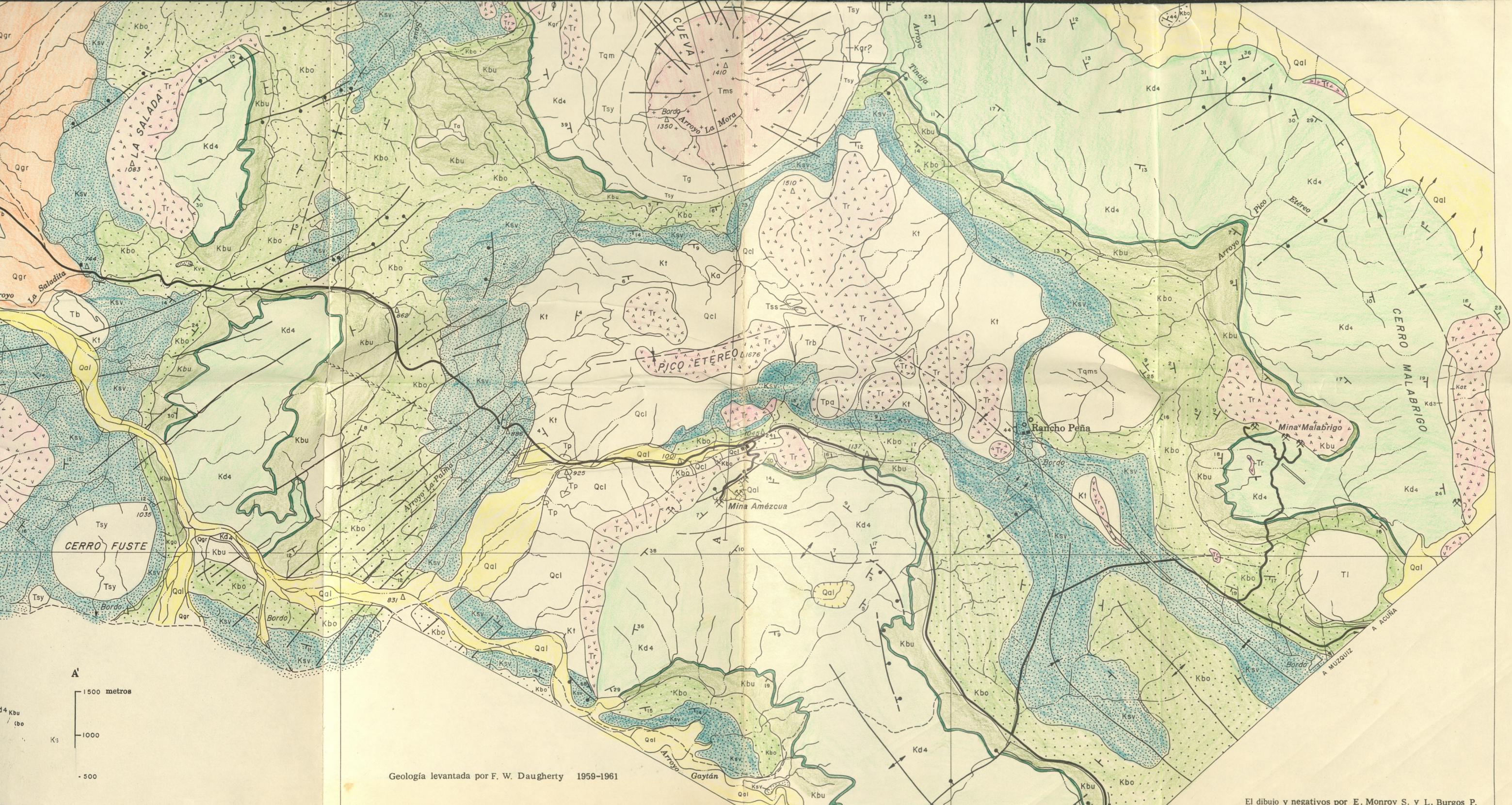


Geologia levantada por F. W. Daugherty 1959-1961

MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE PICO ETEREO, COAHUILA



26 ENE 2012



Geología levantada por F. W. Daugherty 1959-1961

El dibujo y negativos por E. Monroy S. y L. Burgos P.

102°40'

102°35'

A MINA CUATRO PALMAS

MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE PICO ETEREO, COAHUILA



26 ENE 2012