

ISSN 0185-5530

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA

DIRECTOR: DR. FERNANDO ORTEGA-GUTIERREZ

Boletín 103

MINERALIZACION TIPO SKARN Y VETAS
EPITERMALES EN LA REGION DE LA
CALDERA DE SAN CARLOS
NORESTE DE CHIHUAHUA

POR

JAMES PETER IMMITT



BIBLIOTECA



MEXICO, D. F.
1985 (1987)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

RECTOR

Dr. Jorge Carpizo

SECRETARIO GENERAL

Dr. José Narro-Robles

SECRETARIO GENERAL ACADEMICO

Lic. Abelardo Villegas

SECRETARIO GENERAL ADMINISTRATIVO

C.P. José Romo-Díaz

ABOGADO GENERAL

Lic. Manuel Barquín-Alvarez

COORDINADOR DE LA
INVESTIGACION CIENTIFICA
Dr. José Sarukhán-Kermez

INSTITUTO DE GEOLOGIA
Ciudad Universitaria
04510 México, D. F.

DIRECTOR

Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez

EDITORA

Magdalena Alcayde

CO-EDITORES CIENTIFICOS

Dr. Zoltan de Cserna Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez





DR © 1987 Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, México, D. F.

Impreso y hecho en México
DIRECCION GENERAL DE PUBLICACIONES

ISSN 0185-5530

CONTENIDO

	<i>Página</i>
RESUMEN	1
ABSTRACT	1
INTRODUCCIÓN	2
Objetivos y localización	2
Descripción general	8
Fisiografía	8
Clima	9
Vegetación	9
Vías de acceso	9
Métodos de trabajo en el campo	10
Información obtenida	10
Trabajos previos	11
Reconocimientos	11
ESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA	12
Introducción	12
Rocas Cretácicas (o pre-cretácicas)	14
Serie estéril no-reactiva (US)	14
Unidad de argiilita (USa)	14
Unidad inferior de conglomerado (USlc)	15
Unidad inferior de cuarcita (USlq)	15
Unidad superior de conglomerado (USuc)	16
Unidad de limolita (USus)	16
Secuencia calcárea	17
Unidad de caliza dolomítica (kd)	17
Caliza A (Ka)	18
Caliza B (Kb)	18
Caliza C (Kc)	18
Lutita (Ks)	19
Unidades terciarias	19
Toba y conglomerado (Tv)	19
Basalto (Th)	20
Toba tipo "ash-flow" #2	20
Riodacita Sierra Rica (Tsr)	21
Sedimentos cuaternarios	22
Gravas (Qg)	22
Aluvión (Qal)	22

	<i>Página</i>
Rocas intrusivas	22
Diquestrato de diorita (D)	22
Diques lamprofíricos (L)	23
Diquestrato de basalto	23
Granito Sierra Azul (Tg)	24
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	27
Introducción	27
Anticlinal Sierra Azul	27
Domo La Consolación	29
GEOLOGÍA ECONÓMICA	32
Introducción	32
Alteración y mineralización en el yacimiento tipo skarn de San Carlos	34
Introducción	34
Alteración metamórfica	34
Zona de diópsido	35
Zona de forsterita	36
Zona de tremolita	38
Zona de mármol	38
Resumen	38
Alteración metasomática y mineralización	41
Minerografía	42
Modelo evolutivo del yacimiento mineral de San Carlos: una síntesis	45
Vetas epitermales	52
Descripción de los prospectos de vetas epitermales	53
Prospecto 1	53
Prospecto 2	53
Prospecto 3	53
Prospecto 4	54
Prospecto 5	54
Prospecto 6	54
Investigación de las conclusiones fluidas	54
Comparación general con otros sistemas epitermales	57
Interpretaciones genéticas de sistemas epitermales en otras áreas	59
Génesis de las vetas epitermales de La Consolación	59
Potencial minero local	60
CONCLUSIONES	61
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63

ILUSTRACIONES

	<i>Página</i>
Contraportada - Fotografía LANDSAT de la región de la Caldera de San Carlos y mapa esquemático a la misma escala	ii
FIGURA 1. —Mapa de localización indicando las áreas en las cuales la Universidad de Texas ha realizado proyectos de investigación en el norte de Chihuahua	3
—— 2.—Mapa índice que indica la localización del área de estudio	4
—— 3.—Marco tectónico prevolcánico del área de estudio	5
—— 4.—Mapa estructural esquemático de la caldera y yacimientos minerales asociados	6
—— 5.—Comparación estratigráfica generalizada de las regiones del Big Bend y la Sierra Azul	13
—— 6.—Mapa esquemático del yacimiento de San Carlos	39
—— 7.—Contenido de Al_2O_3 y FeO en un cristal de granate zoneado. Análisis hecho con la sonda electrónica (<i>microprobe</i>)	40
—— 8.—Secuencia paragenética generalizada del depósito tipo skarn de San Carlos durante su ciclo metasomático	43
—— 9.—Secuencia paragenética generalizada de los prospectos de vetas epitermales	51
—— 10.—Datos de inclusiones fluidas de los prospectos de vetas epitermales ...	55

ILUSTRACIONES (continuación)

LÁMINA 1. —Geología del área de la Sierra Azul, noreste de Chihuahua	<i>en sobre</i>
—— 2.—Mapa geológico de reconocimiento del área del Domo La Consolación, noreste de Chihuahua	<i>en sobre</i>
—— 3.—Geología del área de la Mina de San Carlos, noreste de Chihuahua	<i>en sobre</i>
—— 4.—Fotografías de afloramientos típicos del área de la Sierra Azul	68
—— 5.—Fotografías de rasgos estructurales típicos del área	70
—— 6.—Fotomicrografías de las zonas de alteración metamórfica	72
—— 7.—Fotografías que muestran las texturas típicas del yacimiento mineral de San Carlos	74
—— 8.—Fotografías que muestran las características de las vetas epitermales ..	76

ILUSTRACIONES (continuación)

TABLA 1. —Producción y leyes de concentración de la Mina San Carlos (1942-1952)	30
—— 2.—Contenido metálico de muestras colectadas en el yacimiento mineral de San Carlos y los prospectos de vetas epitermales	31
—— 3.—Facies de alteración del depósito de San Carlos	33
—— 4.—Paragénesis mineral representativa y alcances de estabilidad de las zonas de alteración metamórfica de San Carlos	37
—— 5.—Control estratigráfico de las texturas y minerales del yacimiento de San Carlos	44
—— 6.—Concentración de metales traza en el Granito Sierra Azul y el diquestrato de diorita	48
—— 7.—Características de los prospectos de vetas epitermales	50

RESUMEN

El yacimiento de plomo-zinc-plata de tipo skarn de San Carlos y varios prospectos de vetas epitermales con mineralización de plomo-zinc-cobre-fluorita se localizan a lo largo de la margen de la Caldera de San Carlos cerca de Manuel Benavides (San Carlos) en el noreste de Chihuahua, México. El yacimiento de tipo skarn se localiza en la cresta de un anticlinal laramídico en la Sierra Azul. Este anticlinal fue intrusionado y levantado por un plutón granítico que se generó en íntima asociación con el desarrollo de la Caldera de San Carlos hace 31 Ma. La cartografía de detalle y la petrografía indican que los sedimentos del Cretácico Inferior, que consisten en caliza dolomítica y limolita calcárea, forman una zona bien definida de alteración alrededor del núcleo-intrusivo del Anticlinal Sierra Azul. Esta intrusión dio como resultado la formación de una aureola de metamorfismo progresivo formada por zonas de forsterita a diópsida cerca de la fuente de calor intrusiva que, al alejarse del intrusivo muestra gradación a zonas de tremolita y de carbonatos recristalizados. Dentro de la zona de forsterita la paragénesis calci-silicatada anterior a la mineralización fue reemplazada por una paragénesis de metasomatismo que consiste principalmente en magnetita, calcita, galena y esfalerita. La precipitación de los minerales de la mena se llevó a cabo a partir de la interacción de los fluidos hidrotermales con las rocas calcáreas encajonantes. La alteración retrógrada de la forsterita y diópsida en serpentina es la única indicación de las litologías metamórficas anteriores a la mineralización.

Los prospectos de vetas epitermales que ocurren hacia la margen noroccidental de la caldera se localizan principalmente a lo largo de fallas normales desarrolladas sobre la cresta del Domo La Consolación. Este domo se formó probablemente durante el emplazamiento de una intrusión periférica a la caldera, la cual se cree debe estar presente en el subsuelo. Las vetas ocurren dentro de lutitas y calizas arcillosas del Cretácico Inferior y en una unidad de riolitas alteradas hidrotermalmente de edad terciaria, la cual se originó a partir de las emisiones volcánicas de la caldera. La mineralización se originó por la circulación y enfriamiento de fluidos hidrotermales ricos en fluor y metales base. La información obtenida de las inclusiones fluidas indica una temperatura de 317 a 142°C y una salinidad de 5.7 a 2.8 de peso % equivalente de NaCl. Estos valores, por lo general, decrecen en los minerales de formación más tardía.

La mineralización en el área de San Carlos está íntimamente asociada en el tiempo y en el espacio al desarrollo de la Caldera de San Carlos. Esta mineralización probablemente estuvo controlada por la disponibilidad de calor y fluidos hidrotermales generados por la actividad ígnea de la caldera, así como por la movilidad de los fluidos a lo largo de las estructuras formadas por la caldera y por la presencia de horizontes "de reacción química" favorables.

ABSTRACT

The San Carlos Pb-Zn-Ag skarn deposit and several Pb-Zn-Cu-fluorite epithermal vein prospects are located along the boundary of the San Carlos caldera near Manuel

Benavides (San Carlos) in northeastern Chihuahua, Mexico. The skarn deposit is at the crest of a Laramide anticlinal fold in the Sierra Azul. The anticline was intruded and uplifted by a granitic pluton related to caldera development at 31 Ma B.P. Detailed mapping and petrography reveal that Lower Cretaceous dolomitic limestone and calcareous siltstone have been metamorphosed and metasomatized to form a well-defined zonal alteration pattern around the intrusive core of the fold. Prograde calc-silicate metamorphism resulted in a sequence, with increasing distance from the heat source, of forsterite or diopside, tremolite, and recrystallized carbonate zones. Within the forsterite zone the pre-mineralization calc-silicate assemblage has been replaced by a metasomatic assemblage consisting mainly of magnetite, calcite, galena, and sphalerite. Precipitation of ore minerals took place when acidic magmatic hydrothermal fluids interacted with the dominantly carbonate country rocks. Retrograde serpentine alteration of forsterite and diopside is the only indication of the pre-mineralization metamorphosed lithologies.

The epithermal vein prospects occur near the northwestern margin of the caldera mainly along normal faults near the apex of the La Consolación dome. This dome was probably formed during emplacement of another peripheral intrusion believed to be present at depth. Veins occur in malbleized Lower Cretaceous shale and argillaceous limestone and in a hydrothermally altered caldera-related Tertiary rhyodacite flow. Ore deposition resulted from circulation and cooling of metal- and fluorine-bearing hydrothermal fluids. Fluid inclusion data indicate a range in temperature from 317-142°C and in salinity from 5.7-2.8 equivalent weight percent NaCl, with both generally decreasing in younger minerals.

Mineralization in the San Carlos area is spatially, and may have been temporally associated with development of the San Carlos caldera. It may have been controlled by the availability of heat and hydrothermal fluid from caldera-related igneous activity, ease of fluid movement along caldera-related structures, and the presence of reactive host rocks.

INTRODUCCION

OBJETIVOS Y LOCALIZACION

Los doctores Fred McDowell y Stephen Clabaugh, de la Universidad de Texas en Austin, han supervisado numerosos trabajos de investigación sobre las rocas ígneas en la parte oriental de Chihuahua y en la Sierra Madre Occidental (Figura 1). Los objetivos de estos trabajos han sido establecer y definir la estratigrafía volcánica, estructura, geoquímica y geocronología de la extensa provincia terciaria de ignimbritas que cubre gran parte del occidente de México. Como parte de este programa de investigación, Chuchla (1981) y Gregory (1981) han estudiado las rocas ígneas que afloran en los alrededores de Manuel Benavides (San Carlos) en el noreste de Chihuahua (Figura 1). La cartografía se enfocó a detallar una gran estructura circular que se observa claramente en imágenes ERTS de satélite. Estos estudios han permitido delinear y definir la Caldera de San Carlos.

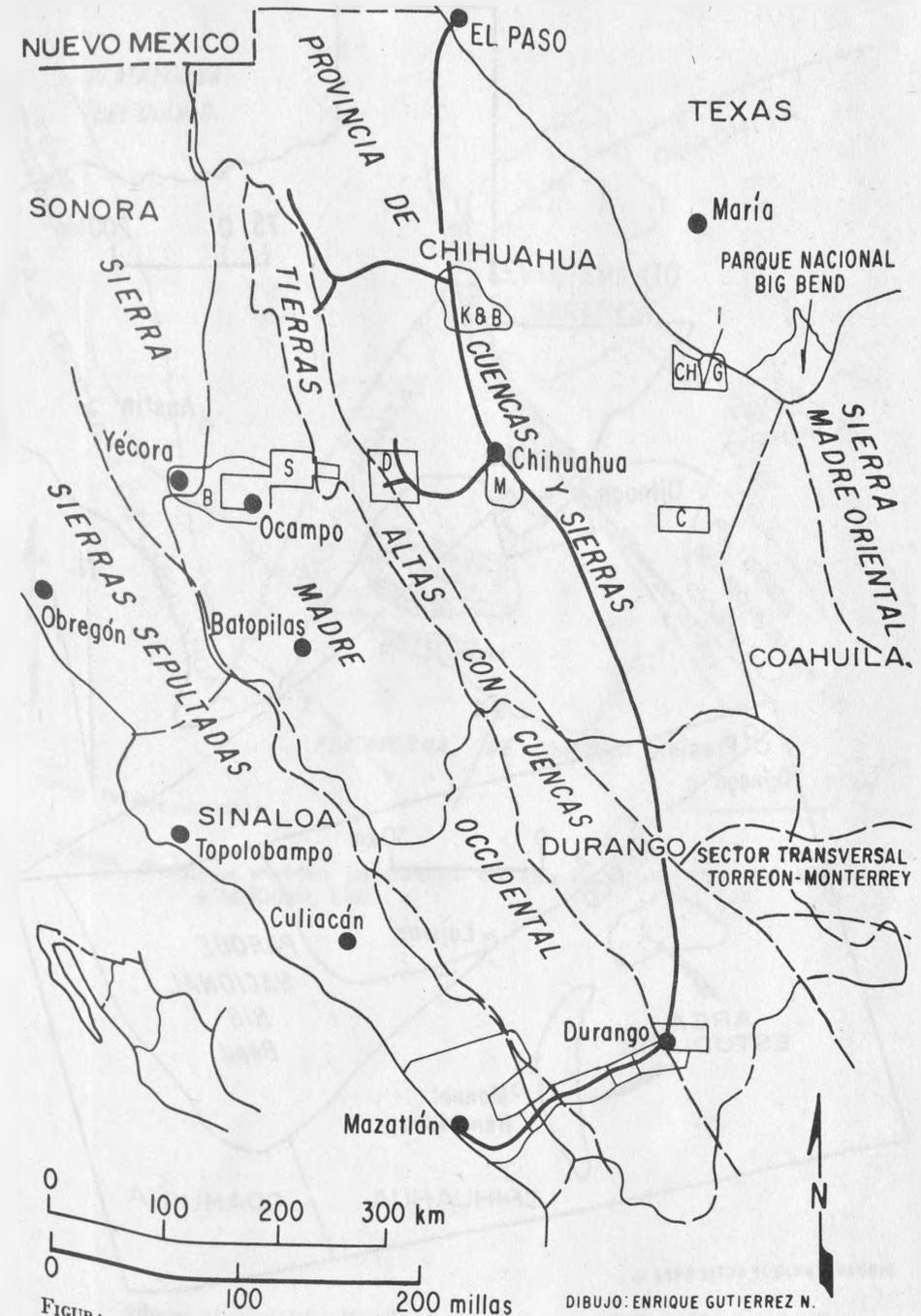
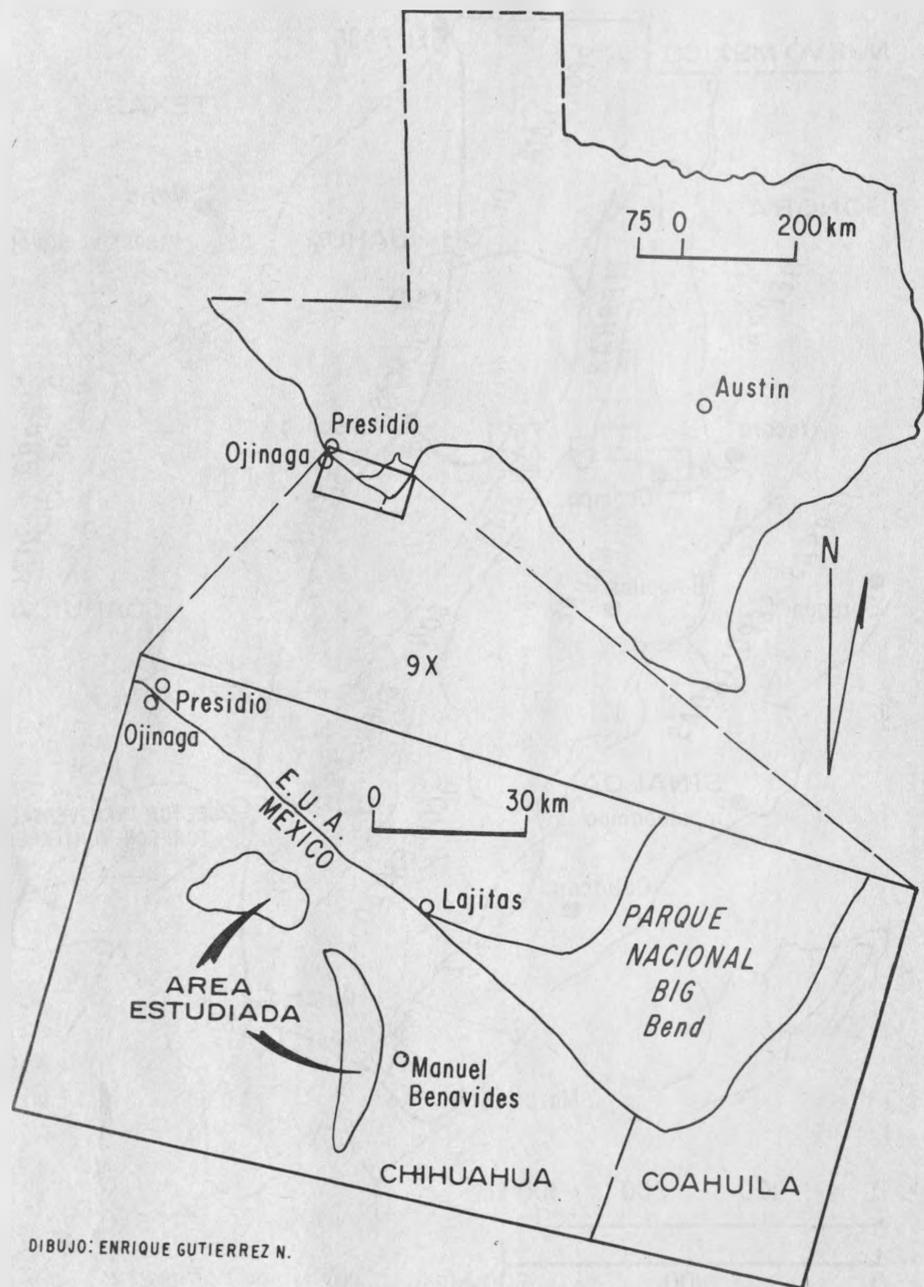
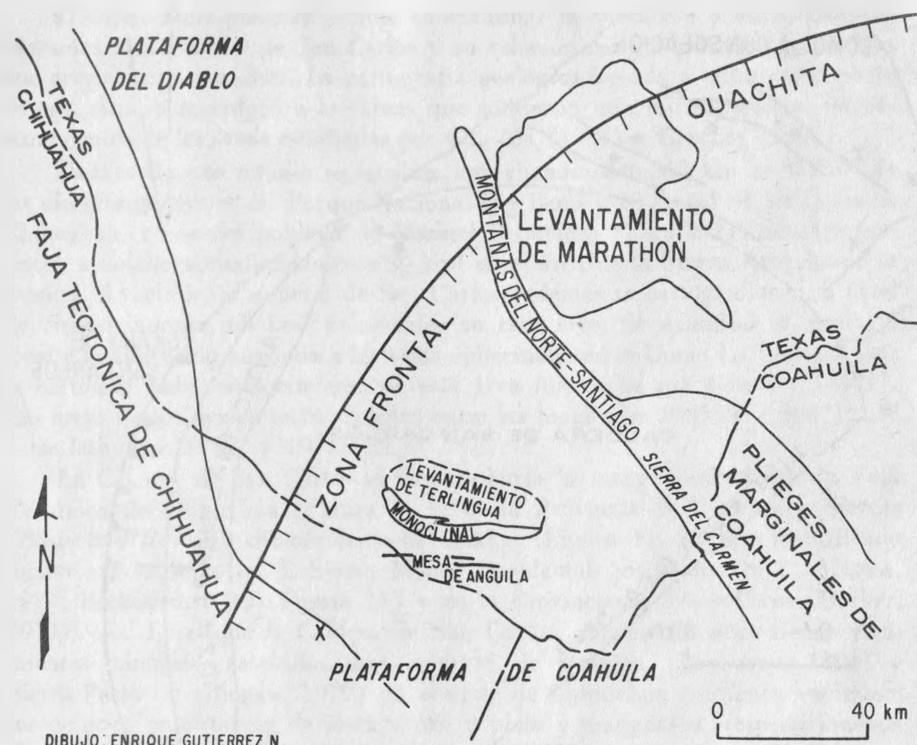


FIGURA 1.—Mapa de localización que muestra las áreas del norte de Chihuahua donde la Universidad de Texas ha realizado recientemente trabajos de investigación. (Chuchla, Ch; Gregory, G; Immitt (este estudio), I; Swanson, S; Duex, D; Megaw, M; Campbell, C; Keller y Bockoven, K & B; Bockoven, B; Modificado de Bockoven (1980) y Chuchla (1981).



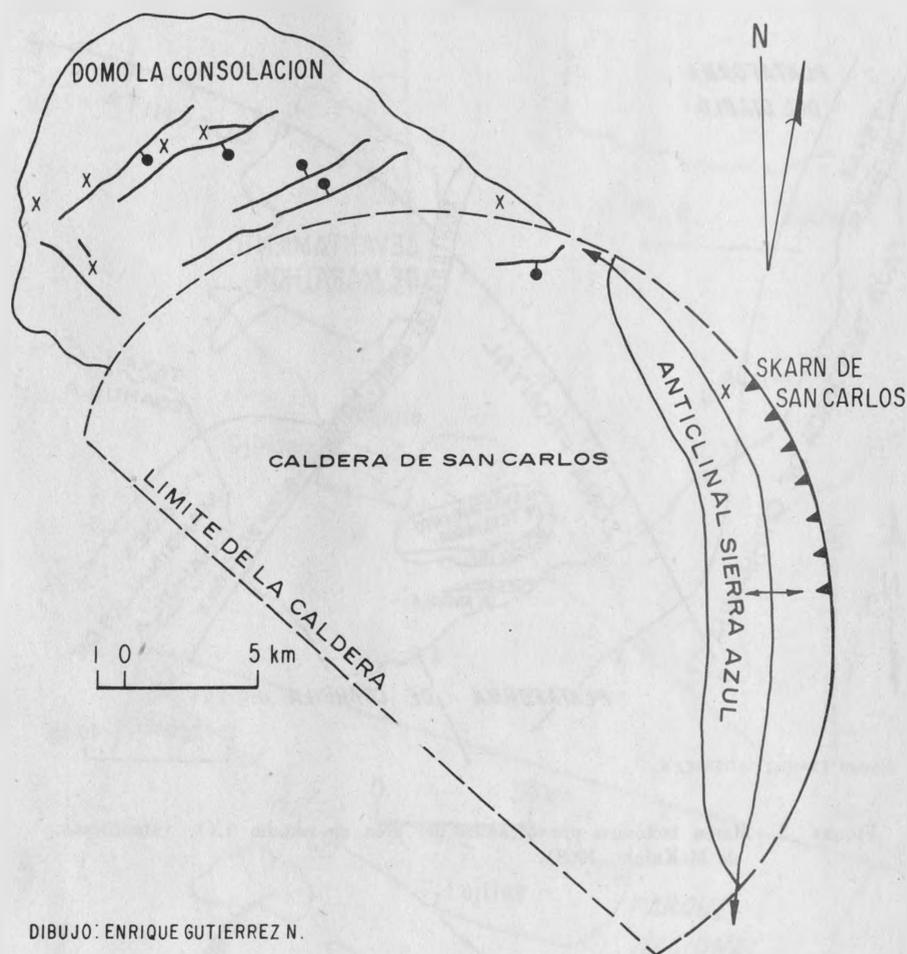
DIBUJO: ENRIQUE GUTIERREZ N.

FIGURA 2.—Mapa índice que indica la localización del área de estudio.



DIBUJO: ENRIQUE GUTIERREZ N.

FIGURA 3.—Marco tectónico pre-volcánico del área de estudio (X). (Modificado de McKnight, 1968).



DIBUJO: ENRIQUE GUTIERREZ N.

FIGURA 4.—Mapa estructural esquemático de la caldera y yacimientos minerales asociados (X).

El objetivo del presente estudio es examinar la alteración y mineralización asociadas a la Caldera de San Carlos y su relación con los procesos geológicos que originaron la caldera. La cartografía geológica llevada a cabo como parte de este estudio se enfocó a las áreas que contienen una mineralización importante dentro de las áreas estudiadas por Chuchla (1981) y Gregory (1981).

El área de este estudio se localiza aproximadamente 60 km al W-SW de las oficinas generales del Parque Nacional Big Bend y 40 km al SE de Ojinaga, Chihuahua, cerca del poblado de Manuel Benavides (Figura 2). Se cartografiaron a detalle aproximadamente 30 km² en el área de la Sierra Azul donde se localiza el yacimiento mineral de San Carlos; además se cartografiaron, a nivel de reconocimiento, 65 km² adicionales en esta área. Se examinó la geología local y la alteración asociada a las vetas epitermales en el Domo La Consolación; la cartografía de reconocimiento de esta área fue hecha por Chuchla (1981). Las áreas de los mapas están situadas entre las longitudes 103°55' y 104°12' W y las latitudes 29°00' y 29°13' N.

La Caldera de San Carlos se localiza hacia la margen oriental de la Faja Tectónica de Chihuahua (Figura 3), y de la Provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Ranges*) del occidente de México (Figura 1). Se han identificado numerosas calderas en la Sierra Madre Occidental [Swanson, 1977; Megaw, 1979; Bockoven, 1980 (Figura 1)] y en la Provincia de Trans-Pecos (Barker, 1979) y, al igual que la Caldera de San Carlos, muchas de éstas tienen yacimientos minerales asociados. Las calderas de Ocampo (Bockoven, 1980) y Sierra Pastorías (Megaw, 1979) en el oeste de Chihuahua contienen yacimientos de poca importancia de plata y oro y plata y manganeso, respectivamente. En la Provincia de Trans-Pecos Texas, las calderas de Chinati y Quitman contienen yacimientos de metales preciosos y de base, así como de fluorita (McAnulty, 1976). Se han extraído cantidades menores de plomo, zinc y plata de la mina Bonanza en la Caldera Quitman. El distrito Shafter, localizado en la margen suroriental de la Caldera Chinati, ha producido más de 870 millones de gramos de plata y aproximadamente 3,600 toneladas métricas de plomo. Actualmente la compañía Gold Fields Mining Co. está llevando a cabo exploraciones en este distrito. Se encuentran yacimientos menores de metales base y depósitos mayores de fluorita en el Valle Spar a lo largo de la margen oriental de la Caldera Eagle Mountains (McAnulty, 1976).

En el norte de Coahuila, donde se presentan intrusiones riolíticas (Kesler, 1977), se localizan depósitos mayores de fluorita y menores de plomo-zinc a lo largo de una zona orientada NW-SE. Varios millones de toneladas métricas de fluorita han sido producidos por este distrito (Kesler, *op. cit.*).

La Caldera de San Carlos contiene un yacimiento de plomo-zinc-plata-oro dentro del skarn (rico en hierro) de San Carlos; en el área del Domo La Consolación se encuentran varios prospectos de vetas epitermales de fluorita y metales base (Figura 4). Aproximadamente 1.5 millones de toneladas métricas de

mena de plomo-zinc-plata-oro han sido extraídos del skarn de San Carlos y cantidades menores de fluorita y metales base han sido explotadas de las vetas epitermales (ASARCO, informes privados, Oficina de Tucson, Arizona).

La mineralización de la Caldera de San Carlos, así como la de las calderas previamente mencionadas, se observan a lo largo de las estructuras formadas por la caldera, cerca de las intrusiones asociadas a ésta. A menudo las rocas piroclásticas y extrusivas producidas por la caldera constituyen la roca encajonante de esta mineralización. Esta relación aparente entre calderas y mineralización puede ser un criterio importante en la exploración de minerales.

DESCRIPCION GENERAL

La región está poco poblada y comunicada. La actividad económica se limita a pequeños ranchos ganaderos y agrícolas, que se localizan a lo largo del Río San Carlos, única corriente que lleva agua todo el año. Manuel Benavides, la población más importante del área, tiene entre 400 y 500 habitantes. La actividad minera del área en el pasado se llevó a cabo en pequeña escala en numerosos prospectos de óxidos de manganeso, fluorita, manganeso y metales base. El depósito de skarn de San Carlos fue explotado por ASARCO de 1942 a 1952.

FISIOGRAFIA

La Sierra Rica constituye el relieve topográfico más elevado (~ 2,400 m) de la región; la elevación más baja del área se localiza donde pasa el Río San Carlos en Manuel Benavides. El depósito de San Carlos se encuentra en la Sierra Azul, la cual domina el área del mapa con altitudes que sobrepasan los 1,500 m.

La Sierra Azul es un anticlinal orientado al NNW (Lámina 1), caracterizado por estratos resistentes, basculados e inclinados formando prominentes escarpes que han sido disectados por la red fluvial local, como el Río San Carlos que ha labrado un cañón con paredes verticales hasta de 220 m de altura. El Domo La Consolación es una estructura orientada al ENE (Lámina 2) formando un terreno menos escarpado como reflejo de su menor relieve estructural. Con excepción del Río San Carlos, que nace de un manantial, todas las corrientes locales son intermitentes. Los manantiales donde nace el río proporcionan agua con temperaturas de ~ 29°C y constituyen la fuente de agua potable para los habitantes de Manuel Benavides.

El paisaje es típico de las áreas desérticas de Chihuahua. Excelentes afloramientos de roca se hallan en las partes montañosas del terreno; las áreas

bajas y los cauces de los ríos y arroyos comúnmente están rellenos con arena, gravas y cantos, sin consolidación alguna.

CLIMA

La siguiente información sobre el clima del área fue tomada del trabajo de Maxwell y colaboradores (1967) en el área del Parque Nacional Big Bend de Texas, que se encuentra a sólo 25 km al noreste. La precipitación media anual es menor que 320 mm; sólo las partes más elevadas reciben un poco más. La principal época de lluvias corresponde a los meses de intenso calor durante el verano; las lluvias son de tipo torrencial por la tarde. La temperatura media en el verano comúnmente excede los 38°C. Las temperaturas bajo cero son comunes durante los meses de invierno. La temperatura media anual en el cercano Condado de Brewster, Texas es de 17°C.

El trabajo de campo se llevó a cabo durante los meses de septiembre a diciembre, para evitar las altas temperaturas y aguaceros torrenciales del verano. La precipitación pluvial en este período casi fue nula y las temperaturas variaron entre 39°C en septiembre y -3°C en diciembre.

VEGETACION

Al igual que el Desierto Chihuahuense, el área está escasamente cubierta por vegetación y los tipos de flora están fuertemente controlados por el relieve topográfico. En las partes bajas abundan la yuca, uña de gato, sotol, nopal, gobernadora, corona de espinas y cholla. Los mezquites, uña de gato y álamos crecen comúnmente a lo largo de los arroyos. En las pendientes formadas por calizas abundan peyote, ocototillo, lechuguilla, yuca y licopodios. Las coníferas constituyen la vegetación principal de las partes más elevadas.

VIAS DE ACCESO

Al área de estudio se puede llegar desde Ojinaga, Chihuahua, ubicada sobre la margen derecha del Río Bravo enfrente de Presidio, Texas, por la Carretera Núm. 3 que comunica a Ojinaga con Camargo, Chihuahua. El camino que comunica a Manuel Benavides, parte de dicha carretera, al oriente, unos 2 km desde la garita aduanal del Km 25 de la Carretera Núm. 3. Toma aproximadamente tres horas recorrer en vehículo los 85 km de distancia de este camino. Existe también un nuevo camino que principia en la estación de ferrocarril de Ojinaga con dirección hacia el oriente; al igual que el otro, toma aproximadamente tres horas llegar a Manuel Benavides.

Lo más recomendable para realizar estudios de campo en el área es un vehículo de doble-tracción. También es necesario hacer largos caminamientos para visitar ciertas áreas. Al Domo La Consolación se puede llegar dirigiéndose hacia el sur del camino principal, por una desviación que sale unos 4 km adelante del rancho Los Alamitos, en la cabecera del Cañón de la Parra. A la mina de San Carlos en la Sierra Azul se puede llegar por dos caminos. El primero parte hacia el sureste del camino de acceso principal unos 5 km al oeste del poblado de Manuel Benavides; es el antiguo camino a la mina y es bastante malo y peligroso, necesitándose de preferencia un vehículo de doble-tracción. La segunda ruta es más segura pero toma más tiempo. Se puede dirigir hacia el noroeste desde Manuel Benavides hasta la boca del Cañón Punta de Agua, a lo largo del río San Carlos. Después se caminan aproximadamente 7 km aguas arriba dentro del cañón para seguir a lo largo del arroyo que fluye hacia el SE de la mina. Este trayecto es el recomendable para llegar a esta parte del área de estudio.

MÉTODOS DE TRABAJO EN EL CAMPO

Se utilizaron los métodos convencionales descritos por Compton (1962). La cartografía fue hecha en mapas topográficos de DETENAL a escala 1:50,000 y con curvas de nivel cada 20 m; se cartografió también en ampliaciones de estos mapas a escalas de 1:20,000 (Láminas 1 y 2) y 1:2,000 (Lámina 3). Esta cartografía fue hecha con la ayuda de fotografías aéreas verticales (escala 1:65,000) publicadas por la misma dependencia.

INFORMACION OBTENIDA

Se cartografió en detalle un área de 30 km² que rodea al yacimiento de San Carlos, poniendo énfasis en las zonas de alteración asociadas al yacimiento (Láminas 1 y 3). Además, se cartografiaron 65 km² adicionales a manera de reconocimiento. Esta área incluye casi toda la Sierra Azul (Lámina 1), así como la geología local del área de las vetas epitermales del Domo La Consolación (Lámina 2). Se midieron tres secciones estratigráficas como reconocimiento para establecer los espesores de las unidades cartografiadas y se recolectaron más de 400 muestras superficiales de roca, principalmente para estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos. Se estudiaron 130 láminas delgadas y 28 secciones pulidas. Se obtuvo una edad de K-Ar en el laboratorio del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin. Se hicieron 11 análisis por elementos traza mediante la vía húmeda y 25 análisis por microsondas EDS. Además, se efectuaron unas 470 mediciones de tempe-

ratura de homogeneización y salinidad en inclusiones fluidas, obtenidas por el presente autor, utilizando las facilidades del mismo Departamento de Ciencias Geológicas.

TRABAJOS PREVIOS

El área fue visitada en 1887 por Newberry quien describió el hallazgo de los minerales y el potencial económico de la región, enfatizando el alto contenido de plata y galena en el skarn de San Carlos. En 1910, Caracristi examinó las obras mineras de extensión reducida de San Carlos y recomendó trabajos adicionales de desarrollo en el yacimiento. González-Reyna (1956) describió las características geográficas y geológicas del área de la mina, presentando leyes de concentración y cifras de producción, asignando una edad cretácica a los estratos de caliza y lutita del área. Clendenin (1945) hizo un reporte más detallado para la empresa Phelps Dodge Co., propietaria de la mina en ese tiempo. En 1966, Wolleben estudió la bioestratigrafía de las formaciones del Cretácico Superior del área de Ojinaga-Presidio y en 1968 y 1970, McKnight describió la geología de las Montañas Bofecillos del occidente de Texas. Hewitt (1970) publicó observaciones de campo y estudios petrográficos con base en los trabajos que se hicieron cuando la mina de San Carlos estaba en operación en los años cuarenta. En 1972 Chacón describió la estratigrafía cretácica del área de la mina de San Carlos, correlacionando la secuencia con la del Parque Nacional Big Bend de Texas y discutiendo además la mineralización por reemplazamiento en las capas de caliza en el depósito de skarn de San Carlos.

La estratigrafía volcánica, estructura y geocronología de la región han sido estudiadas recientemente por Chuchla (1981) y Gregory (1981), estudiantes de postgrado de la Universidad de Texas en Austin.

RECONOCIMIENTOS

Los Dres. C. Henry y F. W. McDowell introdujeron al presente autor al área de estudio, mientras que los Dres. J. R. Kyle, D. Barker y F. W. McDowell supervisaron el desarrollo del estudio y revisaron críticamente varias versiones del presente texto. Fungieron como compañeros en los trabajos de campo R. Chuchla y J. Gregory, mientras que K. Hoops ejecutó los análisis químicos de muestras recolectadas y R. Morales preparó las muestras para su estudio petrográfico y mineralográfico.

Los gastos de la presente investigación fueron sufragados mediante fondos proporcionados por el Departamento de Ciencias Geológicas y por la Fundación Geológica, ambos de la Universidad de Texas en Austin, por la Sociedad

Sigma XI y por la subvención EAR 78-13647 otorgada al Dr. F. W. McDowell por la National Science Foundation.

El autor agradece a la empresa ASARCO y al Dr. F. Graybeale por haberle facilitado el acceso a los archivos de la mina de San Carlos en Tucson, Arizona, y al Ing. F. E. de la Fuente, del Consejo de Recursos Minerales, por el uso de un vehículo de campo.

Finalmente, se agradece al Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México la publicación de los resultados de esta investigación, dentro del marco de colaboración que desde hace años está en vigencia con el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Texas en Austin.

ESTRATIGRAFIA Y PETROGRAFIA

INTRODUCCION

En el Anticlinal Sierra Azul afloran más de 2,150 m de rocas sedimentarias del Cretácico. Chacón (1972) correlacionó la sección de la Sierra Azul con la secuencia cretácica del Parque Nacional Big Bend, que fue definida por Maxwell y colaboradores (1967). Sin embargo, los espesores reportados por Chacón (1972) difieren notablemente de los obtenidos en el presente estudio y de los medidos por Bruce White (comunicación personal). Chacón (1972) obtuvo un espesor promedio de aproximadamente 1,000 m y correlacionó los estratos de la Sierra Azul con los del Cretácico Inferior del área de Big Bend. El potente espesor medido en este estudio sugiere que esta sección contiene en su parte basal en el núcleo del anticlinal (K. Young, comunicación oral, 1981) rocas sedimentarias probablemente más antiguas que el Cretácico. La Figura 5 es una sección estratigráfica generalizada comparando la secuencia de la Sierra Azul con la del Parque Nacional Big Bend. Este potente espesor tal vez se deba a que el área de estudio se localizaba sobre la margen de la cuenca de Chihuahua antes de la Deformación Laramide, mientras que el depocentro de la región del Big Bend en la Plataforma de Coahuila (Figura 3).

Las unidades sedimentarias que afloran en el área del Domo La Consolación corresponden a la parte superior de la secuencia que aflora en la Sierra Azul, específicamente las unidades K_c y K_a. El domo no fue levantado al mismo nivel estructural que el Anticlinal Sierra Azul, por lo que la erosión no ha denudado una parte importante de esta sección de rocas sedimentarias.

Muchas de estas unidades han sido afectadas por metasomatismo y metamorfismo de contacto. Estos procesos y sus efectos sobre las rocas sedimentarias originales serán tratados exhaustivamente en una sección más adelante de este estudio.

Las rocas volcánicas del Terciario se presentan como pequeños remanentes

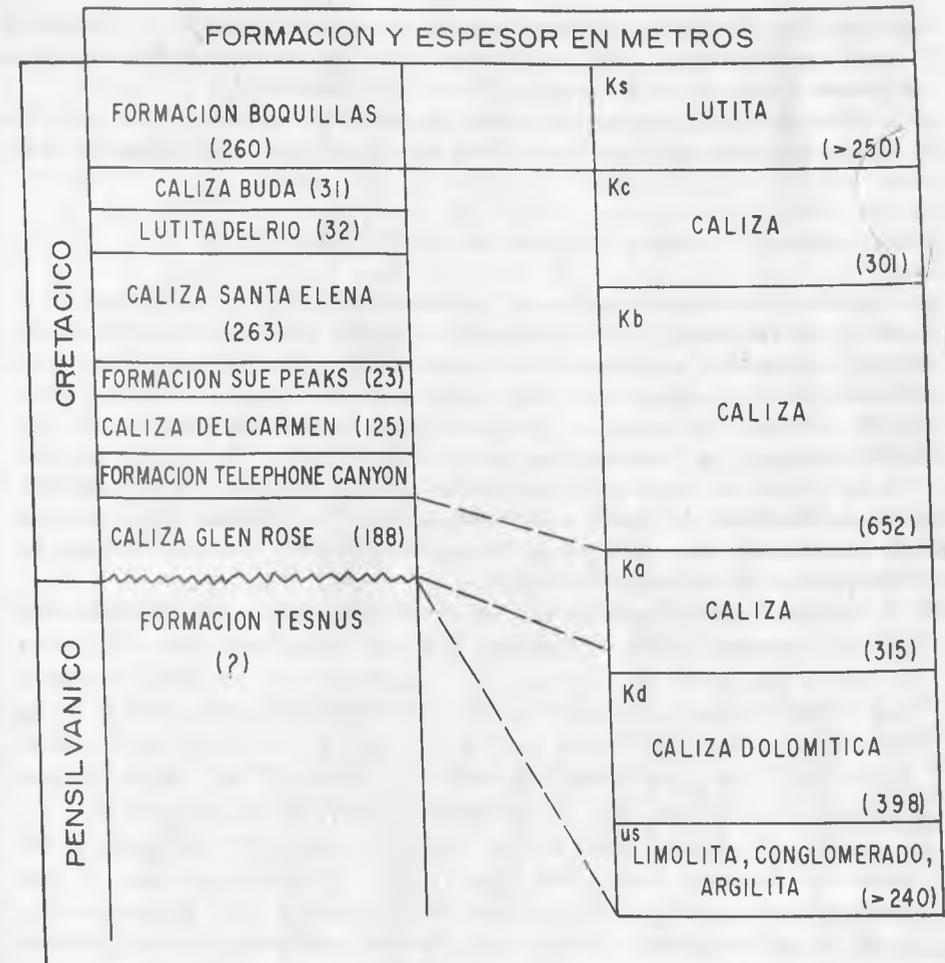


FIGURA 5.—Comparación generalizada de la estratigrafía de la región del Big Bend (izq.) y la Sierra Azul (der.). Las divisiones K_d, K_a, K_b y K_c en la sección de la Sierra Azul fueron hechas arbitrariamente para fines prácticos del mapeo. Las columnas no están dibujadas a escala. Nótese el gran espesor de la sección de la Sierra Azul comparado con el de Big Bend. La secuencia estratigráfica del Big Bend tomada de Maxwell y colaboradores (1967).

de erosión sobreyaciendo a los estratos sedimentarios del Cretácico y forman un cuello volcánico en el Domo La Consolación. Una intrusión terciaria se encuentra emplazada en el núcleo del Anticlinal Sierra Azul.

Los aluviones cuaternarios cubren los lechos de los ríos y arroyos y las gravas cuaternarias generalmente las partes topográficas más bajas del área.

ROCAS CRETACICAS (O PRE-CRETACICAS)

Serie estéril no-reactiva.—Las unidades más antiguas que afloran en el núcleo del Anticlinal Sierra Azul fueron agrupadas en la serie estéril no reactiva con respecto a su susceptibilidad a reacciones químicas con las soluciones hidrotermales. El alto contenido de cuarzo de muchos de estos sedimentos detríticos minimizó las reacciones químicas con las soluciones hidrotermales que dieron origen a la formación del yacimiento de skarn de San Carlos. La edad de estas rocas es desconocida pero probablemente corresponda a la parte inferior del Cretácico (K. Young, comunicación oral). Sin embargo, la unidad basal de argilitas de esta serie podría ser equivalente a la Formación Tesnus del Pensilvánico del occidente de Texas.

La serie estéril no-reactiva ha sido subdividida en una parte inferior y otra superior, separadas por un diquestrato de diorita. La parte inferior consiste en la base de una unidad de argilita (USa) seguida por una unidad de conglomerado (USlc) en la parte media y de una unidad de cuarcita (USlc) en la cima. La parte superior de esta serie se compone de una unidad de conglomerado (USuc) a la que sobreyace una unidad de limolita (USus). Las estructuras sedimentarias originales han sido borradas en parte por el metamorfismo.

Estas rocas sedimentarias afloran solamente en la parte septentrional del núcleo del Anticlinal Sierra Azul, principalmente entre el yacimiento de San Carlos, al norte, y el Río San Carlos al sur (Láminas 1 y 3). El área corresponde al nivel estructural más bajo que aflora en toda la región de la Caldera de San Carlos.

Unidad de argilita (USa).—Esta unidad tiene un espesor mínimo de 95 m. Su base no aflora por estar intrusionada por el granito Sierra Azul. Al intemperizarse presenta colores verde-olivo a café oscuro y amarillo a café claro en fresco. Posee fracturamiento sin orientación preferencial alguna; las fracturas a menudo presentan costras de óxidos de hierro. La estratificación original comúnmente está oscurecida por el metamorfismo, pero algunas veces se define como un bandeamiento que se presenta localmente. La unidad es poco competente a la erosión y comúnmente está cubierta por aluvión y depósitos de talud.

Aproximadamente el 70% de la roca está formada por granos subangulares de cuarzo con cantidades menores de feldspatos de hasta 0.4 mm de longitud.

El resto está formado por biotita y hornblenda metamórficas en proporciones aproximadamente iguales junto con cantidades menores de hematita.

Cerca del contacto intrusivo con el granito de Sierra Azul, esta unidad ha sido metamorfoseada a un esquisto de cuarzo-sericita-clorita. Las diferencias en la composición original de los estratos de la roca sedimentaria produjeron el desarrollo de un bandeamiento metamórfico definido por capas ricas en cuarzo con cantidades menores de sericita, alternando con capas donde ocurre lo contrario. Estos dos minerales se encuentran en proporciones aproximadamente iguales y constituyen más o menos el 97% de la roca. Los granos de cuarzo son anhedrales y varían en tamaño entre 0.03 y 0.5 mm y los cristales más grandes de sericita tienen 0.2 mm de longitud. Las cantidades menores de clorita se presentan como agregados fibrosos, alcanzando hasta 0.3 mm de longitud. También existen trazas de turmalina de color café a verde azulado (chorlo) que forman granos ovalados poiquiloblásticos de hasta 3 mm de longitud a lo largo de su eje mayor, el cual es paralelo al bandeamiento. También se observaron trazas de hematita como cristales anhedrales de 0.1 mm.

Unidad inferior de conglomerado (USlc).—Esta unidad tiene un espesor que varía entre 11 y 36 m y algunas veces forma pequeños acantilados como en el lecho del Río San Carlos. Al intemperizarse presenta colores amarillentos a grises, mientras que la roca fresca es de amarilla a blanca. A lo largo de las superficies de fracturamiento existen películas de óxido de manganeso de forma dentrítica.

El conglomerado está compuesto casi por completo por fragmentos de cuarzo y pedernal con una distribución de tamaño bimodal. Los fragmentos más grandes son pedernal blanco y negro de forma subangular a subredondeada. El tamaño de los fragmentos varía de 1 a 10 cm y éstos forman aproximadamente del 50 al 60% de la roca. Algunos tal vez provengan de las Formaciones Caballos y Maravillas del Cámbrico-Misisípico (K. Young, 1981, comunicación personal; McBride, 1969; McBride y Thomson, 1969).

La matriz de grano fino consiste en granos subangulares de cuarzo blanco de hasta 0.25 cm de diámetro y cemento microcristalino de cuarzo. También hay trazas de calcita y piritita. La mayor parte de la matriz y los fragmentos de pedernal presentan recristalización que forma un mosaico equidimensional de granos de cuarzo de aproximadamente 0.13 mm de diámetro.

Unidad inferior de cuarcita (USlc).—Esta unidad alcanza espesores hasta de 16 m pero puede estar localmente ausente. Los afloramientos son masivos y de color blanco y relativamente son bastante resistentes a la erosión. Algunas veces forma pequeñas prominencias de hasta 3 m de altura (Lámina 4A).

La roca se compone aproximadamente de 90% de granos de cuarzo anhedral con bordes muy irregulares y suturados. El tamaño de los granos varía de 0.02 a 0.5 mm. La sericita (~10%) se presenta intersticialmente entre los granos de cuarzo como parches irregulares de forma alargada; algunas veces con-

tiene muscovita hasta de 0.2 mm. Se presentan trazas de calcita euhedral rellenando las fracturas.

Unidad superior de conglomerado (USuc).—El espesor de esta unidad varía entre 0 y 25 m. Su contacto superior es gradual y transicional con la unidad de limolita, mientras que el inferior es brusco y muy marcado con la unidad de cuarcita subyacente. Al intemperismo este conglomerado es de color gris claro a verde; la roca fresca presenta colores blanco grisáceo a verde claro. Se compone de fragmentos sub-angulares de cuarzo lechoso (de veta ?) en tamaños de 0.5 a 3 cm, en una matriz formada por granos subangulares de cuarzo, diópsido y cemento de cuarzo recristalizado. Los fragmentos constituyen entre 40 y 70% de la roca. Muchos de ellos están recristalizados, formando mosaicos de cuarzo equidimensional de hasta 0.13 mm de tamaño. La matriz consiste principalmente en 40 a 60% de granos subangulares de cuarzo variando entre 0.15 y 0.35 mm de tamaño; el resto de la matriz es de composición variable. Algunas veces está formada por cemento de cuarzo que ha sido recristalizado a un mosaico equidimensional de granos de cuarzo de hasta 0.08 mm de tamaño. Más a menudo es una mezcla de cuarzo y diópsido, que se presenta como granos subhedrales equidimensionales de hasta 0.6 mm de tamaño, o como fibras anhedrales de hasta 1.3 mm de longitud. El diópsido representa el mineral metamórfico equivalente de los constituyentes arcillosos y de la dolomita presentes en la matriz original. Este mineral metamórfico constituye hasta un 40% de la roca, dándole un color verde claro característico.

Unidad de limolita (USus).—Esta unidad presenta espesores de 49 a 79 m, en estratos de 0.1 a 0.4 m de espesor. Generalmente los afloramientos son de color verde claro a gris pardusco y resistentes a la erosión, formando a menudo pequeños escarpes de pendiente pronunciada. El intemperismo a lo largo de los planos de estratificación produce un aspecto escalonado en los afloramientos. Debido a su fragilidad e intenso fracturamiento de tipo concoidal, la unidad frecuentemente presenta depósitos de talud formados por granos y matenas de bordes filosos.

El estudio de nueve secciones delgadas, que presenta las características petrográficas de esta unidad, se resume a continuación: 35 a 75% de granos subangulares a subredondeados de cuarzo que varían en tamaño entre 0.02 a 0.5 mm; 20 a 60% de una matriz microcristalina de grano fino, con granos individuales de hasta 0.02 mm de espesor, la cual puede estar formada únicamente por cuarzo pero usualmente es una mezcla de cuarzo, diópsido, tremolita, y cantidades menores de idocrasa; 5% de fragmentos angulares de rocas volcánicas, y trazas de calcita, clorita, epidota y magnetita. Es probable que los minerales metamórficos producidos a partir de la arcilla original, presente en la matriz, sean diópsido, tremolita, clorita, epidota e idocrasa. Los procesos de mineralización y alteración metasomática han afectado a esta unidad en los alrededores del yacimiento de San Carlos.

SECUENCIA CALCAREA

Sobreyaciendo a la serie estéril no-reactiva descrita en los párrafos anteriores, existe una secuencia calcárea. La descripción estratigráfica detallada de estas unidades puede consultarse en los trabajos de Chacón (1972).

Unidad de caliza dolomítica (Kd).—Esta unidad tiene un espesor promedio de 398 m y se compone principalmente de caliza dolomítica con esporádicos estratos de lutita y cuarcita. Los estratos dolomíticos son de color gris y al intemperizarse son cafés a pardos. Las cuarcitas presentan colores similares. Las lutitas son de color gris oscuro, tanto en estado fresco como intemperizado. Esta secuencia ha sido metamorfoseada o recristalizada casi en su totalidad, produciendo corneanas de forsterita-diópsido-tremolita y mármoles bandeados de calcita y dolomita. El espesor promedio de las capas es de 1 m. Los fósiles más comunes son foraminíferos, pelecípodos, crinoides, gasterópodos, briozoarios y amonoides.

Está presente un horizonte de brecha a 253 m arriba de la base de esta unidad. En algunas localidades este horizonte está ausente, pero generalmente puede ser seguido casi completamente alrededor del Anticlinal Sierra Azul. El espesor promedio del horizonte es de 4 m y se compone de bloques angulares de mármol en una matriz cristalina de grano grueso de calcita, hematita botroidal y óxido de manganeso (Lámina 4B). El tamaño de los bloques varía desde algunos centímetros hasta algunos metros. La estratificación original a menudo puede ser trazada lateralmente, ya que algunos de los bloques no han sido desplazados considerablemente; existen, sin embargo, casos opuestos en los cuales los bloques presentan distribución y orientación caóticas. Se han desarrollado algunos prospectos mineros de óxido de manganeso en este horizonte de brecha.

Este horizonte puede representar un período de emersión subaérea y no se cree que esté relacionado con el origen del skarn. El yacimiento mineral de San Carlos está emplazado en la porción inferior a basal de la unidad de caliza dolomítica, varios cientos de metros estratigráficamente debajo del horizonte de brecha.

Debido a que los mármoles dolomíticos han sido afectados por metamorfismo térmico, es difícil dilucidar la naturaleza exacta de la roca sedimentaria original. No obstante, se piensa que la caliza original fue de tipo silíceo a dolomítico. El teñido de varias secciones delgadas con alizarina roja-S indica la presencia de restos de dolomita en estas rocas metamórficas; sin embargo, la calcita es el carbonato más abundante. También hay pequeñas cantidades de calcedonia.

En la cima de esta unidad existe un cuerpo fácilmente cartografiable, compuesto de cuarcita impura con un característico aspecto oxidado al intemperizar. Las muestras frescas son de color gris claro. Esta roca está formada de granos

detríticos subangulares de cuarzo recristalizado con tamaños entre 0.1 y 0.5 mm. El 10% restante está formado por cemento de calcita con trazas de fragmentos de rocas volcánicas, plagioclasa y magnetita.

Caliza A (Ka).—Esta unidad tiene un espesor promedio de 315 m y consiste en una secuencia de calizas en estratos delgados y gruesos, formando una serie alternante de ciclos de aproximadamente 7 m. Los estratos gruesos son de 1 m de espesor a masivos; estos estratos, tanto en afloramientos frescos como intemperizados son de color gris. Los estratos delgados presentan espesores desde algunos centímetros hasta 0.2 m, son arcillosos y lajeados de colores muy variables, pero en las superficies intemperizadas gris amarillentos. Los fósiles más comunes de estas calizas son foraminíferos y pelecípodos.

La parte basal de esta unidad algunas veces muestra efectos de metamorfismo térmico, ya que en parte está marmorizada (recristalización de calcita). En la cima existe una capa fosilífera compuesta en un 70% por foraminíferos.

Caliza B (Kb).—La caliza B tiene un espesor promedio de 652 m y consiste en una alternancia de calizas en capas delgadas y gruesas. Las capas delgadas son lajeadas y arcillosas, presentando un color gris claro al intemperismo y un color grisáceo rojizo en las superficies frescas. El espesor de estas capas varía de 1 a 20 cm. La roca fresca de las capas gruesas es de color gris rojizo y café claro, ligeramente anaranjado, al intemperizarse. Su espesor varía de 0.5 a 1.5 m. La alternancia de capas delgadas y gruesas se presenta en intervalos cíclicos cada 5 a 6 m. Las capas gruesas cercanas a la cima de la unidad tienen nódulos de pedernal de hasta 10 cm de longitud. Los fósiles son relativamente escasos pero diversos e incluyen pelecípodos (rudistas), foraminíferos, braquiópodos, ostrácodos, crinoides y hexacorales. Algunas capas de la parte superior de esta unidad están compuestas hasta en un 70% por pelecípodos y foraminíferos. La cima de la unidad está formada por una secuencia de 4 m de espesor, compuesta de una caliza arcillosa en estratos delgados que intemperiza a colores café claro y de color rojizo a anaranjado en las superficies frescas. Contiene hasta un 60% de foraminíferos y gasterópodos.

Caliza C (Kc).—La caliza C tiene como espesor promedio 301 m y puede subdividirse en dos partes. La parte inferior consiste principalmente en una caliza gris clara en capas delgadas a medianas, que algunas veces son arcillosas. El espesor de estas capas varía de algunos centímetros a 0.4 m. Las superficies intemperizadas comúnmente son de color gris claro, conteniendo nódulos resistentes de pedernal de color café claro. La parte superior se compone de una caliza densa, masiva y frágil, que forma escarpes, con algunas de sus capas alcanzando espesores de hasta 25 m. Las superficies frescas de esta unidad son de color gris pardusco, mientras que las intemperizadas son de color café claro a naranja claro.

Los fósiles son comunes en ambas partes de la unidad, pero especialmente

se presentan en la parte superior más masiva. Se observaron pelecípodos, gasterópodos y foraminíferos.

Lutita (Ks).—Esta unidad tiene un espesor mínimo de 250 m. La parte superior está cubierta por rocas volcánicas del Terciario y sedimentos del Cuaternario, especialmente a lo largo del flanco oriental de la Sierra Azul. La unidad consiste en calizas limosas y arcillosas, lutitas calcáreas, limolitas y lutitas. En el área del Domo La Consolación esta unidad es altamente carbonosa, de tal modo que algo de carbón ha sido explotado en su flanco occidental. Las calizas limosas varían en espesor de 4 a 13 cm, pero ocasionalmente se presentan capas de 40 cm. Las capas arcillosas no afloran claramente debido a que se erosionan muy fácilmente, especialmente cuando la inclinación de las capas es muy pronunciada, dando como resultado que las capas resistentes de calizas sobresalgan en el terreno.

El color de las lutitas y calizas al intemperismo es gris claro amarillento. El color de las rocas frescas es gris azulado. Las lutitas y capas carbonosas son de color gris oscuro a negro. Las calizas limosas a menudo tienen un olor fétido. Los fósiles más comunes en esta unidad son los pelecípodos y amonitas.

UNIDADES TERCIARIAS

Toba y conglomerado (Tv).—Existen pequeños afloramientos de una toba alterada que cubre un conglomerado formado por cantos de caliza, que se localiza en una fosa tectónica ubicada sobre el flanco nororiental de la Sierra Azul (Lámina 1). Este conglomerado también aflora en los alrededores del cuello volcánico de la parte central del Domo La Consolación (Lámina 2, unidad Tc).

En el área de la Sierra Azul este conglomerado tiene 4 m de espesor. No fue medido su espesor en el área del Domo La Consolación. Esta roca está compuesta por cantos bien redondeados y escasos bloques redondeados de caliza gris, cuarcita café claro, basalto gris a verde oscuro, tobas (derrames cineríticos) café rojizas, areniscas café amarillentas y escasos fragmentos de conglomerado de grano fino. La matriz está compuesta por arenisca calcárea de grano grueso y a menudo tiene un teñido hematítico de color rojo pardusco.

La toba de tipo derrame cinerítico que subyace a este conglomerado, en el área de la Sierra Azul es de color amarillento en superficies frescas y café en intemperizadas. Tiene un espesor aproximado de 3 m y está compuesta por fenocristales equidimensionales de feldespato, fragmentos de basalto y vidrio desvitrificado con fragmentos de pómez en una matriz vesicular débilmente piroconsolidada.

Este conglomerado es muy similar al descrito por Chuchla (1981) en la localidad Puerto El Cariño. "la cual ocupa la misma posición estratigráfica

que el Conglomerado Jeff en la base de la sección terciaria del oeste de Texas y que ha sido descrito por Eifler (1951) y McKnight (1968, 1970)". Se cree que su depósito se verificó a lo largo de un drenaje desarrollado sobre una superficie de pie de monte con pendientes suaves.

Basalto (Tb).—En el área de la Cañada El Gringo, aproximadamente 1 km al este-noreste del yacimiento de San Carlos, existen pequeños afloramientos de basalto (Láminas 1 y 3), que probablemente sean testigos de erosión de lo que fue originalmente una unidad con amplia distribución. Esta unidad cubre discordantemente a calizas del Cretácico y está parcialmente cubierta por gravas del Cuaternario. El espesor máximo que aflora es de 3 m.

El basalto intemperizado es de color negro, café rojizo, café verdoso a amarillento, mientras que la roca fresca es gris oscura a negro pardusco. Presenta vesículas rellenas de calcita y algunas veces es de tipo porfídico con cristales claros tabulares de plagioclasa contenidos en una matriz afanítica de color oscuro. Esta unidad es muy deleznable y a menudo presenta exfoliación concéntrica.

En promedio, su composición mineralógica consiste en 10 a 15% de fenocristales de plagioclasa de forma subhedral de 0.4 a 6 mm de longitud, 5% de pseudomorfos de iddingsita (por alternación de olivino) con tamaños que varían entre 0.1 y 1.2 mm, en una matriz (80-85%) compuesta por microlitos de plagioclasa, la cual en sección delgada presenta una textura traquítica. El tamaño de los microlitos varía entre 0.1 y 0.9 mm. Todos los cristales de plagioclasa muestran maclas bien desarrolladas de tipo Carlsbad y albita y están ligeramente alterados a sericita a lo largo de fracturas. Los fenocristales a menudo están muy fracturados y rellenos de óxidos de hierro. También existen en la matriz pequeños agregados de calcita de hasta 1 mm de diámetro. Dentro de la matriz se presenta en cantidades pequeñas cristales anhedral de clinopiroxeno (augita ?) de 0.05 a 0.6 mm, comúnmente asociados a clorita. La magnetita se presenta hasta en un 8% dentro de la matriz en cristales octahedrales o como masas anhedral que varían entre 0.03 y 1.7 mm de tamaño. También existen trazas de piritita como masas anhedral que varían entre 0.06 y 0.8 mm de tamaño.

La composición de este basalto es diferente a la de otros descritos del área (Chuchla, 1981). El único basalto de olivino es el dique de la Sierra El Cariño que se localiza aproximadamente a 5 km al noreste del Domo La Consolación; este dique, sin embargo, contiene un 40% de clinopiroxeno (Chuchla, 1981).

Toba (tipo ash-flow) #2 (no-cartografiada en el mapa).—Un afloramiento de esta toba se localiza en el área de la Cañada El Gringo cerca de los afloramientos de basalto que se encuentran dentro del área de las gravas cuaternarias que se muestran en la Lámina 1. Este único afloramiento cubre un área de sólo 10 m² por lo que no se muestra en el mapa. Se identificaron cantos

rodados de esta toba unos 1.5 a 2 km al noroeste del yacimiento de San Carlos en las gravas fluviales.

El color de intemperismo de esta toba es café claro a gris, mientras que el de la roca fresca es gris violáceo. Tiene una textura porfídica y está compuesta por abundantes fenocristales subredondeados de feldespato potásico de color blanco y por cantidades menores de fenocristales de cuarzo en una matriz afanítica. Los fenocristales forman un 50% de esta roca.

Las observaciones hechas al microscopio revelaron que los feldespatos potásicos son anortoclasa y sanidino en cantidades aproximadamente iguales y se presentan como fenocristales redondeados a subredondeados o glomero-cristales en tamaños de 0.2 a 6 mm, formando un 40% de la roca. Ambos feldespatos se encuentran muy fracturados y alterados a sericita a lo largo de las fracturas. Muchos de los cristales de sanidino presentan maclas de tipo Carlsbad.

Los fenocristales de cuarzo forman un 10% de la roca y se presentan como cristales de 0.2 a 2.8 mm, con formas subredondeadas y golfos de corrosión; estos últimos así como algunas partes interiores de reabsorción comúnmente están rellenos de vidrio desvitrificado.

Existen también en menor proporción anfíboles "corroídos" de color verde pálido a café oscuro y circones euhedrales, así como trazas de magnetita-hematita.

La matriz presenta intensa desvitrificación formada por un intercrecimiento de cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa (?), pero no presenta estructura fluidal.

Esta toba es muy similar en apariencia, mineralogía y proporciones de matriz-fenocristales a la toba San Carlos descrita por Chuchla (1981). Los afloramientos principales de esta unidad se observan en la Sierra Rica y la Sierra El Mulato al sur y noreste del Domo La Consolación, respectivamente. Esta es la toba de tipo derrame cinerítico más voluminosa que fue emitida por la Caldera de San Carlos (Chuchla, 1981).

Riodacita Sierra Rica (Tsr).—Chuchla (1981) cartografió con este nombre a los afloramientos que forman el cuello volcánico del Domo La Consolación y a los derrames de aglomerado que afloran cerca del Rancho La Damiana al oriente del domo. Esta unidad es muy voluminosa, teniendo una distribución amplia en la región de la Caldera de San Carlos (Chuchla, 1981; Gregory, 1981).

La riodacita es un pórfido de feldespatos que presenta colores amarillentos a negro pardusco, dependiendo de su grado de oxidación. Típicamente presenta una estructura fluidal bien desarrollada a nivel de afloramiento.

Se cree que el afloramiento que se localiza 2.5 km al noreste del rancho Las Minas en el área del Domo La Consolación (Lámina 2) representa el conducto alimentador de esta unidad. Este afloramiento puede dividirse en tres zonas: una zona de autobrecha, otra de fracturamiento columnar que subyace

a la autobrecha y una tercera de derrames menores de aglomerados. La brecha presenta colores ámbar debido a la oxidación y alteración hidrotermal. En el área de La Damiana, esta unidad está argilitizada y oxidada y los fenocristales de plagioclasa han sido convertidos a arcilla por el hidrotermalismo. Esta riodacita es la roca encajonante de pequeños depósitos de fluorita en esta localidad (Lámina 2).

Petrográficamente, esta riodacita está compuesta por 20% de fenocristales de plagioclasa, 3% de clinopiroxeno, 3% de magnetita anhedral y menos de 1% de ortopiroxeno en una matriz de microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, vidrio, cuarzo, feldespato potásico, sericita y celadonita, así como cristales aciculares de apatita.

SEDIMENTOS CUATERNARIOS

Gravas (Qg).—Las gravas cuaternarias tienen una amplia distribución dentro del área, donde generalmente se depositaron en la base de los relieves de mayor inclinación. Se presentan especialmente a lo largo de la margen occidental del afloramiento del Granito Sierra Azul hacia la base de los escarpes formados por los estratos inclinados del Cretácico. Las gravas consisten en guijarros angulares, cantos y bloques en una matriz arenosa calichosa.

Aluvión.—Muchas de las corrientes a drenajes fluviales se han rellenado con materiales angulares a subredondeados (arenas, guijarros, cantos), pobremente clasificados, que carecen de consolidación. En el Río San Carlos a menudo se encuentran peñascos del tamaño de un automóvil.

ROCAS INTRUSIVAS

Diquestrato de diorita (D).—No se conoce la edad de este intrusivo, pero de acuerdo con las relaciones de campo debe ser más antiguo que el Granito Sierra Azul emplazado hace 31 Ma. El granito muestra características texturales de enfriamiento súbito en sus contactos con el diquestrato, al cual localmente intrusión en forma de diques aplíticos (Lámina 4C).

Los afloramientos de diorita son de color café claro a gris y negro grisáceo. La roca fresca es de color verde claro a gris claro y es equigranular holocristalina. En general, es concordante con las rocas sedimentarias que la subyacen o sobreyacen, pero a escala mesoscópica los contactos son irregulares. Comúnmente intrusión a la unidad subyacente de cuarcita. Su espesor varía de 78 a 96 m.

Una característica distintiva del diquestrato es su fracturamiento que al intemperismo produce el desarrollo de diaclasas columnares de hasta 3 m de

altura (Lámina 4D). Las superficies de fracturamiento a menudo están cubiertas por una delgada capa de óxidos de hierro. En las cercanías del yacimiento de San Carlos estas superficies están cubiertas por una rara asociación de cristales euhedrales de color verde a negro de granates (andradita-grosularita) en una matriz de grano fino, compuesta por cuarzo y calcita. Algunos de los granates alcanzan dimensiones de hasta 2 cm y son de buena calidad como gemas. Esta asociación por alteración se hace más común en las unidades sedimentarias sobreyacentes y se presenta como penetrante en el área del yacimiento de San Carlos.

A través del estudio de ocho secciones delgadas se determinó la siguiente composición mineralógica promedio de esta diorita: 65% de plagioclasa (andesina-labradorita) como cristales subhedrales de 0.5 a 2.5 mm en tamaño, 30% de augita anhedral de 0.15 a 2.0 mm como cristales intersticiales entre la plagioclasa, 2% de biotita en forma de hojuelas tabulares de hasta 2 mm, 0.5% de cristales anhedrales de hiperstena de hasta 0.4 mm de tamaño, 0.5% de olivino como cristales subhedrales que varían en tamaño de 0.05 a 0.5 mm, 0.5% de apatita euhedral mostrando secciones hexagonales y tabulares, estas últimas de hasta 0.4 mm y trazas de calcita, clorita, sericita, piritita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena y goethita.

En general, el tamaño de los cristales, el estado de alteración de las plagioclasas y las cantidades de apatita y sulfuros se incrementan hacia la cima del diquestrato. La plagioclasa está completamente alterada a sericita y la apatita llega a formar hasta 1% de la roca. La pirrotita, con cantidades menores de piritita y trazas de galena, esfalerita y calcopirita, hacen un 3% de la roca hacia la cima del diquestrato, particularmente en el área del yacimiento de San Carlos. Estos sulfuros se presentan como finas diseminaciones y/o masas intersticiales de forma irregular entre los silicatos y varían en tamaño de 0.1 a 0.6 mm.

Diques lamprofíricos (L).—Se desconoce la edad de estos diques y afloran sólo en algunas localidades de la parte norte del área estudiada y aproximadamente 0.75 km al WSW y SW del yacimiento de San Carlos (Lámina 3). Estas rocas se intemperizan muy fácilmente y comúnmente son suaves y deleznales, estando cubiertas por depósitos de pie de monte derivado de calizas. Al intemperismo son de color verde-olivo a negro-pardusco, mientras que la roca fresca es de color verde oscuro a negro. Un 75% de estas rocas se compone de cristales prismáticos euhedrales de hornblenda negra de hasta 2 cm de longitud, con 24% de plagioclasa anhedral que rellena los intersticios entre la hornblenda y que está casi completamente alterada a arcilla y sericita. Los cristales euhedrales de biotita (de 0.2 a 0.6 mm) forman un 0.5% de esta roca. Existen también trazas de hematita como masas anhedrales de hasta 0.6 mm de longitud, así como cristales de apatita euhedral de hasta 0.7 mm.

Diquestrato de basalto (no-cartografiado).—Este diquestrato de edad des-

conocida está emplazado en las lutitas y calizas arcillosas del Cretácico Superior (Unidad Ks) que afloran en el área cartografiada por Gregory (1981), al oriente de la Sierra Azul. Aflora también en el área del Domo La Consolación en la localidad conocida como el Burro Güero, cerca de la intersección con el camino que conduce al prospecto 5 y en los cerros que se encuentran aproximadamente 500 m al norte del prospecto 4. También aflora en Las Minas como 1 km al SE del cuello volcánico y 1.6 km al SE del rancho Las Minas cerca de la Sierra Rica. Chuchla (1981) reportó otro afloramiento.

El diquestrato tiene un espesor promedio de 4 m y no está cartografiado en la Lámina 2.

El basalto es afanítico e intemperiza a color verde oscuro a negro, presentando comúnmente una costra goethítica debido a la oxidación de pirita. La roca fresca es de color negro a gris oscuro y presenta el desarrollo incipiente de diaclasas columnares. En el afloramiento cercano al camino que conduce al prospecto La Consolación, el diquestrato se encuentra desplazado por una falla normal de dimensiones menores. Esta falla probablemente resultó de un deslizamiento que ocurrió durante el crecimiento del Domo La Consolación. El basalto a menudo se rompe en gujarros que presentan exfoliación concéntrica.

Debido a esta intrusión las lutitas y calizas arcillosas que la encajonan fueron débilmente metamorfoseadas y transformadas en corneanas moteadas y mármoles de grano fino. Los estratos más calcáreos muestran un reemplazamiento menor de magnetita.

El basalto contiene cantidades menores de plagioclasa euhedral de forma glomerocrystalina. Existen cantidades menores de clinopiroxeno parcialmente alterado a clorita; esta última también se presenta como microvetillas que penetran a los cristales de plagioclasa. La matriz consiste en microlitos no-orientados de plagioclasa con clorita, epidota, magnetita y pirita. La pirita llega a formar hasta el 1% de la roca y se presenta como masas anhedrales y/o como cubos euhedrales.

El diquestrato comúnmente cubre los estratos mineralizados en el área del Domo La Consolación. También se observan estratigráficamente arriba del yacimiento de San Carlos en la Sierra Azul. Por lo tanto, se cree que no guarda relación alguna con el desarrollo de la mineralización de tipo-skarn y/o de las vetas epitermales. También, debido a su espesor relativamente reducido, se considera que el calor que generó no fue suficiente para propiciar el movimiento de los fluidos hidrotermales.

Granito Sierra Azul (Tg).—El Granito Sierra Azul tiene un área de afloramiento de unos 18 km² en el núcleo del Anticlinal Sierra Azul. Se presenta como dos cuerpos distintos a lo largo de un eje N-S. El cuerpo mayor de la parte norte es de forma elíptica con eje mayor N-S y longitud de 6 km y menor de E-W y de 2 km de longitud. El apófisis menor del sur cubre un área de 2 por 1.5 km con su eje mayor orientado N-S. Los dos cuerpos están separados

por una distancia de 1.5 km donde afloran calizas metamorfoseadas del Cretácico.

El Granito Sierra Azul al intemperismo es de color amarillento a anaranjado claro y amarillento al fresco. Es una roca holocrystalina que al intemperizarse forma una arena de grano grueso a grava de fragmentos angulares de feldespato alcalino y cuarzo.

El granito presenta diaclasas columnares bien desarrolladas. Las direcciones preferenciales de fracturamiento son: N-S, 75°E y E-W, 77°S. Los patrones de afloramiento del granito están controlados por este fracturamiento. Como resultado del intemperismo, se desarrollan protuberancias a lo largo de estas fracturas en forma de pilares y/o chimeneas de hasta 20 m de altura (Lámina 4E).

Debido a que el granito es menos resistente a la erosión que las unidades sedimentarias metamorfoseadas, éste forma un área topográficamente más baja en el núcleo del Anticlinal Sierra Azul y está rodeado de altos escarpes formados por los estratos inclinados del Cretácico.

A través del estudio petrográfico de cuatro secciones delgadas, la composición mineralógica promedio del Granito Sierra Azul se compone de: 50% de ortoclasa como cristales anhedrales de 0.3 a 2.7 mm; 40% de cuarzo anhedral de 0.03 a 1.1 mm; 2% de biotita anhedral en hojuelas de 0.01 a 0.45 mm de longitud; 6% de albita comúnmente como lamellae de exsolución peritítica en la ortoclasa, pero también como escasos cristales subhedrales de hasta 0.6 mm; 0.5% de cristales corroídos de anfíbola de color café verdoso de forma alargada de 0.05 a 0.9 mm; 0.5% de cristales subhedrales de magnetita de hasta 0.2 mm; trazas de clorita asociada íntimamente y/o como producto de alteración de los anfíboles; trazas de hematita asociada a la magnetita; trazas de cristales equidimensionales a subhedrales de circón de hasta 0.04 mm; trazas de feldespato alcalino identificado tentativamente como anortoclasa y trazas de apatita euhedral de forma acicular de hasta 0.1 mm de longitud. A pesar de que no se observó fluorita en las secciones delgadas del granito, este mineral fue encontrado en las fracciones de minerales pesados que se separaron de esta roca.

El granito exhibe una textura granofírica bien desarrollada en sección delgada, mostrando intercrecimientos cuneiformes de cuarzo y ortoclasa. La ortoclasa es comúnmente peritítica y está sericitizada y alterada a arcilla (caolinita ?).

Esta intrusión contiene además cuerpos tabulares (aparentemente diques) de pórfido de cuarzo-feldespato los cuales megascópica y petrográficamente son idénticos a la toba San Carlos, la cual fue extrusionada por la Caldera de San Carlos (Chuchla, 1981). Estos cuerpos tabulares se observaron sólo en el cañón del Río San Carlos en la parte más septentrional del Granito Sierra Azul y a menudo se presentan rotos formando bloques rodeados por un material de grano fino originado por enfriamiento súbito. Chuchla (1981) interpretó la pre-

sencia de estos cuerpos como diques ricos en volátiles que se emplazaron en el Granito Sierra Azul antes de que éste se enfriara por completo. El continuo movimiento de esta intrusión, todavía caliente, produjo el rompimiento observado en los diques.

El pórfido es de color gris claro con tintes rosados alrededor de los fenocristales de feldespato alcalino. En sección delgada, el 35% de la roca se compone de cantidades subiguales de cristales subredondeados de anortoclasa y sanidino de 0.1 a 2 mm, los cuales presentan una avanzada alteración a arcilla (caolinita ?) y sericita. El 10% de la roca está constituida por fenocristales anhedral de cuarzo que muestran readsorción de 0.2 a 2.5 mm. También existe un 2% de cristales euhedrales de anfíbola "corroída" que comúnmente es de grano fino (< 0.2 mm), pero ocasionalmente se observa como fenocristales de hasta 1.1 mm. Existen también trazas de clorita, magnetita y hematita. La clorita puede considerarse como un producto de alteración de fenocristales máficos, posiblemente de clinopiroxeno, ya que se observan remanentes de color verde claro dentro de la clorita. El resto de la roca se compone de una matriz de grano extremadamente fino de cuarzo y feldespato alcalino.

El Granito Sierra Azul también contiene escasos diques de aplita y comúnmente se presentan en la parte más septentrional de la intrusión, especialmente en el cañón del Río San Carlos. Generalmente son de 30 cm de espesor y preferencialmente se encuentran emplazados a lo largo de las fracturas N-S. El dique más largo que se observó tiene 30 m de longitud. Al intemperismo estos diques son de color amarillento, mientras que la roca fresca es amarillenta a rosada clara. Su textura es porfídica y a menudo se observan fenocristales conspicuos subredondeados de feldespato alcalino rosado en una matriz equigranular.

Mineralógicamente son muy similares a la intrusión principal, pero carecen de albita y anfíbola y son ligeramente más ricos en cuarzo. Su composición mineralógica es la siguiente: 50% de cuarzo anhedral en granos equidimensionales de 0.05 a 1.6 mm, 49% de ortoclasa subhedral en cristales tabulares a equidimensionales de 0.07 a 2.3 mm, pero ocasionalmente se presenta como masas glomerocristalinas de hasta 1 cm, 1% de magnetita como masas anhedral entre los intersticios de los silicatos variando su tamaño de 0.03 a 2.7 mm y trazas de biotita anhedral y circón. La ortoclasa muestra macas de tipo Carlsbad y está parcialmente alterada a arcilla (caolinita ?) y sericita. También existen intercrecimientos granofíricos de cuarzo y ortoclasa.

El granito también contiene diques de pórfido de cuarzo, los cuales afloran en la parte nororiental de la intrusión (Lámina 1). Algunas veces se alinean paralelamente al fracturamiento, pero preferencialmente están emplazados a lo largo de las fracturas E-W. Al intemperismo son de color blanco a rosa y en superficies frescas son de color blanco. Presentan un fracturamiento intenso y a menudo las fracturas están cubiertas por limolita y hematita. Estos pórfidos son más resistentes a la erosión que el granito; por lo tanto, sobresalen

del granito con alturas de 1.5 m (Lámina 4F). El espesor promedio de estos diques es de 2 m con longitudes de 25 a varios cientos de metros. Rara vez dos o más diques se cortan entre sí. El dique más largo es paralelo a las fracturas E-W de la intrusión, mientras que los diques menores son paralelos a las fracturas N-S. Este patrón, cuando es visto desde arriba, da la apariencia de suturas quirúrgicas.

Estos diques consisten casi completamente en cuarzo. Aproximadamente un 25% de la roca consiste en cuarzo anhedral de color claro y subredondeado de 0.2 a 2.3 mm, con escasos glomerocristales de hasta 1.5 cm, que están contenidos en una matriz de grano fino compuesta por cuarzo. Esta última consiste en cuarzo lechoso con textura anhedral de grano extremadamente fino (hasta de 0.06 mm), con cantidades de traza de circón euhedral de 0.04 a 0.17 mm. Existe también un mineral opaco de color blanco (leucoxeno ?) que se presenta como agregados intersticiales de forma irregular entre el cuarzo y comúnmente se encuentra asociado al circón.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

INTRODUCCION

Las estructuras observadas en el área de estudio son resultado de la Orogenia Laramide y el desarrollo de la Caldera de San Carlos. El área de estudio se sitúa sobre la margen nororiental del sistema tectónico de Chihuahua (Figura 3), donde el plegamiento y fallamiento inverso producidos por la Orogenia Laramide fueron de menor intensidad, comparada con las áreas situadas al sur y al oeste de San Carlos (Maxwell *et al.*, 1967; McKnight, 1968). En el área cartografiada por Chuchla (1981), esta deformación produjo anticlinales buzantes y/o doblemente buzantes de poca amplitud y recostados. Estas estructuras se caracterizan por presentar pliegues de arrastre y/o fallamiento inverso a lo largo de sus flancos nororientales. La dirección general de los ejes estructurales es al N 60° W.

Tanto el Anticlinal Sierra Azul como el Domo La Consolación representan altos estructurales que se componen principalmente de rocas sedimentarias del Cretácico, las cuales se localizan alrededor de la Caldera de San Carlos (Figura 4). El desarrollo posterior de la caldera modificó profundamente las estructuras previamente formadas durante la Orogenia Laramide.

EL ANTICLINAL SIERRA AZUL

Esta estructura tiene aproximadamente 27 km de longitud y 7 km de anchura máxima. Es una estructura doblemente buzante y asimétrica, que su-

frío dos períodos de plegamiento (Lámina 5A). Su eje buza aproximadamente 5° al SSE y 7° al WNW. El flanco occidental tiene una inclinación promedio de 33° y el oriental de 45°. En la parte central del pliegue, la inclinación de este flanco llega a ser vertical a ligeramente invertida (Lámina 1, sección A-A'; Lámina 5B). Se observaron pliegues de arrastre en las capas menos competentes de calizas delgadas (Lámina 5C). Existe una falla inversa de alto ángulo en la secuencia invertida de la unidad de lutitas (Ks) con desplazamiento a lo largo de los planos de estratificación. Las superficies de falla presentan estrias recubiertas por calcita. No se conoce la magnitud del desplazamiento, pero es mayor en el Cañón Punta de Agua y disminuye hacia el noroeste y al sur a lo largo de la falla. Los lugares en donde no se detectó desplazamiento, la inclinación de los estratos cretácicos cambia gradualmente de invertida a vertical y a normal con ángulo pronunciado (Lámina 1).

En la parte septentrional del Anticlinal Sierra Azul existen tres pequeñas fosas tectónicas que se alinean con una dirección hacia el noreste (Lámina 1). La fosa tectónica suroccidental está afectada por un desplazamiento máximo vertical de 450 m, mientras que la nororiental por uno de 115 m; no se conoce la magnitud del desplazamiento en la fosa tectónica central. En el lecho del arroyo abajo del yacimiento de San Carlos se observaron pequeñas fallas normales con desplazamientos menores de 7 m.

Se cree que el Anticlinal Sierra Azul sea una estructura laramídica fuertemente modificada por el desarrollo de la Caldera de San Carlos. El anticlinal se localiza dentro de los límites estructurales oriental y nororiental de la caldera (Figura 4) y su núcleo intrusivo se cree que represente una intrusión por fracturamiento anular hace 31 Ma relacionada con el desarrollo de la caldera (Chuchla, 1981). La dirección del eje de la estructura no es paralela a la de las estructuras laramídicas de la región que es N 50-60° W. El anticlinal es una estructura replegada (Lámina 5A) de gran amplitud; la dirección de su eje varía entre N 10° E y N 65° W y sólo la parte septentrional de la estructura se alinea con la dirección laramídica regional (Lámina 1).

La distribución marginal aparente de la Riodacita Sierra Rica en la parte oriental del pliegue se considera como una de las evidencias que favorece la interpretación en el sentido de que la formación de esta estructura laramídica precedió a la de la Caldera de San Carlos. El emplazamiento del Granito Sierra Azul en el núcleo del Anticlinal se efectuó un poco después de la emisión de la Riodacita Sierra Rica (Chuchla, 1981).

Chuchla (1981) propuso que la curvatura del Anticlinal Sierra Azul fue resultado de la inestabilidad causada por el arqueamiento producido durante el período de abombamiento regional de la caldera. Se cree que las rocas cretácicas se deslizaron hacia las partes externas a marginales de la caldera cuando este abombamiento alcanzó su desarrollo máximo. La porción media, que se encuentra más cerca del centro de la caldera (Figura 4), posiblemente representa la porción donde este deslizamiento fue mayor. Es aquí donde se observa

el ligero recostamiento que presenta el flanco oriental del anticlinal. Los pliegues de arrastre y el cabalgamiento hacia el oriente y nororiental posiblemente se verificaron durante el período de abombamiento de la caldera. Por lo tanto, se concluye que si el cabalgamiento fue generado durante la deformación laramídica entonces todo el flanco oriental del pliegue debiera estar formando una cobijadura y no restringirse solamente a la parte central del anticlinal.

Durante el Cretácico Temprano la Cuenca de Chihuahua se caracterizó por el depósito de evaporitas y se cree que éstas favorecieron la removilización por deslizamiento de la secuencia cretácica del área de San Carlos, durante el período de levantamiento regional de la caldera. Los afloramientos más cercanos de tales evaporitas se hallan aproximadamente a 10 km al NNW en el área de la Sierra del Cuervo, donde Haenggi (1966) documentó que dichas evaporitas actuaron durante la Orogenia Laramide como un horizonte de *décollement* entre las secuencias paleozoica y mesozoica.

El Granito Sierra Azul intrusionó a este anticlinal por la zona de debilidad que se desarrolló en el núcleo del pliegue. Este cuerpo intrusivo produjo el sobrecrecimiento en tamaño y amplitud del Anticlinal Sierra Azul, así como su doble buzamiento al noroeste y al sur que caracterizan a los pliegues laramídicos que se desarrollaron en la región.

Inmediatamente al este y noreste del Anticlinal Sierra Azul, Gregory (1981) cartografió dos sinclinales formados por unidades volcánicas con ejes paralelos a los del anticlinal y cuya formación fue atribuida a la fase compresional que se generó durante el emplazamiento del Granito Sierra Azul.

Los potentes espesores de los afloramientos de la Riodacita Sierra Rica que están al oriente del Anticlinal Sierra Azul se hallan inclinados hacia el exterior del pliegue. Se cree que esta deformación fue generada por el levantamiento que acompañó a la intrusión del granito.

El yacimiento de San Carlos se localiza sobre la cresta de la parte septentrional del Anticlinal Sierra Azul (Láminas 1 y 3). Es posible que esta estructura haya jugado un papel preponderante en la concentración de los fluidos hidrotermales que dieran origen al yacimiento.

DOMO LA CONSOLACION

El Domo La Consolación es una estructura abombada cuyo eje mayor con dirección E-W es paralelo a la margen de la Caldera de San Carlos (Chuchla, 1981) en el área de la Sierra Rica (Lámina 2). El eje mayor del domo mide aproximadamente 12 km y el menor alcanza una longitud máxima de 6 km.

La orientación de las capas es absolutamente caótica en las cercanías de los pliegues secundarios, pero en general éstas conforman un patrón radial que tiene su centro en la cúspide del domo. El carácter no-sistemático de los rumbos

METAL	PLOMO (ton. mét.)	ZINC (ton. mét.)	FIERRO	ORO (k)	PLATA (k)
CANTIDAD TOTAL DE METAL EXTRAIDO	108,624	24,884	---	404	158,662
LEY A CONCENTRACION	7.4-8.3%	1.7-1.9%	52-62%	0.3 g /ton. mét.	112-120 g/ton. mét.

CANTIDAD TOTAL DE METAL EXTRAIDO = aprox. 1.5×10^6 ton. mét.

TABLA 1.—Producción y leyes de concentración de la Mina San Carlos (1942-1952) (información cedida por ASARCO, oficina de Tucson, 1980).

Muestra Núm.	Descripción	Concentraciones en ppm o en %, según se indica					
		Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Mo
SC-2	Jales de la mina de San Carlos	83	1.23%	1.10%	30	0.10	7
SC-5	Mena San Carlos-entrada de mina	42	2.71%	0.65%	80	0.11	6
SC-6	Mena San Carlos-entrada de mina	90	2.65%	14.70%	92	0.18	4
SC-9	Depósito San Carlos-parte suroriental	66	0.10%	0.31%	3	0.03	7
SC-4	Prospecto # 6-veta de fluorita	59	44	50	4	0.02	44
SC-8	Prospecto # 1-veta de sulfuro y fluorita	1.15%	4.86%	17.00%	144	0.02	24
SC-11	Prospecto # 2-veta de sulfuro y cuarzo	1.38%	1.71%	4.91%	12	0.02	9
LCO-12	Prospecto # 4-veta de fluorita	42	52	159	—	—	398

TABLA 2.—Contenido metálico de muestras colectadas en el yacimiento mineral de San Carlos y los prospectos de vetas epitermales. Los guiones indican que no se hizo el análisis. Todos los análisis fueron hechos en muestras de roca, excepto la muestra #SC-2, que corresponde a una muestra del jal de la mina. Para la localización de las muestras, véanse Láminas 2 y 3.

e inclinaciones de los estratos se debe a un complejo plegamiento y fallamiento. Probablemente un factor favorecedor de esto haya sido la incompetencia de las capas delgadas de caliza, caliza arcillosa y lutita.

Sobre la cúspide del Domo La Consolación está expuesto un cuello volcánico (Láminas 2 y 5D). Debido a sus pequeñas dimensiones, no se cree que haya causado levantamiento de las rocas sedimentarias del área. La cima de este cuello volcánico tiene una autobrecha que contiene xenolitos de una roca intrusiva de grano grueso compuesta por un intercrecimiento de sanidino y cuarzo (Chuchla, 1981). Chuchla postuló que la chimenea volcánica alimentadora penetró a lo largo de las paredes frías de una cámara magmática en donde el sanidino y cuarzo se cristalizaron cotécticamente. Se cree que la formación y levantamiento del Domo La Consolación se haya producido por el emplazamiento de un cuerpo intrusivo similar en composición al del Granito Sierra Azul, interpretado como una intrusión periférica relacionada al desarrollo de la caldera (Lámina 2, sección B-B').

Las fallas normales que guardan un paralelismo con la margen de la caldera (Lámina 2), son las estructuras más conspicuas del domo y probablemente resultado de esfuerzos tensionales desarrollados durante el abombamiento del domo. Estas fallas normales actuaron como conductos o canales de las soluciones hidrotermales mineralizadoras. Muchos de los prospectos mineros en el área del Domo La Consolación se localizan a lo largo o cerca de las fallas normales.

Hacia la parte suroccidental del domo existe una falla inversa. Las capas de calizas están recostadas hacia el noreste indicando la dirección del movimiento. La orientación de la falla es N 45° W, la cual es subparalela a la dirección laramídica regional.

GEOLOGIA ECONOMICA

INTRODUCCION

El yacimiento de tipo skarn de San Carlos se localiza en la Sierra Azul (Figura 4); es el mayor cuerpo mineral de la región y fue explotado por ASARCO* en los años de 1942 a 1952. En ese período se extrajeron aproximadamente 1.5 millones de toneladas métricas de mineral, conteniendo plomo, zinc y plata como productos principales y cantidades menores de oro como producto secundario (Tablas 1 y 2).

En el Domo La Consolación existen varios prospectos abiertos en vetas epitermales (Figura 4), pero no existen datos acerca de las leyes y producción de éstos. De las obras mineras observadas se infiere una producción en peque-

* American Smelting and Refining Co.

Roca encajonante	Metamórfica	Metasomática	Retrogresión
CALIZA	CORNEANA SKARN	SKARN	SERPENTINA GALENA CALCITA CUARZO
DOLOMITICA	talco → tremolita → FORSTERITA	ANDRADITA-GROSULARITA CUARZO CALCITA	
SILICIFICADA	andradita-grosularita diópsido	ESFALERITA MAGNETITA GALENA	talco clorita siderita epidota
LIMOLITA	CORNEANA SKARN		hematita serpentina
CALCAREA	talco → TREMOLITA → DIOPSIDO idocrasa andradita-grosularita epidota	PIRITA PIRROTITA CALCOPIRITA	zeolitas

TABLA 3.—Facies de alteración del depósito de San Carlos. Las flechas indican reacciones dependientes de la temperatura. Los minerales más comunes están escritos con letras más grandes; los minerales menos comunes están escritos con letras más pequeñas.

na escala. Los minerales de ganga son la fluorita, calcopirita, galena y esfalerita. Los análisis geoquímicos de elementos de traza indican que existen dos tipos de vetas epitermales, estando una de ellas altamente enriquecida en cobre, plomo y zinc (Tabla 2).

ALTERACION Y MINERALIZACION EN EL YACIMIENTO TIPO SKARN DE SAN CARLOS

Introducción.—En la formación del yacimiento de San Carlos y la zona de alteración que lo rodea, los procesos metamórficos y metasomáticos jugaron un papel importante (Tabla 3). Los efectos de dichos procesos pueden distinguirse fácilmente en el área de estudio. El skarn por lo regular consiste en cristales anhedrales generalmente de menos de 1 mm, pero con una compleja mineralogía. La estratificación original en la roca encajonante se encuentra conservada, pero la composición mineralógica de su litología cambia gradualmente a lo largo de las capas. Los carbonatos impuros fueron favorecidos por la mineralización. Los skarns de tipo metasomático generalmente tienen una composición mineralógica más constante y uniforme, compuesta de cristales euhedrales y gruesos. La estratificación no fue un factor que haya controlado la mineralización, como lo indican las relaciones discordantes de algunos frentes de mineralización. La mayoría de las capas carbonatadas fue afectada por la mineralización, especialmente las calizas más puras.

En el yacimiento de San Carlos, la alteración metasomática está sobreimpuesta a la alteración metamórfica. El metamorfismo térmico "no-aditivo" de las rocas sedimentarias alrededor del núcleo intrusivo del Anticlinal Sierra Azul, se interpreta como un fenómeno que controló la mineralización metálica subsecuente que se verificó durante la fase metasomática. Estos dos procesos posiblemente hayan sido penecontemporáneos, pero generalmente la fase metamórfica precedió a la metasomática.

Utilizando un gradiente de 250 a 300 bares/km (Wyllie, 1971) y suponiendo que unos 2,000 m de la secuencia cretácica habían sido erosionados antes de que el granito y la diorita fueran emplazados, se interpreta que estos procesos de alteración y mineralización se verificaron bajo presiones de aproximadamente 500 bares. Además, debido a que el emplazamiento del Granito Sierra Azul produjo la mayor parte del levantamiento regional del área, se cree que sobre el Anticlinal Sierra Azul no se efectuó el depósito de las rocas volcánicas del Terciario, como lo indican la ausencia de estos afloramientos sobre el pliegue y el engrosamiento aparente de la Riodacita Sierra Rica a lo largo de la margen oriental del pliegue. Por lo tanto, se cree que la presión estimada se ajusta a la geología del área.

Alteración metamórfica.—El núcleo intrusivo del Anticlinal Sierra Azul

está rodeado por un halo de alteración calci-silicatada bien definido. Este núcleo intrusivo está formado por el Granito Sierra Azul y el diquestrato de diorita con el yacimiento mineral de San Carlos adyacente (Lámina 3). Alrededor de estas intrusiones se desarrolló una zona de corneana de diópsido-forsterita rodeada, a su vez, por una zona discontinua de corneana de tremolita, pasando a una zona de mármol y de ahí a caliza recristalizada, hasta alcanzar la zona de calizas no alteradas en las partes más lejanas a la fuente de calor intrusiva. Las partes más lejanas de marmorización se extienden hasta por una distancia de 1 km de las intrusiones (Lámina 1). Esto corresponde a un espesor estratigráfico aproximado de 280 m, suponiendo relaciones concordantes de la roca metamorfoseada con el contacto intrusivo.

La secuencia de minerales metamórficos en las zonas de alteración es muy parecida a la serie de reacciones de metamorfismo de contacto definidas por Eskola (1922) y Rowen (1940). Estas zonas, tal como se muestra en la Lámina 3, no pretenden indicar la exclusión de las asociaciones de más alto grado que fueron encontradas. Por ejemplo, dentro de la zona de forsterita, algunas capas favorecieron el desarrollo de diópsido a tremolita, dependiendo de su composición original, pero las calizas más puras sólo presentan recristalización.

Estas zonas de alteración fueron definidas básicamente a partir de estudios petrográficos. Sin embargo, el levantamiento geológico parcial de estas zonas se debió a que las corneanas de diópsido, forsterita y tremolita son de grano fino. Por lo tanto, todos los contactos entre estas zonas de alteración son transicionales y aproximados.

Zona de diópsido.—La zona de alteración de diópsido tiene un espesor promedio de 70 m. Las unidades sedimentarias afectadas son el conglomerado superior (USuc) y la limolita (USus) que sobreyacen al diquestrato de diorita. La presencia de diópsido en cantidades mayores al 5% le dan a esta zona un color verde pálido característico. Sin embargo, a pesar de que la zona de forsterita se considera de mayor temperatura que la de diópsido (Skippen, 1974; Winkler, 1976), esta última se encuentra adyacente a las intrusiones debido al alto contenido de cuarzo en las litologías originales, ya que la presencia de cuarzo en cantidades considerables no permite la formación de la forsterita. El contenido de cuarzo en la limolita y el conglomerado es de aproximadamente 70%.

La limolita y el conglomerado fueron metamorfoseados y convertidos en una corneana de diópsido (Lámina 6A). El diópsido forma hasta un 40% de la roca. Ocasionalmente, como minerales accesorios, se encuentran tremolita, epidota, clorita, granate e idocrasa. El diópsido comúnmente forma agregados fibrosos subhedrales de hasta 1.3 mm de longitud, y/o cristales equidimensionales subhedrales de 0.1 a 0.6 mm. También se presenta como cristales euhedrales asociados a la clorita y epidota en algunas microvetillas. También a menudo

está asociado a cristales anhedral de granate poiquiloblástico y agregados fibrosos de tremolita. La idocrasa es un mineral raro, pero se presenta como cristales anhedral dentro de las microvetillas o como intercrecimientos dentro del granate.

En detalle, las asociaciones minerales encontradas en la zona de diópsido son muy variables, ya que están controladas estratigráficamente y pueden cambiar radicalmente de una a otra capa. Sin embargo, la siguiente paragénesis mineral es representativa de esta zona: cuarzo + diópsido + calcita ± tremolita.

Zona de forsterita.—La presencia de forsterita en los estratos de caliza dolomítica no es fácilmente identificable en el campo, pero algunas veces le da una apariencia moteada a las rocas carbonatadas de color claro, características de esta zona, la cual tiene un espesor promedio de 80 m.

Típicamente, las corneanas de forsterita consisten hasta en un 20% de olivino magnesiano como porfidoblastos euhedrales de 0.03 a 1.5 mm, contenidos en una matriz de calcita anhedral con algo de dolomita de 0.06 a 2.3 mm (Lámina 6B). Las texturas de los minerales carbonatados son muy variables. Los cristales pueden ser equidimensionales a fibrosos, con bordes abruptos bien definidos a suturados. El olivino está parcialmente alterado a crisotilo y existen cantidades menores de antigorita. Estos minerales serpentínicos se observan a lo largo de fracturas o alrededor de los cristales de olivino (Lámina 6B). También comúnmente hay magnetita asociada al olivino, pero probablemente es un producto de retrogresión de la molécula de fayalita de los olivinos.

En esta zona se identificaron como minerales accesorios al granate, piritita, pirrotita y óxidos de hierro; sin embargo, hay muchos otros. Las capas de arenisca calcárea y/o carbonatos silíceos a menudo contienen la asociación mineral diópsido + calcita + cuarzo. Las capas dolomíticas contienen la asociación diópsido + tremolita + dolomita + calcita. Estas asociaciones minerales son muy comunes en la parte superior de la zona de forsterita y pueden indicar un gradiente térmico o diferencias composicionales de las litologías originales. Probablemente existe una segunda zona de diópsido entre la zona de forsterita y tremolita, pero debido a las limitaciones del muestreo no fue posible delimitarla. Los minerales accesorios más comunes de esta zona de corneana de diópsido son granate, idocrasa y tremolita. El granate y la idocrasa a menudo están intercrecidas. También fueron observados, aunque raramente, cristales poiquiloblásticos de escapolita, conteniendo numerosas inclusiones de diópsido.

La presencia de spurrita fue observada en una sección delgada y confirmada por un análisis de difracción de rayos X. Este mineral de alta temperatura se desarrolló en las proximidades del granito. La singularidad de su presencia y la ausencia de minerales calci-silicatados, que son estables entre las zonas de metamorfismo de forsterita y spurrita, probablemente se de-

Paragénesis	Zona de Alteración	Temperatura
diópsido + calcita + cuarzo ± tremolita	diópsido	445-560 °C
forsterita + calcita + dolomita	forsterita	440-620 °C
tremolita + calcita + dolomita	tremolita	350-525 °C

TABLA 4.—Paragénesis mineral representativa y alcance de estabilidad de las zonas de alteración metamórfica de San Carlos. Las temperaturas varían con respecto a la relación CO₂/H₂O de la fase fluida. Presión de fluidos total = 0.5 kilobares. Temperaturas tomadas de los trabajos de Skippen (1974); Slaughter, Kerrick y Wall (1973); Turner (1968); y Winkler (1976).

ban a lo limitado del muestreo más que a ciertas condiciones especiales de metamorfismo. Sin embargo, numerosas secciones delgadas de las rocas meta-sedimentarias en contacto con las intrusiones contienen forsterita como el mineral de más alto grado metamórfico en lugar de spurrita. La formación de spurrita se verifica bajo presiones de CO_2 de menos de 100 barse; por otro lado, si esta condición no se cumple se necesitan temperaturas mayores de 900°C para su formación (Winkler, 1976). Debido a que los magmas graníticos probablemente no alcanzan tales temperaturas, entonces es posible que la presión de CO_2 haya sido muy baja.

Zona de tremolita.—Esta zona forma un cuerpo discontinuo de aproximadamente 30 m de espesor (Lámina 3). Probablemente el carácter discontinuo de esta zona se deba en parte al muestreo limitado.

Las corneanas de tremolita típicas consisten en 1 a 10% de tremolita formando masas de agregados fibrosos de hasta 1.5 mm de longitud con una matriz de calcita y dolomita. Ocasionalmente la litología original está casi completamente alterada a un intercrecimiento de fibras de tremolita (Lámina 6C). Comúnmente la tremolita forma vetillas o pequeñas bolsas envueltas por carbonato.

Como minerales accesorios existen intercrecimientos de granate-idocrasa. También existe pirita que a menudo se presenta en masas de cristales anhedrales o como cristales subhedrales dentro de las vetillas. En las capas más silíceas existen pequeñas cantidades de talco intercrecido con cuarzo u ocupando pequeñas fracturas.

Zona de mármol.—Esta zona tiene un espesor promedio de 90 m. No se identificaron silicatos metamórficos dentro de ella; sin embargo, algunas capas presentan un aparente bandeamiento en el campo como resultado de la colocación de los minerales carbonatados. En general, este bandeamiento es paralelo a la estratificación, pudiendo representar pequeñas diferencias composicionales de las litologías originales.

En sección delgada estos mármoles consisten en un agregado de cristales anhedrales de calcita y dolomita de 0.03 a 1.2 mm (Lámina 6D), los cuales están alargados paralelamente al bandeamiento. Aparentemente no existen diferencias mineralógicas entre las bandas. Los accesorios más comunes son cuarzo y calcedonia.

Resumen.—Los skarns forman una envoltura de alteración metamórfica alrededor de las intrusiones de diorita y granito. Estas corneanas de grano fino forman una secuencia muy parecida a las series de Bowen en donde el grado metamórfico de las rocas se incrementa hacia la fuente de calor. Las asociaciones metamórficas representativas de cada zona de alteración y las temperaturas aproximadas de formación bajo una presión total de fluidos acuosos de 0.5 kb se presentan en la Tabla 4.

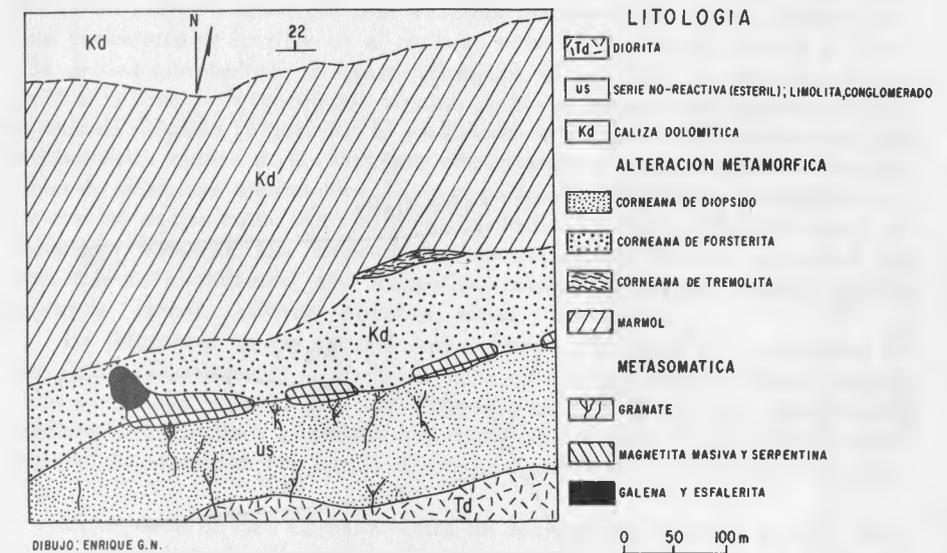


FIGURA 6.—Mapa esquemático del yacimiento mineral de San Carlos. Debido a la orientación de las capas con respecto a la topografía, este mapa se aproxima también a una sección transversal.

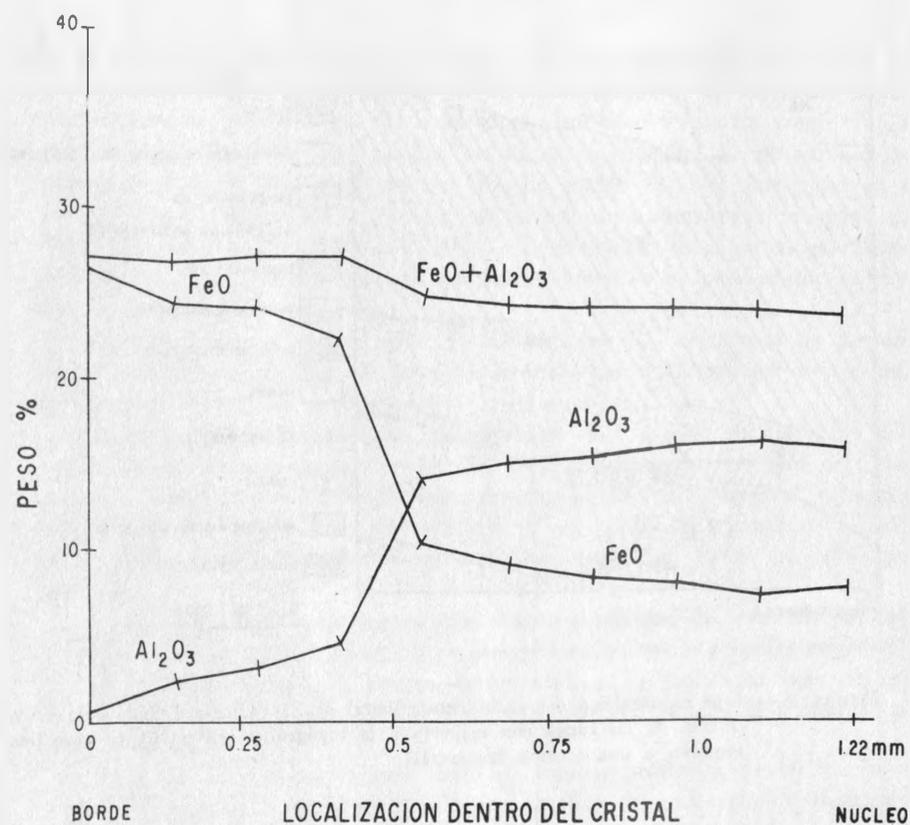


FIGURA 7.—Contenido de Al_2O_3 y FeO en un cristal de granate (andradita-grosularita) zonado, analizado con la microsonda electrónica (microprobe). $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3 - \text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$.

El depósito de tipo skarn de San Carlos es un yacimiento discontinuo y lenticular de tipo estratiforme que aflora a lo largo de las pendientes escarpadas de un pequeño cañón por una distancia aproximada de 1 km (Lámina 3). Este yacimiento se localiza en el contacto entre la unidad de limolita (USus) y la unidad sobreyacente de caliza dolomítica silícea (Kd) y, generalmente, se limita a la zona de forsterita con algunas porciones menores que se presentan en la zona de diópsido (Figura 6). El yacimiento se formó por un reemplazamiento metasomático masivo de las litologías encajonantes y está superpuesto sobre las facies de alteración metamórfica. Este reemplazamiento muestra contactos abruptos con los equivalentes laterales no-metasomáticos formados por corneanas de diópsido y forsterita. Los minerales metasomáticos más comunes, en orden decreciente de abundancia, son magnetita, calcita, serpentina, cuarzo, galena, esfalerita, granate, siderita, pirrotita, pirita y calcopirita.

La serpentina es un mineral característico a lo largo del yacimiento de San Carlos. Comúnmente se observan como agregados subredondeados intercrecidos con calcita y clorita con una dimensión máxima de 2.0 mm. Siempre está asociada a magnetita y a menudo con esfalerita y galena. Probablemente es un mineral de alteración retrógrada derivado a partir de la forsterita o el diópsido.

El depósito de San Carlos muestra un zoneamiento tanto en sentido vertical como horizontal (Figura 6). La parte inferior del yacimiento cerca del contacto con el diquestrato de diorita está formada por la unidad de limolita, la cual ha sido metamorfoseada a una corneana de diópsido. Las fracturas, que son escasas en el diquestrato, pero muy comunes en la limolita, están rellenas de andradita-grosularita, cuarzo y calcita. Esta alteración se hace más prominente conforme se incrementa la distancia estratigráfica hacia arriba del diquestrato, para terminar abruptamente en la base de los lentes de reemplazamiento. Las zonas de alteración de granate adyacentes a cuerpos intrusivos son una característica común de los skarns (Buseck, 1966, 1967; Cooper, 1957), pero en el yacimiento de San Carlos no están bien desarrolladas. El granate presenta zoneamiento concéntrico de anillos isotrópicos alrededor de núcleos anisotrópicos. Los análisis obtenidos en peso % de FeO y Al_2O_3 con la microsonda electrónica indican una sustitución en proporción uno a uno (Figura 7). La composición de los núcleos anisotrópicos es muy cercana a la de una grosularita pura, mientras que la composición de los anillos isotrópicos se acerca a la de una andradita muy pura.

Los lentes de reemplazamiento que comienzan a aparecer en la parte superior de la unidad de limolita continúan hasta la parte inferior de la caliza dolomítica silícea. Los minerales de mena, que son la galena y la esfalerita, se localizan cerca de la cima del lente más occidental (Figura 6 y Lámina 3).

MINERAGRAFIA

El yacimiento de San Carlos es típicamente de color gris oscuro en las superficies intemperizadas. Ocasionalmente es de color café herrumboso debido a la oxidación de los sulfuros en goethita, a rojo pardusco donde la magnetita se ha alterado a hematita. En las superficies frescas la mena es de color negro a gris oscuro azulado con granos conspicuos de galena. En general, es masivo a bandeado y de grano fino.

Las texturas típicas de los minerales de la mena definen la secuencia paragenética del yacimiento de San Carlos (Figura 8). La asociación más común consiste en magnetita masiva de grano fino que puede contener sulfuros. Este tipo de mena es característico de las porciones inferiores y medias del cuerpo mineral (Tabla 5), pero es muy común en todas partes. Los sulfuros se presentan en cantidades apreciables salvo en la lente superior occidental. La magnetita a menudo presenta texturas en forma de "atolón" (Lámina 7A) y su tamaño de grano varía de 0.05 a 0.3 mm. Esta puede llegar a formar hasta un 80% de la roca y está comúnmente asociada a cantidades subordinadas de calcita, serpentina y cuarzo secundario. La galena y la esfalerita se hallan comúnmente como cristales anhedrales e intersticiales entre la magnetita (Lámina 7A) o como granos subhedrales en vetillas que cortan a la magnetita. La forma de estos cristales intersticiales parece haber estado controlada por el espacio disponible que existía entre los cristales de magnetita. La esfalerita y la galena forman hasta un 8% de la roca en este tipo de mena. El tamaño de grano varía de 0.1 a 1.2 mm. La pirita, pirrotita y calcopirita se encuentran como constituyentes menores y generalmente se presentan como cristales anhedrales e intersticiales entre la magnetita o como cristales subhedrales en las vetillas. Su tamaño de grano varía entre 0.3 y 0.1 mm. Los cristales de grano más grueso se observan sólo en las vetillas. La magnetita algunas veces se encuentra parcialmente alterada a pirita a lo largo de los bordes de los cristales que se presentan en las cercanías de las vetillas de sulfuros.

Se observaron también los efectos de procesos supergénicos. La magnetita algunas veces está completamente alterada a hematita, particularmente en la parte suroriental del yacimiento (Lámina 3). La galena ocasionalmente está alterada a cerusita (Lámina 7A).

La parte superior del yacimiento presenta un bandeamiento característico de la mena (Lámina 7B; Tabla 5). Un 50% de esta mena está formado por una combinación de galena y esfalerita con cantidades subordinadas de magnetita. El bandeamiento es discontinuo y comúnmente subparalelo a la estratificación. Las bandas individuales tienen un espesor de 0.5 a 1 cm y consisten en galena + esfalerita + serpentina o magnetita + hematita o serpentina + calcita + clorita o calcita secundaria. Los contactos de estas bandas son difusos y gradacionales y la presencia de vetillas de cuarzo y calcita es carac-

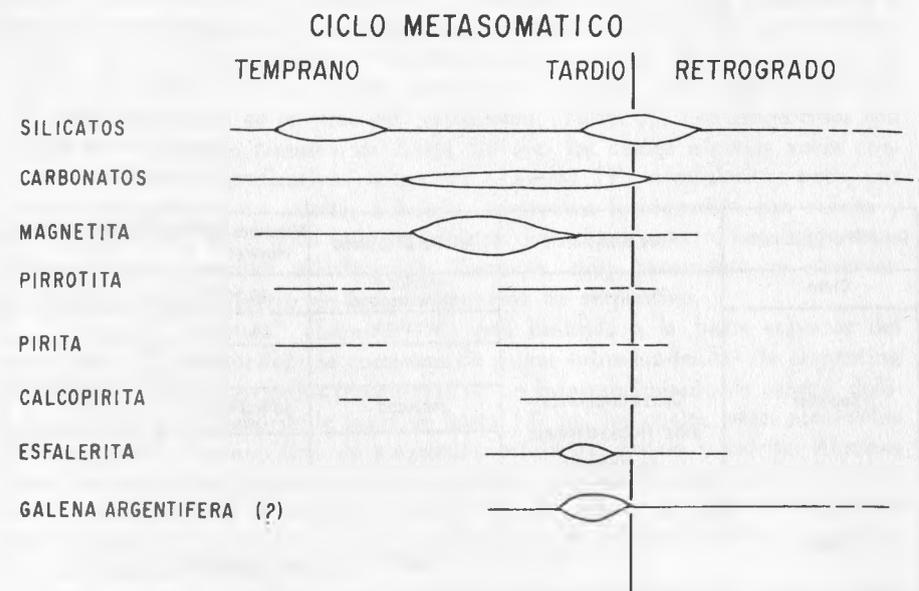


FIGURA 8.—Secuencia paragenética generalizada del depósito de tipo skarn de San Carlos durante su ciclo metasomático. Los silicatos precoces son principalmente granate y cuarzo. Los silicatos tardíos son serpentina y cantidades menores de talco con cantidades traza de escapolita y zeolitas. El carbonato dominante es calcita y la siderita es importante en los estados tardíos. El espesor de los óvalos indica abundancia relativa.

Porción del yacimiento	Roca encajonante	Textura de la mena	Minerales Metálicos mayores *	Espesor promedio (m)
Cima	Caliza dolomítica silicificada-corneana de forsterita	vetillas y diseminaciones	ga + (sl)	3
Superior		brechas	ga + sl	1
		bandeada	ga + sl + (mt)	3
		moleada	ga + sl + mt	3
Media		masiva	mt + (ga) + (sl)	40
Inferior	limolita calcárea corneana de diópsido			

TABLA 5.—Control estratigráfico de las texturas y minerales del yacimiento de San Carlos. Los minerales subordinados están indicados entre paréntesis. Calcopirita, pirita y pirrotita siempre están presentes como constituyentes accesorios. Discusión en el texto. ga = galena, sl = blenda o esfalerita; mt = magnetita.

terística (Lámina 7C). Ocasionalmente estas bandas han sido desplazadas y brechadas a lo largo de fallas microscópicas (Láminas 7D y E). Los espacios creados por el desplazamiento y brechamiento comúnmente están rellenos de calcita secundaria con cantidades menores de siderita. Las brechas son una característica común de la cima del yacimiento (Tabla 5). Los fragmentos son angulares alcanzando tamaños de hasta 2.0 cm, los cuales algunas veces contienen cantidades significativas de galena (Lámina 7F) o esfalerita; pero, por lo regular, consisten en calcita, dolomita, serpentina intercrecida con calcita y clorita (Lámina 7G), o talco intercrecido con dolomita y cuarzo. Los fragmentos algunas veces presentan silicificación. También, muy raramente, se observan cristales de olivino dentro de los pseudomorfos de serpentina.

La mena "moteada" (Lámina 7H) está limitada a la parte superior del yacimiento (Tabla 5). Este se compone de masas subredondeadas de serpentina de hasta 1.5 mm y agregados irregulares de un intercrecimiento de calcita, dolomita y cantidades menores de talco de hasta 1.0 cm, los cuales están contenidos en una matriz de grano fino de magnetita, esfalerita, galena y calcita. Algunas veces los agregados presentan formas rómbicas y comúnmente están envueltos por los minerales de la matriz (Lámina 7I). Es difícil explicar el origen de estos agregados; sin embargo, es probable que las formas rómbicas representen una antigua forma textural.

La cima del yacimiento se caracteriza por la presencia de vetillas y diseminaciones de galena y cantidades menores de esfalerita, calcita y siderita que se presentan en una corneana de forsterita. La forsterita a menudo está parcialmente alterada a lo largo de fracturas intracristalinas o alrededor de sus bordes.

MODELO EVOLUTIVO DEL YACIMIENTO MINERAL DE SAN CARLOS: UNA SINTESIS

A continuación se sugiere un modelo evolutivo por etapas para el desarrollo del yacimiento "tipo skarn" de San Carlos. Gran parte de esta discusión se basa en modelos para el desarrollo de skarn propuestos por Burt (1977) y Rose y Burt (1979).

1 — El emplazamiento somero (aproximadamente a 1.5 km de profundidad) del diquestrato de diorita (y la intrusión granítica ?) se verificó a temperaturas entre 700 y 1.000°C dentro de la secuencia predominantemente formada por rocas sedimentarias. La intrusión del diquestrato de diorita fue anterior a la intrusión granítica que se verificó hace 31 Ma. El granito es una intrusión periférica relacionada con el desarrollo de la caldera, el cual pudo haberse emplazado después de la formación del skarn.

2 — El metamorfismo de contacto de la roca encajonante alcanzó temperaturas máximas de 620°C (Tabla 4) en las partes cercanas a las intrusiones, y produjo el desarrollo de corneanas de forsterita y diópsido. A temperaturas

más bajas en áreas más alejadas de las intrusiones se desarrolló la corneana de tremolita y los mármoles de calcita-dolomita. La formación de estos minerales calci-silicatados generó bióxido de carbono y agua. Es de importancia observar que las asociaciones de minerales metamórficas contienen minerales de mayor densidad que las rocas carbonatadas originales. La generación de volátiles y la formación de los minerales calci-silicatados produjo una pérdida de volumen y un incremento en la porosidad de las rocas. Estos fenómenos "prepararon" a la roca encajonante para el desarrollo posterior del skarn y la mineralización.

El diquestrato de diorita y posiblemente la intrusión granítica fueron los agentes responsables que proporcionaron el calor para el metamorfismo de contacto. El emplazamiento posterior de la intrusión granítica mayor a temperaturas bajas produjo efectos menores en las zonas de alteración previamente formadas por la intrusión diorítica, y cuando más sólo produjo la expansión de las zonas de alteración de baja temperatura, o sea las zonas de mármoles. Esto puede explicar los volúmenes excepcionalmente grandes de rocas afectadas por el metamorfismo térmico en el Anticlinal Sierra Azul.

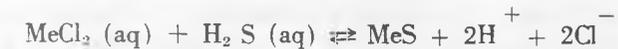
3 — El metasomatismo y el desarrollo del skarn rico en hierro comenzó a temperaturas de 400 a 600°C. Los fluidos formadores del skarn pueden haber provenido de la cristalización magmática, pero las contribuciones tardías de las aguas meteóricas también fueron importantes en la formación de estos fluidos (Burham, 1979; Taylor, 1979). Las propiedades de estos fluidos parecen haber fluctuado, como lo indica el zoneamiento composicional observado en los granates anisotrópicos en San Carlos. Kalinin (1967) interpretó que la birrefringencia en los granates indica un crecimiento rápido de los cristales. Basándose en los datos de Kerrick (1970), se sugiere que la asociación cuarzo + granate + calcita observada en San Carlos es estable a temperaturas de 520 a 600°C y a presiones de aproximadamente 1 kb.

4 — La superposición de óxidos y sulfuros comenzó entre los 500 a 300°C. Se cree que la precipitación de magnetita precede a la precipitación de los sulfuros en los depósitos de skarn (Zharikov, 1970); las observaciones texturales documentadas en San Carlos son congruentes con lo anterior. El reemplazamiento aparente del carbonato y posiblemente el granate por magnetita, parece estar indicado por la terminación abrupta de las fracturas cubiertas por granate en las márgenes inferiores de los lentes de magnetita por reemplazamiento (Figura 6) y por la ausencia de granate en las rocas ricas en magnetita. El granate también se pudo alterar a clorita y epidota. Es posible que las fracturas granatíferas representen los canales "cerrados" por donde circularon los fluidos hidrotermales, a partir de los cuales se precipitó el granate. Esto dio como resultado que los fluidos hayan sido forzados a circular por diferentes trayectos cuando la precipitación de magnetita comenzó. Estos nuevos conductos no afloran en la superficie del área de la mina de San Carlos.

Los metales fueron probablemente acarreados en solución como cloruros complejos (Barnes, 1979; Holser y Schneer, 1961; Kalinin, 1962; Kuhara, 1925) y la precipitación de hierro como magnetita sucedió cuando los fluidos magmáticos ácidos interactuaron con las rocas encajonantes ricas en CaCO_3 (Nokleberg, 1973; Barnes y Czamanske, 1967). El bióxido de carbono de las rocas carbonatadas o el de las aguas subterráneas pudo haber actuado como fuente de oxígeno y de hidrógeno indirectamente a través de la oxidación de HS^- a iones de SO_4^{2-} y H^+ en las soluciones mineralizadoras. Las condiciones de oxidación y acidez que prevalecieron durante la reacción de las soluciones mineralizadoras con el bióxido de carbono de las rocas carbonatadas encajonantes pudieron haber causado la precipitación del hierro acarreado como cloruros complejos.

Los fluidos hidrotermales de San Carlos aparentemente no reaccionaron fácilmente con la unidad de limolita, como lo hicieron con la caliza dolomítica silícea sobreyacente, ya que así lo indica la presencia de la mayor parte del yacimiento mineral dentro de las unidades más calcáreas. La zona de mena que contiene cantidades apreciables de sulfuros está exclusivamente emplazada en la caliza dolomítica silícea (Lámina 3, Figura 6).

Barnes (1979) propuso que la precipitación de metales como sulfuros se presenta de acuerdo con la siguiente reacción:



Me simboliza Pb, Zn, Cu, a Fe, y (aq) indica un estado acuoso. La evidencia textural indica que la precipitación mayor de sulfuros en el yacimiento de San Carlos comenzó un poco después de que la precipitación de magnetita alcanzara su máximo desarrollo. Barnes (1979) sugirió cuatro mecanismos que favorecen la precipitación de sulfuros: (1) incremento en la concentración de H_2S debido a la reducción de sulfatos, reacción de compuestos orgánicos o mezcla con las soluciones de sulfuros; (2) incremento del pH causado por la reacción con los carbonatos; (3) disminución de la concentración de cloruros por disolución con aguas meteóricas circulantes o por reacciones que agregaran cationes como Ca^{2+} que tienen fuertes afinidades con iones de Cl^- ; y (4) descenso de la temperatura. Los mecanismos (2) y (3) fueron probablemente los más importantes en San Carlos, donde grandes volúmenes de rocas carbonatadas fueron reemplazados. La importancia de los mecanismos (3) y especialmente el (4) se incrementó paulatinamente durante las etapas tardías de la deposición mineral.

Concomitantemente a la formación del exoskarn en muchos depósitos de skarn se desarrolló también el endoskarn (Nielsen, 1970; Perry, 1969; Sangster, 1969; McKnight and Fellows, 1978). Esta característica no está bien desa-

MUESTRA Núm	DESCRIPCION	CONCENTRACION EN ppm					
		Cu	Pb	Zn	Ag	Au	Mo
INT-U	Granito Sierra Azul	13	20	71	1	0.02	12
	Roca ígnea félsica típica	10	20	40	0.04	0.004	2
SAZ-2	Diquestrato de diorita	136	202	132	3	0.02	9
SC-10	Diquestrato de diorita	164	202	151	1	0.02	12
	Roca ígnea intermedia típica	30	15	60	0.07	0.004	1

TABLA 6.—Concentración de metales traza en el Granito Sierra Azul y el diquestrato de diorita. Se incluyen las concentraciones de estos metales en rocas ígneas típicas para comparación (Levinson, 1980). Véase Lámina 2 para localización de las muestras.

rrollada en San Carlos. Sin embargo, el diquestrato de diorita es rico en sulfuros y está algo alterado cerca del contacto con la unidad sobreyacente de limolita. La plagioclasa está extremadamente sericitizada y diseminaciones finas de pirita y pirrotita con cantidades menores de calcopirita, galena y esfalerita constituyen hasta un 3% de la roca diorítica. Ocasionalmente las fracturas están cubiertas por granate + cuarzo + calcita.

5 — La alteración retrógrada hidrotermal tardía y la destrucción del skarn comenzó a temperaturas entre 400 a 200°C o tal vez más bajas, y estuvo acompañada por la continua depositación de mineral. La forsterita se convirtió a serpentina con cantidades menores de calcita y clorita. Como parte de la matriz de las brechas y en las vetillas se depositaron calcita, cuarzo, siderita y galena. Mueller (1973) estableció que la siderita es estable a temperaturas máximas de 450°C y presiones de 0.5 kb. La dolomita y el cuarzo reaccionaron para formar trazas de talco en los fragmentos de la brecha, algunos de los cuales sufrieron silicificación. En los espacios intergranulares se precipitaron también cantidades menores de escapolita y zeolitas (natrolita y mesolita?). Los fluidos hidrotermales pudieron haber tenido adiciones considerables de aguas meteóricas, lo cual explicaría el estado de oxidación de algunas magnetitas que fueron convertidas a hematita roja. Esto también pudo haber sido un fenómeno de intemperismo que siguió a los procesos de desarrollo del skarn.

Con los datos disponibles, no es posible definir si fue el diquestrato diorítico o el Granito Sierra Azul el responsable del aporte de fluidos hidrotermales que formaron el yacimiento de tipo skarn de San Carlos. La evidencia de campo favorece al diquestrato de diorita porque está espacialmente más íntimamente asociado al yacimiento, porque está enriquecido con sulfuros y más alterado cerca del contacto superior con la unidad de limolita la cual encajona a una parte.

Los análisis químicos de elementos traza muestran que el diquestrato diorítico está más enriquecido en Cu, Pb, Zn, y Ag que el Granito Sierra Azul (Tabla 6). Sin embargo, es importante observar que la muestra de diorita fue recolectada en la parte superior rica en sulfuros del diquestrato. También es importante puntualizar que las unidades subyacentes al yacimiento de San Carlos, así como las que sobreyacen al Granito Sierra Azul, son rocas que no favorecen la depositación de metales por metasomatismo. Es posible que los fluidos hidrotermales aportados por el magma granítico hayan pasado a través de la serie estéril no-reactiva a lo largo de fallas y fracturas, quedando relativamente inafectados, excepto por una pérdida de temperatura, hasta que alcanzaron la limolita calcárea y la caliza dolomítica silíceas. Estas últimas unidades, especialmente la caliza, pudieron haber neutralizado los fluidos causando la precipitación de óxidos y sulfuros. El granito parece ser un cuerpo intrusivo mucho más grande que el diquestrato y pudo haber generado un gran volumen de fluidos hidrotermales. También pudo haber causado una circulación

Prospecto	Rumbo	Roca encajonante	Espesor de la veta y dimensiones mínimas en sentido lateral (l) y vertical (v) expresado en metros	Minerales mayores *	Minerales menores *
1	N85W	Lutita y caliza arcillosa	0.5-2.5 l, 150 v, 25	qtz cp fl ga sl py	ca ba
2	N60W		3-25 l, 750 v, 100	qtz sl	fl FeOx cp ba ga py ca
3	?		?	fl	qtz ba
4	N45W		4 ? l, 900 ? v, 60 ?	qtz fl	FeOx ca MnOx py
5	N85W		3 l, 110 v, 60	qtz fl	FeOx py ca
6	N44W		riodacita	2.5 l, 18 v, 35	fl

Tabla 7.—Características de los prospectos de vetas epitermales. Discusión en el texto. Prospectos localizados en Lámina 3. qtz = cuarzo; fl = fluorita; sl = esfalerita; cp = calcopirita; ga = galena; py = pirita; ca = calcita; ba = barita; FeOx = óxidos de hierro; MnOx = óxidos de manganeso.

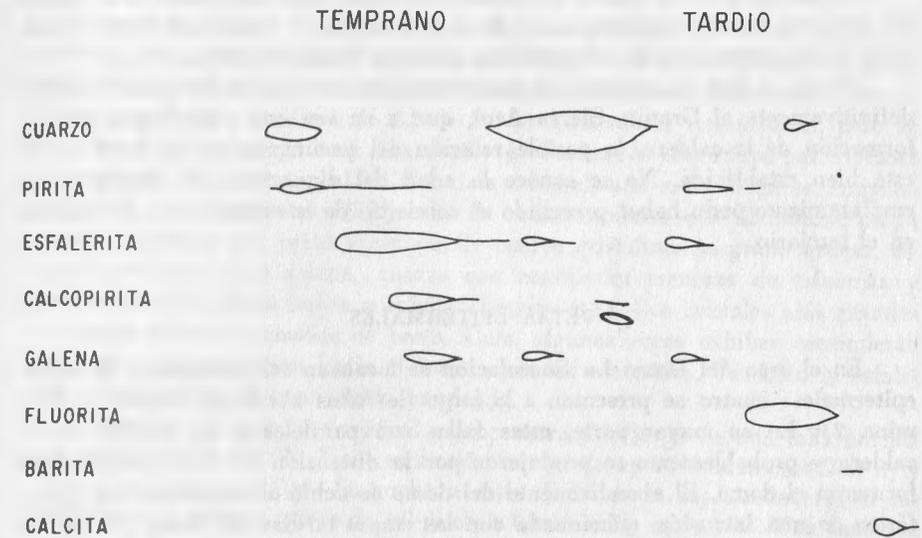


Figura 9.—Secuencia paragenética generalizada de los prospectos de vetas epitermales. El espesor de los óvalos expresa abundancia relativa.

más eficiente de grandes volúmenes de fluido, ya que proporcionó calor por un período más largo.

Es posible que los fluidos hidrotermales hayan sido canalizados a lo largo del contacto limolita-diquestrato de diorita. Además, el Anticlinal Sierra Azul pudo haber controlado la concentración de estos fluidos hacia su cresta.

Debido a que la génesis del yacimiento de San Carlos no puede ligarse definitivamente al Granito Sierra Azul, que a su vez está relacionado con la formación de la caldera, la posible relación del yacimiento con la caldera no está bien establecida. No se conoce la edad del diquestrato de diorita y su emplazamiento pudo haber precedido al comienzo de la actividad de la caldera en el terciario.

VETAS EPITERMALES

En el área del Domo La Consolación se localizan seis prospectos de vetas epitermales; cuatro se presentan a lo largo de fallas normales (Figura 4, Lámina 2). En su mayor parte, estas fallas son paralelas a los límites de la caldera y probablemente se produjeron por la distensión de los esfuerzos que formaron el domo. El abombamiento del domo se debió al emplazamiento periférico de una intrusión relacionada con las etapas tardías del desarrollo de la caldera (Chuchla, 1981). La roca encajonante en cinco de estos prospectos es la lutita cretácica y la unidad de caliza arcillosa (kd); el prospecto 6 está emplazado en la riocacita Sierra Rica (Tsr) (Tabla 7).

Con base en su contenido mineralógico, las vetas epitermales pueden ser separadas en dos categorías. Los cuatro prospectos más orientales (prospectos 3, 4, 5 y 6; Lámina 2) contienen fluorita, cuarzo y calcita, con cantidades menores de pirita asociada con óxidos de hierro de color rojizo. Estos óxidos son probablemente productos genéticos de alteración del intemperismo de la pirita. Los otros dos prospectos (prospectos 1 y 2; Lámina 2) contienen abundante esfalerita y cuarzo, con cantidades menores pero significativas de calcita, fluorita, calcopirita, pirita y galena. Ambos tipos de vetas indican que la precipitación del cuarzo precedió y fue seguida por la de los sulfuros. Los últimos minerales en precipitarse fueron la fluorita, calcita y barita (Figura 9).

Las vetas ricas en sulfuros están a elevaciones entre 1,300 y 1,500 m, mientras que las ricas en fluorita y pobres en sulfuros a elevaciones que sobrepasan los 1,500 m, lo que podría indicar un zoneamiento vertical en el sistema de vetas epitermales.

La mayoría de las calizas en el área del Domo La Consolación ha sido recristalizada y forma mármoles bandeados. Cerca de las vetas epitermales las rocas encajonantes están silicificadas y, en el caso del prospecto 6, esta silicificación fue contemporánea a la alteración argilítica hidrotermal de la riocacita Sierra Rica.

DESCRIPCION DE LOS PROSPECTOS DE VETAS EPITERMALES

(Tabla 7)

Prospecto 1.—Las vetas principales de este prospecto y de su *stockwork* periférico son verticales y tienen un rumbo N 85° W. 25 m de esta veta están expuestos verticalmente y se extienden lateralmente por una distancia de 150 m. Tiene una anchura máxima de 2.5 m en los alrededores del socavón, pero se estrecha rápidamente a menos de 0.5 m y gradualmente disminuye para formar el *stockwork* de cuarzo y calcita. La zona mineralizada más ancha se compone de brecha con fragmentos silicificados de caliza arcillosa con abundante pirita y está incrustada con capas sucesivas de cuarzo cristalino de grano grueso, esfalerita, calcopirita y galena, cuarzo con cantidades menores de esfalerita y galena, fluorita, escasa barita y calcita (Lámina 8A). Los cristales más grandes de cuarzo alcanzan tamaños de hasta 5 cm, algunas veces exhiben crecimiento bandeado y se proyectan hacia el interior de las cavidades. También la esfalerita presenta algo de crecimiento bandeado.

Prospecto 2.—Esta veta vertical se encuentra a lo largo de una falla normal con rumbo de N 60° W. Tiene extensión lateral de aproximadamente 750 m y vertical mínima de 100 m. Su anchura varía de 25 m, en los alrededores de los trabajos de la mina, a menos de 3.0 m en la terminación de la veta. Una cantidad numerosa de pequeñas vetas de calcita de 1 a 6 cm de anchura se aloja subparalelamente a la veta principal y forma una envoltura alrededor de la zona del *stockwork*.

La veta se compone de brecha con fragmentos de lutita, caliza arcillosa y escasos volcánicos. Los fragmentos están cubiertos por capas sucesivas de cuarzo cristalino de grano grueso, hojuelas de esfalerita, cuarzo, calcopirita y galena aparecen raramente; cuarzo colofome (amatista), cuarzo cristalino de grano grueso y menores cantidades de pirita con óxidos de hierro y, finalmente, por barita, algo de calcita y más raramente fluorita (Lámina 8B). Los cristales euhedrales de cuarzo se proyectan hacia el interior de las cavidades. Se encuentran como productos secundarios del intemperismo la tenorita, azurita, malaquita y smithsonita. La esfalerita contiene lamellae de calcopirita por exsolución. El contenido de sulfuros de la veta parece incrementarse a profundidad.

Los fragmentos de rocas volcánicas son muy similares texturalmente a la riocacita Sierra Rica y están parcialmente alterados a arcilla por hidrotermalismo. Su presencia indica que las vetas epitermales continuaban hacia arriba en la secuencia dentro de las rocas volcánicas terciarias, las cuales fueron erosionadas posteriormente. La riocacita es una roca extrusiva relacionada a la caldera, ya que aflora formando el cuello volcánico y derrames aproximadamente 1 km al noreste del prospecto (Lámina 2).

Prospecto 3.—Este prospecto fue visitado por Chuchla (1981) quien señaló que la veta está a lo largo de una falla normal. Consiste en fragmentos brechoideos

de caliza silicificada cubiertos por cuarzo de tipo drusa. Las cavidades y fracturas están parcialmente rellenas con fluorita cristalina de grano grueso. Los cristales de fluorita están ocasionalmente incrustados por agregados hojosos de barita.

Prospecto 4.—El área de este prospecto está disectada por tres fallas normales orientadas al N 45° E (Lámina 2) y consiste en varios afloramientos pequeños y aislados de brecha que se alinean en dirección N 45° W por una distancia aproximada de 900 m. Las brechas están formadas de fragmentos silicificados de lutita y caliza arcillosa en una matriz de cuarzo cristalino de grano grueso, con algo de óxidos de hierro y manganeso y escasa piritita asociada con los óxidos de hierro. Las cavidades y fracturas están parcialmente rellenas con calcita y fluorita. Sin embargo, a pesar de que no se observó mineral alguno de molibdeno en este prospecto, el análisis de la muestra LCO-12 indica trazas anómalas de Mo (398 ppm) (Tabla 2).

Prospecto 5.—Este prospecto está a lo largo de una falla normal vertical con rumbo N 85° W. La veta tiene una extensión vertical mínima de 60 m y puede ser seguida lateralmente por cerca de 110 m. La anchura máxima es de 3 m alrededor de los trabajos mineros abandonados. La veta consiste en brecha con fragmentos de caliza arcillosa en una matriz de cuarzo, fluorita cristalina de grano grueso y algo de óxidos de hierro. Las cavidades y fracturas están parcialmente rellenas con calcita y algo de fluorita. Los óxidos de hierro contienen ocasionalmente restos de piritita y parecen ser productos del intemperismo de la piritita.

Prospecto 6.—La veta de este prospecto puede ser seguida lateralmente por sólo 18 m y tiene una extensión vertical mínima de 3.5 m, alcanzando espesores máximos de 2.5 m. Su posición es vertical y orientada al N 44° W. La riodacita encajonante ha sido alterada por hidrotermalismo a arcilla y algunas muestras recolectadas en el área de la mina presentan cavidades dejadas por fenocristales de feldespato que han desaparecido. La veta está compuesta de brecha que tiene fragmentos de riodacita en una matriz de cuarzo cristalino de grano fino a grueso, fluorita y algo más de óxidos de hierro asociados con piritita. La fluorita se presenta como grandes cristales cúbicos en las cavidades y fracturas, o como fragmentos brechoides microcristalinos finamente bandeados en una matriz de cuarzo rica en fluorita (Lámina 8C-D). El cuarzo a menudo exhibe una textura drusiforme alrededor de los fragmentos de roca volcánica y fluorita.

INVESTIGACION DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS

Varias muestras de fluorita cristalina con cuarzo finamente bandeado de 0.5 a 1.0 mm de espesor y de esfalerita finamente bandeada de 200 a 400 μ

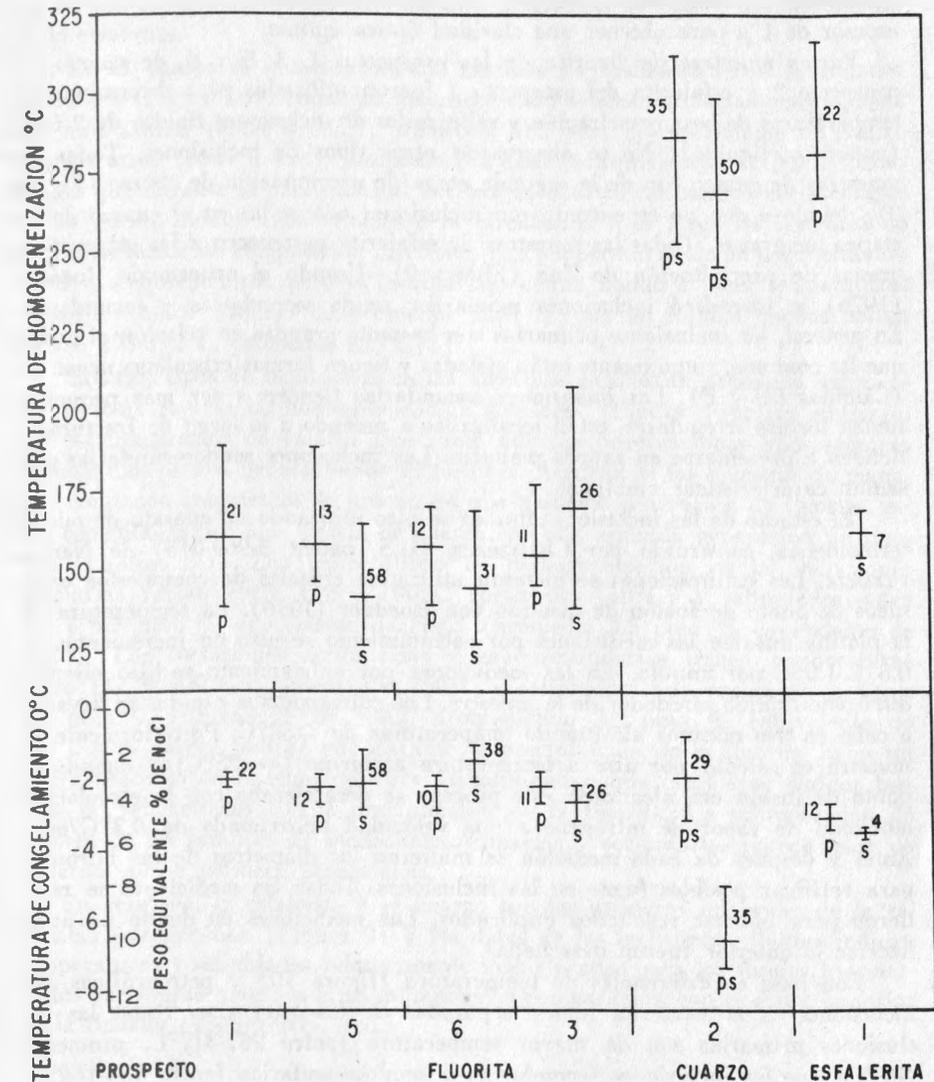


FIGURA 10.—Datos de inclusiones fluidas de los prospectos de vetas epitermales. Las barras indican alcance de valores. Los números a un lado de las barras indican el número de mediciones. Los guiones dentro de las barras indican valores promedio. Discusión en el texto. Abreviaturas: p = primario; ps = pseudosecundario; s = secundario y pseudosecundario.

de espesor doblemente pulidas con un fieltro adiamantado hasta alcanzar un espesor de 1 μ para obtener una claridad óptica óptima.

Varias muestras de fluorita de los prospectos 1, 3, 5 y 6, de cuarzo del prospecto 2 y esfalerita del prospecto 1 fueron utilizadas para determinar las temperaturas de homogeneización y salinidades de inclusiones fluidas de 2 fases (vapor + líquido). No se observaron otros tipos de inclusiones. Todas las muestras de cuarzo son de la segunda etapa de precipitación de cuarzo (Figura 9), debido a que no se encontraron inclusiones adecuadas en el cuarzo de las etapas tempranas. Todas las muestras de esfalerita pertenecen a las etapas tempranas de precipitación de ZnS (Figura 9). Usando el criterio de Roedder (1976) se identificó inclusiones primarias, pseudo secundarias y secundarias. En general, las inclusiones primarias son bastante grandes en relación al cristal que las contiene, comúnmente están aisladas y tienen formas cristalinas negativas (Láminas 8E y F). Las inclusiones secundarias tienden a ser más pequeñas, tienen formas irregulares, están localizadas a menudo a lo largo de fracturas y tienden a presentarse en grupos planares. Las inclusiones pseudosecundarias presentan características ambiguas.

El estudio de las inclusiones fluidas se hizo utilizando un aparato de microtermometría, construido por Chaixmeca (U.S. patent 3-969-013) de Nancy, Francia. Las calibraciones se hicieron utilizando cristales de compuestos orgánicos de punto de fusión de acuerdo con Roedder (1976). La temperatura de la platina durante las mediciones por calentamiento se hizo en incrementos de 0.5 a 1.0°C por minuto. En las mediciones por enfriamiento se hizo circular nitrógeno líquido alrededor de la muestra. Los enfriamientos rápidos se llevaron a cabo en tres minutos alcanzando temperaturas de -58°C. Posteriormente, la muestra se calentó por aire a temperatura ambiente (\sim 25°C) y cuando el punto de fusión era alcanzado este proceso se desaceleraba con la circulación adicional de vapor de nitrógeno a una velocidad aproximada de 0.3°C/min. Antes y después de cada medición se midieron los diámetros de las burbujas para verificar posibles fugas en las inclusiones. Todas las mediciones se repitieron para obtener resultados duplicados. Las mediciones en donde no pudo hacerse lo anterior fueron desechadas.

Con base en diferencias de temperatura (figura 10) y petrográficas, las inclusiones en la esfalerita fueron separadas en dos categorías. Todas las inclusiones primarias son de mayor temperatura (entre 267-317°C, promedio 281°C) que las inclusiones secundarias y pseudosecundarias (entre 154-169°C, promedio 160°C). La salinidad de las inclusiones primarias (entre 4.3 — 5.7, promedio 5.1 en peso % equivalente de NaCl) son ligeramente menores que las medidas en las inclusiones secundarias y pseudosecundarias (entre 5.7 — 5.9, promedio 5.8 en peso % equivalente de NaCl). Lo anterior indica que durante la precipitación de la esfalerita ocurrieron cambios significativos en la temperatura de los fluidos hidrotermales o que las etapas tardías de baja temperatura

de los fluidos circulantes produjeron una disolución parcial y fracturamiento de la estalerita.

En el cuarzo se encontraron dos familias de inclusiones con salinidades diferentes (Figura 10). Todas las inclusiones son pseudosecundarias pero algunas son más salinas (entre 8.1-11.1, promedio 10.5 peso % equivalente de NaCl) que las otras (entre 1.4-5.3, promedio 3.4 peso % equivalente de NaCl). Esto indica que durante la precipitación del cuarzo ocurrió un cambio en la composición de los fluidos hidrotermales o la circulación a lo largo de fracturas de un fluido tardío de composición diferente. Las temperaturas de homogeneización tienden a sobreponerse, pero la familia más salina tiende a tener temperaturas menores (entre 246-299°C, promedio 269°C) que la familia menos salina (entre 253-312°C, promedio 286°C).

Los tres tipos de inclusiones en las muestras de fluorita presentan salinidades y temperaturas de homogeneización similares (Figura 10); sin embargo, hay agrupamientos de valores que junto con las observaciones microscópicas indican más de una generación de inclusiones. Algunas de las muestras de mano, que contienen fragmentos de brecha de una primera generación de fluorita, están cementadas por una mezcla de cuarzo con una segunda generación de fluorita (Lámina 8D). Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones primarias varían entre 142 y 190°C (promedio 159°C) y salinidades entre 2.8 y 4.5 peso % equivalente de NaCl (promedio 3.3 peso % equivalente de NaCl). Las inclusiones secundarias y pseudosecundarias tienen temperaturas entre 127 y 209°C, promediando 150°C y salinidades que varían entre 1.6 y 4.9 peso % equivalente de NaCl, promediando 3.2 peso % equivalente de NaCl. Esto parece indicar que durante la precipitación de la fluorita hubo un ligero descenso en la temperatura y la salinidad o que circularon fluidos tardíos no relacionados con la precipitación de la fluorita. La sobreposición de valores de las familias de inclusiones primarias y secundarias parece estar de acuerdo con la primera proposición.

En resumen, la esfalerita y el cuarzo son los primeros minerales de la secuencia paragenética (Figura 9) y los datos de las inclusiones fluidas indican temperaturas y salinidades relativamente más elevadas para los fluidos hidrotermales que dieran origen a estos minerales en comparación con la etapa posterior de la fluorita (Figura 10).

COMPARACION GENERAL CON OTROS SISTEMAS EPITERMALES

Los sistemas de vetas epitermales tienen varias características comunes. Sillitoe (1977) las resumió como se indica a continuación: (1) las vetas a menudo están asociadas y/o encajonadas por rocas volcánicas; (2) muy comúnmente no se observan relaciones con rocas intrusivas; (3) las vetas y *stockworks* ocupan

zonas de tensión (fracturas y fallas) preexistentes, frecuentemente se extienden más en sentido lateral que vertical y contienen clavos muy ricos en metales base y preciosos; (4) la alteración argilítica acompañada por silicificación generalmente forma una envoltura de alteración alrededor de las vetas; (5) las vetas contienen metales base y preciosos, usualmente como sulfuros y sulfosales, respectivamente, en una ganga de cuarzo, pirita, calcita y otros carbonatos, barita y fluorita; (6) el relleno de cavidades (drusas), las texturas coliformes, crustiformes y bandeadas y las brechas sugieren un emplazamiento a profundidades someras (< 1,000 m) a presión confinante baja; y (7) el contenido de metales base se incrementa a profundidad a expensas del contenido de metales preciosos.

Las vetas epitermales de La Consolación tienen muchas de estas características; sin embargo, con excepción de una, están emplazadas en calizas arcillosas (Tabla 7) y las vetas en su mayor parte no contienen cantidades considerables de metales preciosos, aunque una muestra tiene 144 ppm de Ag. Estas dos diferencias pueden ser explicadas por erosión. El prospecto 6 está emplazado en la riocacita Sierra Rica y la veta del prospecto 2 contiene fragmentos de rocas volcánicas similares. Esta evidencia, así como el alto contenido de metales base en las partes topográficas más bajas de las vetas, sugiere que los depósitos epitermales del área La Consolación representan la porción más profunda de una red erosionada de vetas que en un tiempo se extendió estratigráficamente hacia arriba dentro de las rocas volcánicas terciarias relacionadas con la caldera.

Los datos de las inclusiones fluidas de las vetas epitermales del área de La Consolación son congruentes con otros resultados obtenidos con estudios similares en otros distritos de vetas epitermales. La baja salinidad (generalmente < 12 peso % equivalente de NaCl) y la baja temperatura (150-300°C) de los fluidos han sido documentadas en otros distritos de vetas epitermales (Sawkins y Rye, 1974; Kamilli y Ohmoto, 1975; Enjoji, 1972; Miyazawa *et al.*, 1971; Nash, 1975; Gross, 1975; Bethke *et al.*, 1973) y en el área de La Consolación (Figura 10).

Se sabe también que algunos depósitos epitermales están íntimamente asociados a los estados tardíos del desarrollo de calderas (Steven *et al.*, 1974; Elston *et al.*, 1975; McAnulty, 1976; Stokl y Konecny, 1974), lo cual parece ser el caso de los depósitos de La Consolación. Chuchla (1981) interpretó que la Caldera de San Carlos, en general, se apega al modelo propuesto por Smith y Bailey (1968) para el desarrollo de las calderas. Este modelo enfatiza las relaciones entre los depósitos epitermales y los procesos de las calderas.

Muchos depósitos epitermales acompañan al magmatismo calci-alcálico que se desarrolló en las zonas de subducción (Rye y Sawkins, 1974; Sillitoe, 1976). Los análisis químicos de las rocas volcánicas del área de la Caldera de San Carlos constituyen predominantemente una serie calci-alcálica (Chuchla, 1981).

INTERPRETACIONES GENÉTICAS DE SISTEMAS EPITERMALES EN OTRAS ÁREAS

Se cree que el campo geotérmico Broadlands de Nueva Zelanda representa un análogo activo de un sistema de vetas epitermales (Ewers y Keays, 1977). En esta área se ha documentado un incremento del contenido de sulfuros metálicos base a profundidad a expensas del contenido de metales preciosos. Se piensa que las aguas meteóricas se calientan a temperaturas superiores a los 280°C al infiltrarse en regiones de rocas volcánicas. Estos fluidos calientes lixivian los metales de las rocas volcánicas, circulan hacia arriba y los redepositan bajo condiciones de baja temperatura (*op. cit.*).

En el proceso de formación de antiguos sistemas de vetas epitermales se ha considerado que las aguas meteóricas constituyen un componente dominante de los fluidos hidrotermales (Steven e Eaton, 1975; Bethke *et al.* 1973; White, 1973; Sheppard y Taylor, 1973). La información de isótopos estables generalmente apoya esta hipótesis (Nash, 1975; Bethke *et al.*, 1973; Taylor, 1973, 1974, 1979), especialmente respecto a los sistemas ricos en metales preciosos. Sin embargo, los datos isotópicos de algunos distritos epitermales indican que el agua meteórica es el fluido dominante durante el depósito de los metales preciosos, pero que los fluidos magmáticos constituyen un componente dominante de los fluidos durante el depósito de los metales base (Kamilli y Ohmoto, 1975; Sawkins y Rye, 1974). Algunos autores favorecen un origen magmático para, al menos, una parte de los fluidos hidrotermales (Sillitoe, 1975; Lipman *et al.*, 1976; Burbank y Luedke, 1968). Muchos depósitos epitermales son considerados como parte integral de la actividad magmática calci-alcálica generada en zonas de subducción (Sillitoe, 1977), por lo que la derivación del agua y los componentes metálicos de origen magmático pudieron haber tenido lugar en las cercanías de una margen continental convergente junto con la generación de los magmas calci-alcálicos (Rye y Sawkins, 1974; Sillitoe, 1976).

GENESIS DE LAS VETAS EPITERMALES DE LA CONSOLACION

Se ha interpretado que las vetas epitermales del área de La Consolación pueden ser explicadas a través de los modelos genéticos propuestos por Ewers y Keays (1977) para la región de Broadlands, Nueva Zelanda y por Steven e Eaton (1975) para la región de Creede, Colorado. El agua meteórica que se infiltra en las rocas encajonantes fue calentada a profundidad y se pudo haber mezclado con los fluidos magmáticos (y conatox ?) que contenían metales en solución. Muchos metales fueron lixiviados y derivados de las lutitas y calizas arcillosas; la circulación de los fluidos calientes hacia arriba permitió que éstos se enfriaran y redepositaran los metales como sulfuros (y sulfosales ?) junto con cuarzo, fluorita, calcita y barita. Los metales base se depositaron en

la parte baja del sistema y los preciosos en la parte alta, extendiéndose probablemente a las rocas volcánicas terciarias de la caldera que sobreyacen a la lutita y caliza arcillosa del Cretácico. El depósito de fluorita se verificó a través de todo el sistema. Las temperaturas promediaron aproximadamente 275°C durante la precipitación de la primera generación de esfalerita y las salinidades promediaron 5.1 en peso % equivalente de NaCl. La precipitación posterior de fluorita tuvo lugar a temperaturas promedio de 159°C y una salinidad de 3.3 peso % equivalente de NaCl (Figura 10). Tanto la temperatura como la salinidad pudieron haber disminuido por enfriamiento cercano a la superficie y el incremento de la componente de las aguas meteóricas en los fluidos permitió el depósito de los metales preciosos en la parte superior del sistema.

El arqueamiento del área de La Consolación probablemente se debió a una intrusión periférica durante los últimos estados de desarrollo de la caldera. Este fenómeno propició el fallamiento que ayudó a la circulación de los fluidos hidrotermales. También este fenómeno de intrusión-arqueamiento probablemente proporcionó calor y componentes magmáticos a los fluidos mineralizantes.

POTENCIAL MINERO LOCAL

Existen buenas posibilidades de encontrar yacimientos adicionales de skarn en el área de la Sierra Azul. Existen niveles estratigráficos equivalentes a los del yacimiento de San Carlos en la parte septentrional del Anticlinal Sierra Azul que aparentemente son estériles, por estar alejados de la cresta del pliegue. Si la circulación de los fluidos hidrotermales tuvo un control estructural, como lo sugiere la localización del yacimiento de San Carlos en la cresta del anticlinal, entonces la exploración por skarns debe seguir el eje de la estructura hacia la parte sur de la Sierra Azul que buza abruptamente hacia el sur, lo cual incrementa las posibilidades de encontrar un horizonte favorable a profundidad. Esta exploración debe limitarse entre las dos áreas de afloramiento del granito y al oeste y al sur del apófisis granítico más meridional (Lámina 1). En estas áreas, el contacto limolita-caliza dolomítica silíceo debe estar a una profundidad menor de 1 km bajo la superficie, pero no a menos de 100 m cerca de la parte sur de la cúpula granítica que está más al norte (Lámina 1).

Estos posibles yacimientos adicionales de skarn, al igual que el yacimiento de San Carlos, deben ser ricos en magnetita. Por lo tanto, la exploración geofísica sería muy útil para definir horizontes favorables y su perforación.

El potencial para depósitos adicionales de fluorita es muy limitado en el área de La Consolación. Uno de los depósitos más grandes del mundo, el de las Cuevas en San Luis Potosí, está encajonado en caliza del Cretácico Inferior y está asociado con rocas volcánicas terciarias de composición calci-alcalina (Ruiz *et al.*, 1980). Los depósitos de tipo manto de fluorita en el norte de Coahuila

están emplazados en la Caliza Georgetown también del Cretácico Inferior (Daugherty, 1962) o se localizan en el contacto entre esta unidad y la unidad discordante sobreyacente, la Lutita Del Río a la Caliza Buda (Kesler, 1977). Estas unidades son equivalentes a las calizas que subyacen a la lutita y caliza arcillosa del área del Domo La Consolación. Los depósitos de tipo manto en Coahuila están íntimamente asociados a intrusiones terciarias (?) de riolitas enriquecidas en fluorita. En las inclusiones fluidas de estos depósitos se han documentado temperaturas de homogeneización similares, pero con salinidades ligeramente mayores a las del área de La Consolación (Kesler, 1977). Es posible que se localicen depósitos similares a profundidades someras en el área de La Consolación. Es importante hacer notar que las intrusiones félsicas a las que se ha adjudicado la formación del domo deben ser de composición similar al granito Sierra Azul (Chuchla, 1981), el cual contiene cantidades apreciables de fluorita.

Los depósitos de fluorita en calderas en la región del occidente de Texas (McAnulty, 1976) y los depósitos de tipo manto de Coahuila son parte de un cinturón de depósitos de fluorita que está orientado en dirección norte-sur y que se extiende al norte hacia Colorado que también incluye algunos de los depósitos de pórfidos de molibdeno más grandes del mundo (Lamarre y Hodder, 1978). Estos autores hicieron notar que los depósitos de molibdeno en el oeste de los Estados Unidos son del Terciario, se presentan principalmente a lo largo de la margen oriental de la cordillera occidental, están aparentemente asociados espacial y genéticamente a rocas graníticas con apreciable contenido de álcalis y tienen fluor accesorio como fluorita o topacio. Estas características sugieren que los depósitos de pórfido de molibdeno pudieran haber estado genéticamente relacionados a los mismos procesos tectónicos y magmáticos que produjeron los depósitos de fluorita. El alto contenido de fluorita de las vetas epitermales en el área de La Consolación y el enriquecimiento de Mo en una muestra de estas vetas (Tabla 2) permiten sospechar la presencia de un pórfido de molibdeno sepultado.

La poca evidencia recabada sugiere que el área de La Consolación tiene un buen potencial de vetas ricas en metales preciosos. No se observaron minerales de plata y oro tanto en muestra de mano como en sección pulida. Las vetas que están cerca de la cima estructural y topográfica del domo no parecen estar enriquecidas con metales preciosos. Sin embargo, una muestra rica en sulfuro-fluorita del prospecto 1 tiene 144 ppm de Ag (Tabla 2).

CONCLUSIONES

El Anticlinal Sierra Azul y el Domo La Consolación son dos altos estructurales compuestos de rocas cretácicas a lo largo de los límites de la Caldera

de San Carlos. Están expuestos más de 2,100 m de estratos cretácicos y posiblemente más antiguos en la Sierra Azul, cuyo núcleo está formado por un granito periférico (31 Ma) relacionado con el desarrollo de la caldera. Se cree que está presente una intrusión similar pero somera en el subsuelo del Domo La Consolación. En el Anticlinal Sierra Azul existe también un diquestrato de diorita más antiguo que el granito.

El pliegue de la Sierra Azul está plegado y es doblemente buzante. Este pliegue era una pequeña estructura laramídica antes del desarrollo de la caldera en el Terciario. El estado de tumescencia de la Caldera de San Carlos y el emplazamiento del granito Sierra Azul levantaron y deformaron esta estructura laramídica, produciéndose su actual configuración. Se cree que el levantamiento y arqueamiento del Domo La Consolación resultó del emplazamiento de una intrusión similar.

El depósito de tipo skarn de San Carlos se localiza en la cresta del Anticlinal Sierra Azul. El metamorfismo térmico y el metasomatismo son los dos tipos de alteración que jugaron un papel importante en la génesis del yacimiento mineral. Una aureola de metamorfismo de contacto existe alrededor del núcleo intrusivo del pliegue. La secuencia de zonas de alteración, conforme se aleja de la fuente intrusiva de calor, es corneana de diópsido, forsterita y tremolita y mármoles o carbonatos recristalizados que gradúan a calizas sin recristalización. La formación de estas zonas metamórficas de alteración representa la preparación de los horizontes que fueron favorecidos con el depósito de la mena mineral durante una etapa metasomática posterior. El depósito de skarn está arriba y abajo del contacto entre la limolita calcárea y la caliza dolomítica sobreyacente, las cuales fueron convertidas durante el metamorfismo en corneanas de diópsido y forsterita, respectivamente. El yacimiento consiste en una serie de lentes metasomáticos estratiformes formados principalmente por magnetita y calcita, con menores cantidades de serpentina, cuarzo, galena, esfalerita, granate, siderita, pirita, pirrotita y calcopirita. La precipitación de la mena mineral se llevó a cabo por la interacción de los fluidos hidrotermales con el carbonato de las rocas encajonantes. Las relaciones entre la mineralización del skarn y el desarrollo de la caldera es tenue, porque la intrusión de granito o el diquestrato de diorita pudieron haber sido la fuente de los fluidos hidrotermales.

Los depósitos de vetas epitermales, que se localizan en el área del Domo La Consolación, están a lo largo de fallas normales. Estas fallas representan el relajamiento de los esfuerzos tensionales que se desarrollaron durante la formación del domo por una intrusión relacionada con la caldera. Las fallas sirvieron como conductos para la circulación de los fluidos hidrotermales que secuencialmente depositaron a lo largo de fracturas y fallas cuarzo, pirita, esfalerita, calcopirita, galena, fluorita, calcita y barita.

La información obtenida de las inclusiones primarias indica temperaturas entre 317 y 142°C y salinidades de 5.7 a 2.8 peso % equivalente de NaCl;

ambos factores disminuyen gradualmente en los minerales más jóvenes. Los depósitos de vetas epitermales están espacialmente relacionados a las características estructurales que resultaron de la actividad tardía del desarrollo de la caldera. La intrusión periférica, que se cree que está bajo el Domo La Consolación, pudo haber proporcionado el calor y la componente magmática de los fluidos hidrotermales.

En la región de la Caldera de San Carlos se pueden encontrar otros depósitos minerales. A profundidad somera bajo la cresta del Anticlinal Sierra Azul se interpreta la posible existencia de otro depósito de skarn. Los depósitos de fluorita de tipo manto también pueden existir en el subsuelo del Domo La Consolación. Los datos recabados en este estudio sugieren también la posible presencia de un pórfido de molibdeno en el subsuelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- BARKER, D. C., 1979, Cenozoic magmatism in the Trans-Pecos province; relation to the Río Grande Rift: *in* Riecker, R. E., ed., Río Grande Rift: Tectonics and Magmatism. Washington, D. C., Am. Geophys. Union, p. 382-393.
- BARNES, H. L., 1979, Solubilities of ore minerals: *in* Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Nueva York, Wiley and Sons, p. 404-460.
- BARNES, H. L., Y CZAMANSKE, G. K., 1967, Solubilities and transport of ore minerals: *in* Barnes, H. L., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Nueva York, Wiley and Sons, p. 334-381.
- BETHKE, P. M., RYE, R. O., Y BARTON, P. B., JR., 1973, Hydrogen, oxygen, and sulfur isotopic composition of ore fluids in the Creede district, Mineral Co., Colorado: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 5, p. 549 (resumen).
- BOCKOVEN, N. T., 1980, Reconnaissance geology of the Yécora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico: Austin, Univ. Texas, disertación doctoral, 197 p. (inédita).
- BOWEN, N. L., 1940, Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite: *Jour. Geology*, v. 48, p. 225-274.
- BURBANK, W. S., Y LUEDKE, R. G., 1968, Geology and ore deposits of the western San Juan Mountains, Colorado: *in* Ridge, J. D., ed., Ore deposits of the United States, 1933-1967 (The Graton-Sales Volume), Am. Inst. Min. Metall. Engineers, Nueva York, p. 714-733.
- BURHAM, C. W., 1979, Magmas and hydrothermal fluids: *in* Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Nueva York, Wiley and Sons, p. 71-136.
- BURT, D. M., 1977, Mineralogy and petrology of skarn deposits: *Soc. Italiana di Mineralogia e Petrologia*, v. 33, p. 859-873.
- BUSECK, P. R., 1966, Contact metasomatism and ore deposition, Concepción del Oro, México: *Econ. Geology*, v. 61, p. 97-136.
- , 1967, Contact metasomatism and ore deposition, Tem Piute, Nevada: *Econ. Geology*, v. 62, p. 331-353.
- CARACRISTI, C. F. Z., 1910, The gold, silver and lead deposits of San Carlos: *Mexican Mining Journal*, mayo de 1910, p. 17-18.
- CHACÓN, R., 1972, Geology of the San Carlos Dome, Manuel Benavides, Chihuahua, México: El Paso, Texas, tesis de maestría, 73 p. (inédita).

- CHUCHLA, R. J., 1981, Reconnaissance geology of the Sierra Rica area, Chihuahua, Mexico: Austin, Univ. Texas, tesis de maestría, 199 p. (inédita).
- CLENDENIN, T. P., 1945, Report on the San Carlos Mine, Manuel Benavides, Chihuahua, Mexico: Tucson, Ariz., Am. Smelting and Refining Co., informe privado (inédito).
- COMPTON, R. R., 1962, Manual of field geology: Nueva York, Wiley and Sons, 378 p.
- COOPER, J. R., 1957, Metamorphism and volume losses in carbonate rocks near Johnson Camp, Cochise County, Arizona: Geol. Soc. America Bull., v. 68, p. 577-610.
- DAUGHERTY, F. W., 1962, Geología del área de Pico Etéreo, Municipio de Acuña, Coahuila: Univ. Nat. Autón. México, Inst. Geología, Bol. 100, 74 p.
- EIFLER, G. K., JR., 1951, Geology of the Barilla Mountains, Texas: Geol. Soc. America Bull., v. 62, p. 339-354.
- ELSTON, W. E., RHODES, R. C., y ERB, E. E., 1975, Controls of mineralization by mid-Tertiary volcanic centers, southwestern New Mexico: in Base metal and precious metal districts of New Mexico and Arizona, Silver City, Western New Mexico Univ., p. 11-13 (resumen).
- ENJOJI, M., 1972, Studies on fluid inclusions as the media of ore formation: Tokyo Kyoiku Diagaku, Sci. Rept., sect. C, v. 11, p. 79-126.
- ESKOLA, PENTTI, 1922, On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts: Jour. Geology, v. 30, p. 265-294.
- EWERS, G. R., y KEAYS, R. R., 1977, Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand: Econ. Geology, v. 72, p. 1337-1354.
- GONZÁLEZ-REYNA, JENARO, 1956, Memoria geológico-minera del Estado de Chihuahua: México, D. F., Congr. Geol. Intern., 20, monogr., 280 p.
- GREGORY, J. L., 1981, Volcanic stratigraphy of the Manuel Benavides area, northeastern Chihuahua, Mexico: Austin, Univ. Texas, tesis de maestría, 78 p. (inédita).
- GROSS, W. H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: Econ. Geology, v. 70, p. 1175-1189.
- HAENGGI, W. T., 1966, Geology of El Cuervo area, northeastern Chihuahua, Mexico: Austin, Univ. Texas, disertación doctoral, 403 p. (inédita).
- HEWITT, W. P., 1970, San Carlos lead deposit, northeast Chihuahua, Mexico: in Rausch, D. O., y Mariacher, B. C., eds., AIME World Symposium on Mining and Metallurgy of Lead and Zinc. Nueva York, Am. Inst. Min. Metall. Engineers, v. 1, p. 130-138.
- HOLSER, W. T., y SCHNEER, C. J., 1961, Hydrothermal magnetite: Geol. Soc. America Bull., v. 72, p. 369-386.
- KALININ, D. V., 1962, Formation of magnetite in contact metasomatic magnetite deposits: Geochem., v. 7, p. 722-727.
- , 1967, The relation of anisotropy of garnets to their composition and the chemical background of their synthesis: Doklady Acad. Nauk S.S.S.R., v. 172, p. 1167-1170: Chem. Abstr., v. 67, p. 4836h (resumen).
- KAMILI, R. J., y OHMOTO, H., 1975, Isotopic and chemical evolution of the hydrothermal fluid responsible for the Pb-Zn-Ag-Au mineralization of the Finlandia vein, Colqui district, Dept. of Lima, Peru: Econ. Geology, v. 70, p. 1322 (resumen).
- KERRICK, D. M., 1970, Contact metamorphism in some areas of the Sierra Nevada, California: Geol. Soc. America Bull., v. 81, p. 2913-2938.
- KESLER, S. E., 1977, Geochemistry of manto fluorite deposits, northern Coahuila, Mexico: Econ. Geology, v. 72, p. 204-218.
- KUHARA, M., 1925, Experiments on hydrothermal precipitation of magnetite and hematite: Japanese Jour. Geology Geography, v. 4.
- LAMARRE, A. L., y HODDER, R. W., 1978, Distribution and genesis of fluorite deposits in the western United States, and their significance to metallogeny: Geology, v. 6, p. 236-238.

- LEVINSON, A. A., 1980, Introduction to exploration geochemistry: Wilmette, Illinois, Applied Publishing Ltd., p. 615-924.
- LIPMAN, P. W. *et al.*, 1976, Multiple ages of mid-Tertiary mineralization and alteration in the western San Juan Mountains, Colorado: Econ. Geology, v. 71, p. 571-588.
- MAXWELL, R. A., LONSDALE, J. T., HAZZARD, R. T., y WILSON, J. A., 1967, Geology of the Big Bend National Park, Brewster Co., Texas: Univ. Texas, Bur. Econ. Geology, Publ. 6711, 320 p.
- MCANULTY, N., 1976, Resurgent cauldrons and associated mineralization, Trans-Pecos, Texas: New Mexico Geol. Society, Spec. Publ. 6, p. 180-186.
- MCBRIDE, E. F., 1969, Stratigraphy and sedimentology of the Maravillas formation: in McBride, E. F., ed., A guidebook.
- MCBRIDE, E. F., y THOMSON, A., 1969, Stratigraphy and origin of the Caballos Novaculite: in McBride, E. F., ed., A guidebook to the stratigraphy, sedimentary structures and origin of flysch and pre-flysch rocks of the Marathon Basin, Texas. Dallas Geol. Society, p. 58-65.
- McKNIGHT, J. F., 1968, Geology of the Bofecillos Mountains area, Trans-Pecos, Texas: Austin, Univ. Texas, disertación doctoral, 198 p. (inédita).
- , 1970, Geology of Bofecillos Mountains area, Trans-Pecos, Texas: Univ. Texas, Bur. Econ. Geology, Geologic Quadrangle Map 37, 36 p.
- McKNIGHT, J. F., y FELLOWS, M. L., 1978, Silicate mineral assemblages and their relationship to sulfide mineralization, Pinos Altos mineral deposit, New Mexico: Ariz. Geol. Soc. Digest, v. 11, p. 1-8.
- MCGAW, P. K. M., 1979, Volcanic rocks of the Sierra Pastorias caldera area, Chihuahua, Mexico: Austin, Univ. Texas, tesis de maestría, 161 p. (inédita).
- MIZAZAWA, T. *et al.*, 1971, Formation temperatures of veins in Japan: Society of Mining Geologists of Japan, Spec. Issue 3, p. 340-344.
- MUELLER, R. F., 1973, System CaO-MgO-FeO-SiO₂-C-H₂-O₂; some correlations from nature and experiment: Am. Jour. Sci., v. 273, p. 152-170.
- NASH, J. T., 1975, Fluid inclusion studies of vein, pipe, and replacement deposits, northwestern San Juan Mountains, Colorado: Econ. Geology, v. 70, p. 1448-1462.
- NEWBERRY, J. R., 1887, Cantón de Ojinaga: in Dahlgren, C. B., ed., Minas históricas de la República Mexicana, Soc. Mex. de Minería, p. 157-159.
- NIELSEN, R. L., 1970, Mineralization and alteration in calcareous rocks near the Santa Rita stock, New Mexico: Socorro, New Mexico Geol. Society, Field Conf., 21, Libroguía, p. 133-139.
- NOKLEBERG, W. J., 1973, CO₂ as a source of oxygen in the metasomatism of carbonates: Am. Jour. Sci., v. 273, p. 498-514.
- PERRY, D. V., 1969, Skarn genesis at the Christmas Mine, Gila County, Arizona: Econ. Geology, v. 64, p. 255-270.
- ROEDDER, E., 1976, Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks: in Wolf, K. H., ed., Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. Elsevier Amsterdam, t. 2, p. 67-110.
- ROSE, A. W., y BURT, D. M., 1979, Alteration in skarn deposits: in Barnes, H. L., ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Nueva York, Wiley and Sons, p. 218-235.
- RUIZ, J., KESLER, S. E., JONES, L. M., y SUTTER, J. F., 1980, Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosí, Mexico: Econ. Geology, v. 75, p. 1200-1209.
- RYE, R. O., y SAWKINS, F. J., 1974, Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru: Econ. Geology, v. 69, p. 181-205.
- SANGSTER, D. F., 1969, The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia: Geol. Survey of Canada, Bull. 172, 85 p.

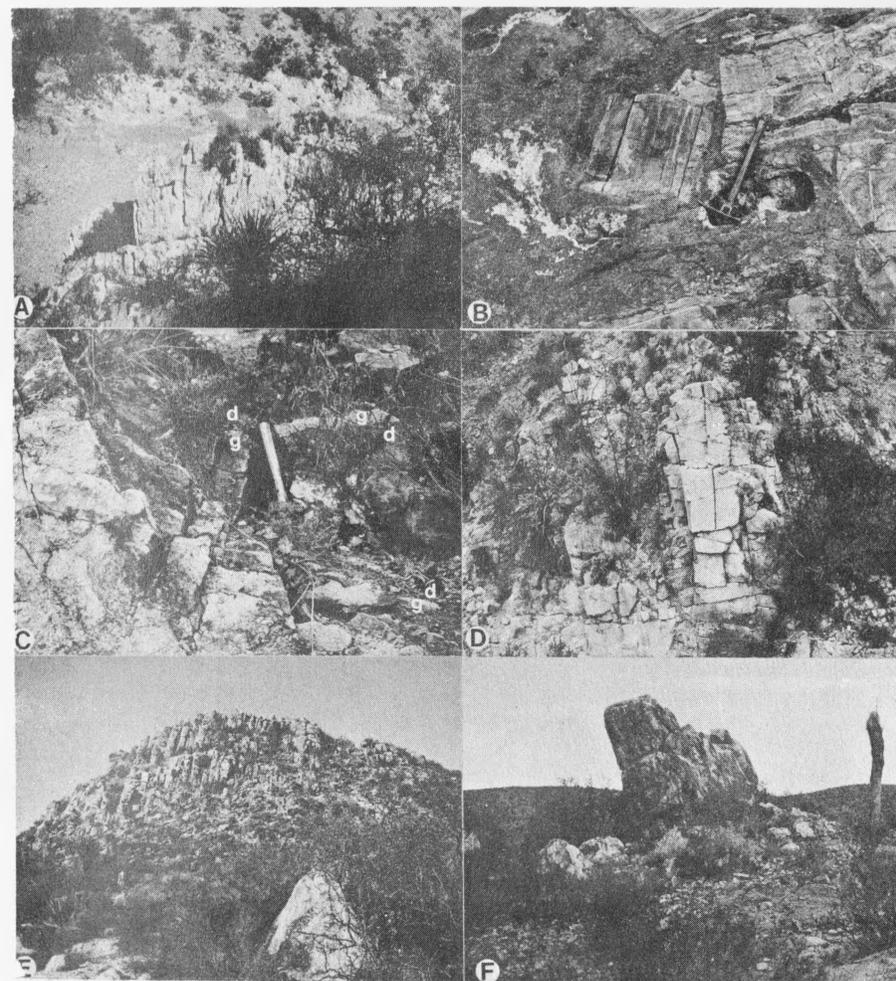
- SAWKINS, F. J., y RYE, R. O., 1974, Fluid-inclusion and stable isotope studies indicating mixing of magmatic and meteoric waters, Caudalosa silver deposit, central Andes, Peru: *Sofia, Bulgaria, IAGOD Symp.*, 4, p. 237-238 (resumen).
- SHEPPARD, S. M. F., y TAYLOR, H. P., 1973, Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origins of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 5, p. 805 (resumen).
- SILLITOE, R. H., 1975, Lead-silver, manganese, and native sulfur mineralization within a stratovolcano, El Queva, northwest Argentina: *Econ. Geology*, v. 70, p. 1190-1201.
- , 1976, Andean mineralization; a model for the metallogeny of convergent plate margins: *Geol. Assoc. Canada, Spec. Papers*, 14, p. 59-100.
- , 1977, Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism; a review: *Geol. Soc. London, Special Publ.* 7, p. 99-116.
- SKIPPEN, G. B., 1974, An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble: *Am. Jour. Sci.*, v. 274, p. 487-509.
- SLAUGHTER, J., KERRICK, D. M., y WALL, V. J., 1973, Experimental study of equilibria in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$: *Am. Jour. Sci.*, v. 275, p. 143-162.
- SMITH, R. L., y BAILEY, R. A., 1968, Resurgent cauldrons: in Coats, R. R., Hay, R. L., and Anderson, C. A., eds., *Studies in volcanology: a memoir in honor of Howell Williams*. *Geol. Soc. America, Memoir* 116, p. 613-662.
- STEVEN, T. A., LUEDKE, R. G., y LIPMAN, P. W., 1974, Relations of mineralization to calderas in the San Juan volcanic field, southwestern Colorado: *U. S. Geol. Survey, Jour. Research*, v. 2, p. 405-409.
- STEVEN, T. A., y EATON, G. P., 1975, Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado; I. geologic, hydrologic, and geophysical setting: *Econ. Geology*, v. 70, p. 1023-1037.
- STOKL, J., y KONECNY, V., 1974, Banska Stiavnica ore deposit and its position within caldera: *Sofia, Bulgaria, IAGOD Symposium*, 4, abstr., p. 355-356 (resumen).
- SWANSON, E. R., 1977, Reconnaissance geology of the Tomochic-Ocampo area, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico: Austin, Univ. Texas, disertación doctoral, 123 p. (inédita).
- TAYLOR, H. P., JR., 1973, $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ evidence for meteoric-hydrothermal alteration and ore deposition in the Tomopah, Comstock Lode, and Goldfield mining districts, Nevada: *Econ. Geology*, v. 68, p. 747-764.
- , 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Econ. Geology*, v. 69, p. 843-883.
- , 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: in Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Nueva York, Wiley and Sons, p. 236-277.
- TURNER, F. J., 1968, *Metamorphic petrology*: Nueva York, McGraw-Hill, 403 p.
- WHITE, D. E., 1973, Evidence for diverse origins of hydrothermal ore fluids: *Geol. Soc. America, Abstr. with Programs*, v. 5, p. 861-862 (resumen).
- WINKLER, H. G. F., 1976, *Petrogenesis of metamorphic rocks*: Nueva York, Springer-Verlag, 329 p.
- WOLLEBEN, J. A., 1966, Biostratigraphy of the Ojinaga and San Carlos formations of west Texas and northeastern Chihuahua: Austin, Univ. Texas, disertación doctoral, 62 p. (inédita).
- WYLLIE, P. J., 1971, *The dynamic earth: Textbook in geosciences*: Nueva York, Wiley and Sons, 416 p.
- ZHARIKOV, V. A., 1970, Skarns: *Internal. Geol. Review*, v. 12, p. 541-559, 619-647, 760-775.

LAMINAS 1-8

L A M I N A 4

AFLORAMIENTOS DEL AREA DE LA SIERRA AZUL

- 4A — Afloramiento típico de la unidad cuarcita inferior. El afloramiento del segundo plano tiene aproximadamente 2.5 m de altura. Foto tomada en el Río San Carlos aproximadamente 1.5 km al SSE de la Mina San Carlos.
- 4B — Estrato brechoide de mármol en la unidad de caliza dolomítica. La brecha está formada por bloques angulares de mármol en una matriz de calcita cristalina de grano grueso, hematita roja botroidal y óxidos de manganeso. El martillo tiene 30 cm de longitud. Foto tomada en la cabecera del Cañón Punta de Agua.
- 4C — Diques aplíticos de composición granítica (g) intruisionando al diquestrato de diorita (d). El martillo tiene 35 cm de longitud. Foto tomada en el contacto nor-occidental entre la diorita y el granito al norte del Río San Carlos (Lámina 1).
- 4D — Afloramiento tipo chimenea del diquestrato de diorita. El afloramiento tiene aproximadamente 5 m. Foto tomada en el arroyo más o menos 1 km al SSE de la Mina San Carlos.
- 4E — Granito Sierra Azul con fracturamiento columnar prominente. El cerro tiene aproximadamente 45 m de altura. Foto tomada en la parte central de los afloramientos más septentrionales del granito.
- 4F — Dique de pórfido de cuarzo sobresaliendo 1.5 m encima del Granito Sierra Azul. Foto tomada en la parte nororiental de los afloramientos más septentrionales del granito. Aproximadamente 1.5 km al sur del Río San Carlos.

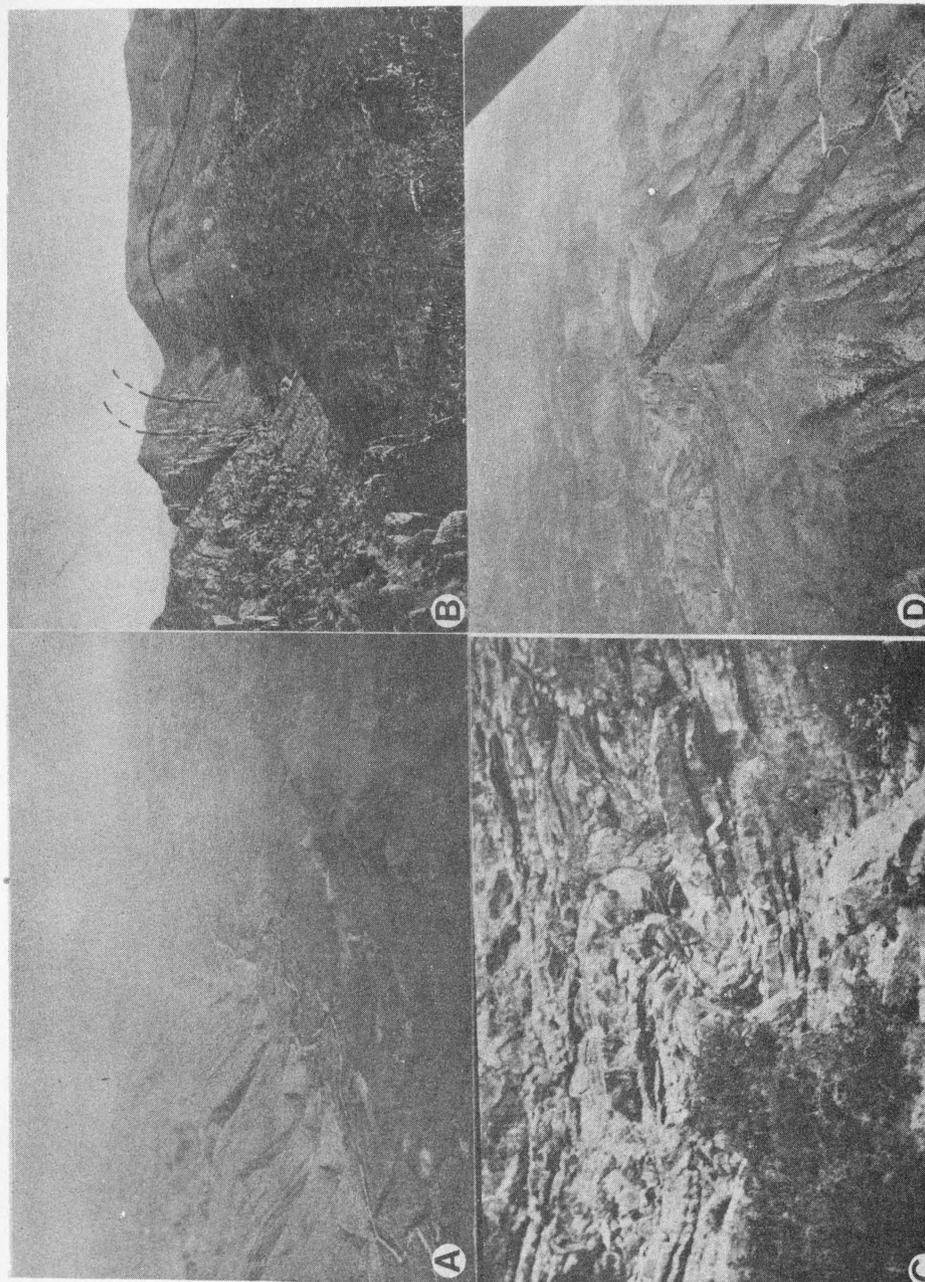


AFLORAMIENTOS DEL AREA DE LA SIERRA AZUL

L A M I N A 5

RASCOS ESTRUCTURALES TÍPICOS DEL AREA

- 5A — Vista panorámica aérea hacia el norte sobre el flanco oriental del Anticlinal Sierra Azul (izq.). En la parte topográficamente más baja aflora la unidad de lutita y la meseta (der.) está formada principalmente por la Riodacita Sierra Rica.
- 5B — Vista panorámica hacia el sur a lo largo del flanco (exterior) oriental del Anticlinal Sierra Azul. La actitud de las capas está indicada con líneas negras. Foto tomada arriba de la terminación nororiental de la Cañada El Gringo.
- 5C — Pliegues de arrastre (al este) en la parte exterior del flanco oriental del Anticlinal Sierra Azul. Vista al norte. La foto tiene una dimensión vertical de 4 m. Foto tomada en el Río San Carlos en el Cañón Punta de Agua.
- 5D — Vista panorámica aérea hacia el noreste. Cuello volcánico del Domo La Consolación, formado por la Riodacita Sierra Rica.

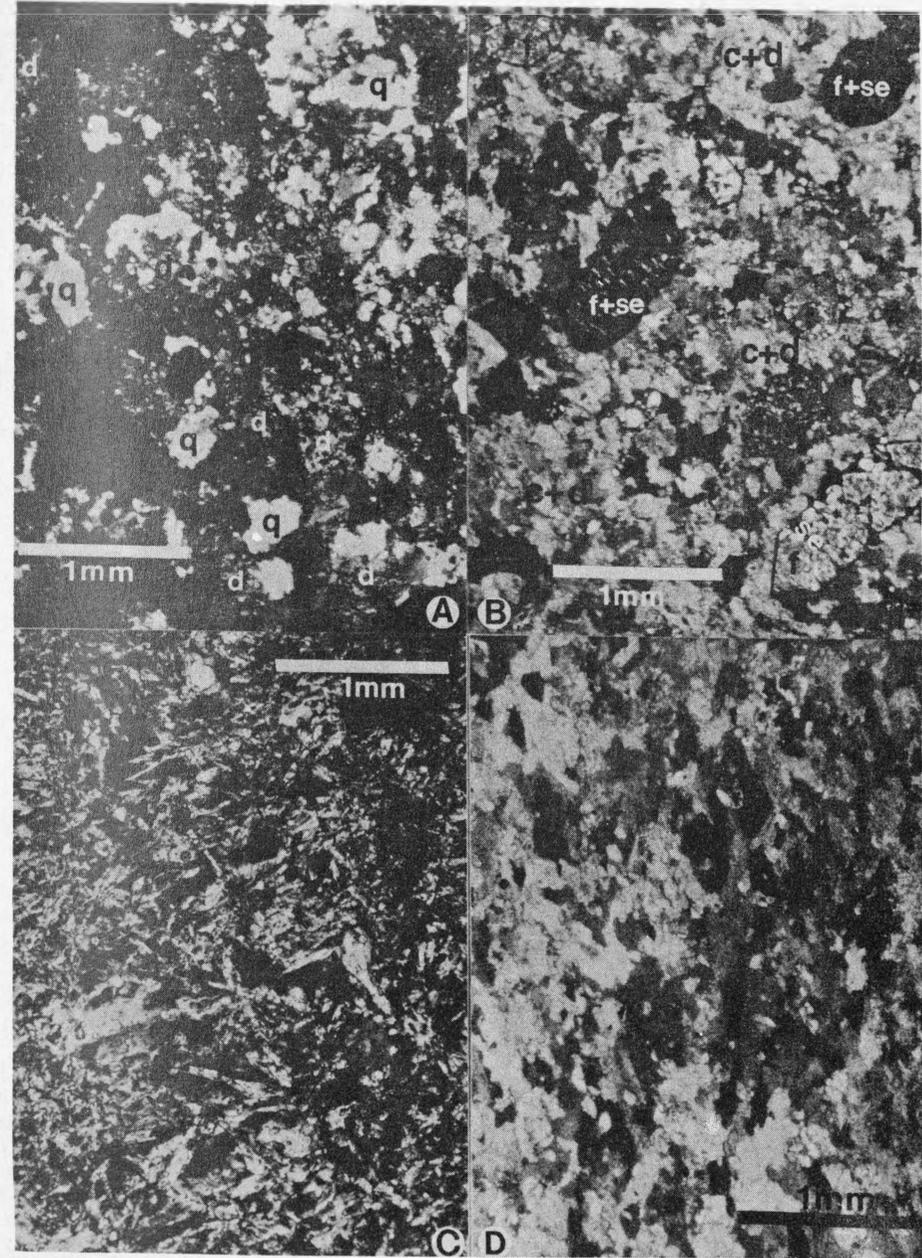


RASCOS ESTRUCTURALES TÍPICOS DEL AREA

L A M I N A 6

FOTOMICROGRAFIAS DE LAS ZONAS DE ALTERACION METAMORFICA.
TODAS LAS FOTOGRAFIAS CON NICOLES CRUZADOS

- 6A — Corneana de diópsido formada por cuarzo detrítico recristalizado (q) y diópsido (d)
 6B — Corneana de forsterita formada por forsterita (f), serpentina (se) y calcita-dolomita (c+d).
 6C — Corneana de tremolita formada casi completamente por tremolita.
 6D — Zona de mármol formada casi completamente por carbonato recristalizado.

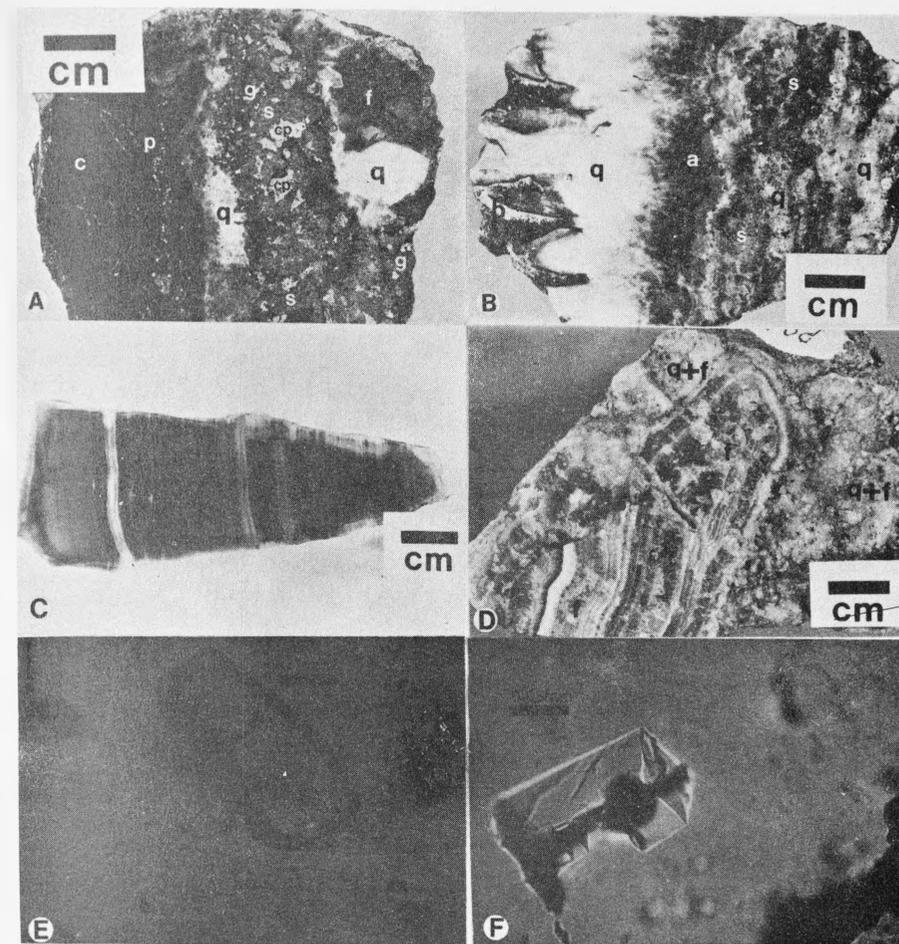


FOTOMICROGRAFIAS DE LAS ZONAS DE ALTERACION METAMORFICA.
TODAS LAS FOTOGRAFIAS CON NICOLES CRUZADOS

L A M I N A 8

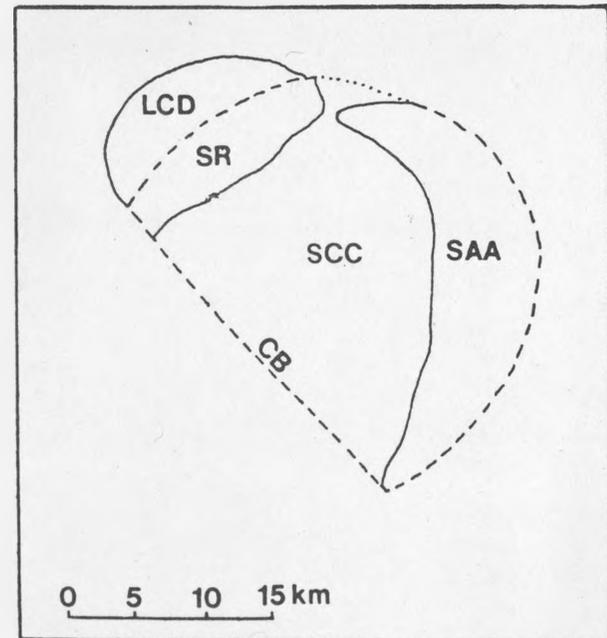
FOTOGRAFÍAS QUE MUESTRAN LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS VETAS EPITERMALES

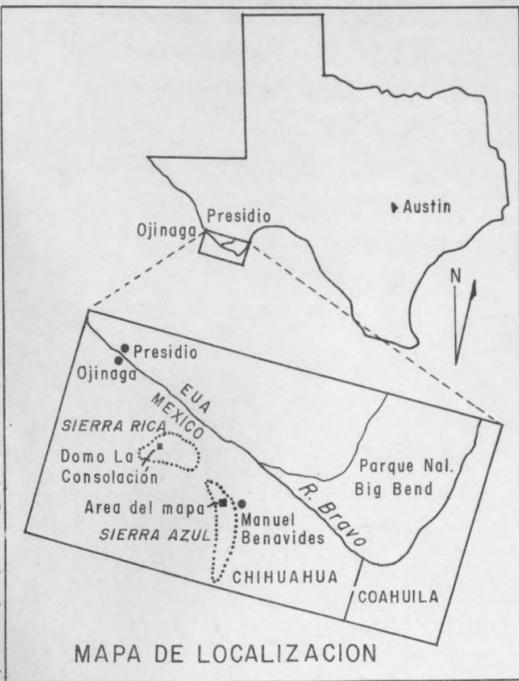
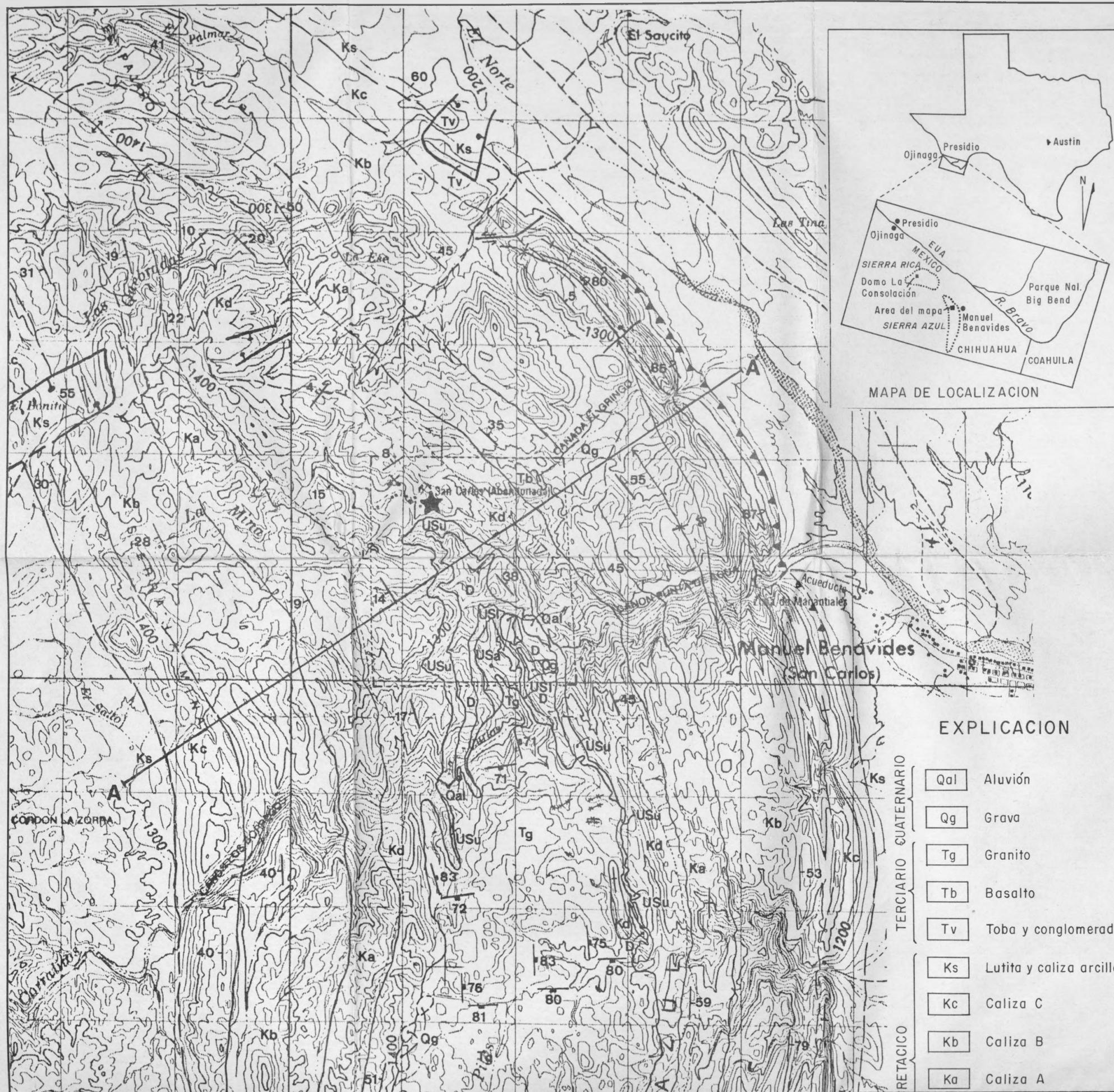
- 8A — Brecha silicificada; fragmento de caliza arcillosa (c), con abundante pirita (p), rodeado por capas sucesivas de cuarzo (q), esfalerita (s), calcopirita (cp) y galena (g), más cuarzo y fluorita (f). Muestra colectada en el prospecto I.
- 8B — Veta de relleno que consiste en capas de cuarzo (q), esfalerita (s) y cuarzo intercrecidos, amatista coliforme (a), más cuarzo y barita (b). Muestra colectada en el prospecto 2.
- 8C — Fragmento de brecha que consiste en un agregado microcristalino bandeado de fluorita. Prospecto 6.
- 8D — Fragmento de brecha (f) que consiste en un agregado microcristalino bandeado de fluorita en una matriz formada por mosaico de grano fino de fluorita + cuarzo (f+q). Muestra colectada en el prospecto 6.
- 8E — Fotomicrografía de una inclusión fluida (dos fases) primaria contenida en esfalerita. Prospecto 1.
- 8F — Fotomicrografía de una inclusión fluida (dos fases) primaria contenido en fluorita. Prospecto 1.



FOTOGRAFÍAS QUE MUESTRAN LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS VETAS EPITERMALES

Boletín 103 del Instituto de Geología:
Mineralización tipo Skarn y vetas epitermales en la región de la Caldera de San Carlos, Noreste de Chihuahua, editado por la Dirección General de Publicaciones, se terminó de imprimir en la Editorial Libros de México, S. A. el 28 de diciembre de 1987. Su composición se hizo en tipo Bodoni de 8 y 10 puntos. La edición consta de 1,200 ejemplares

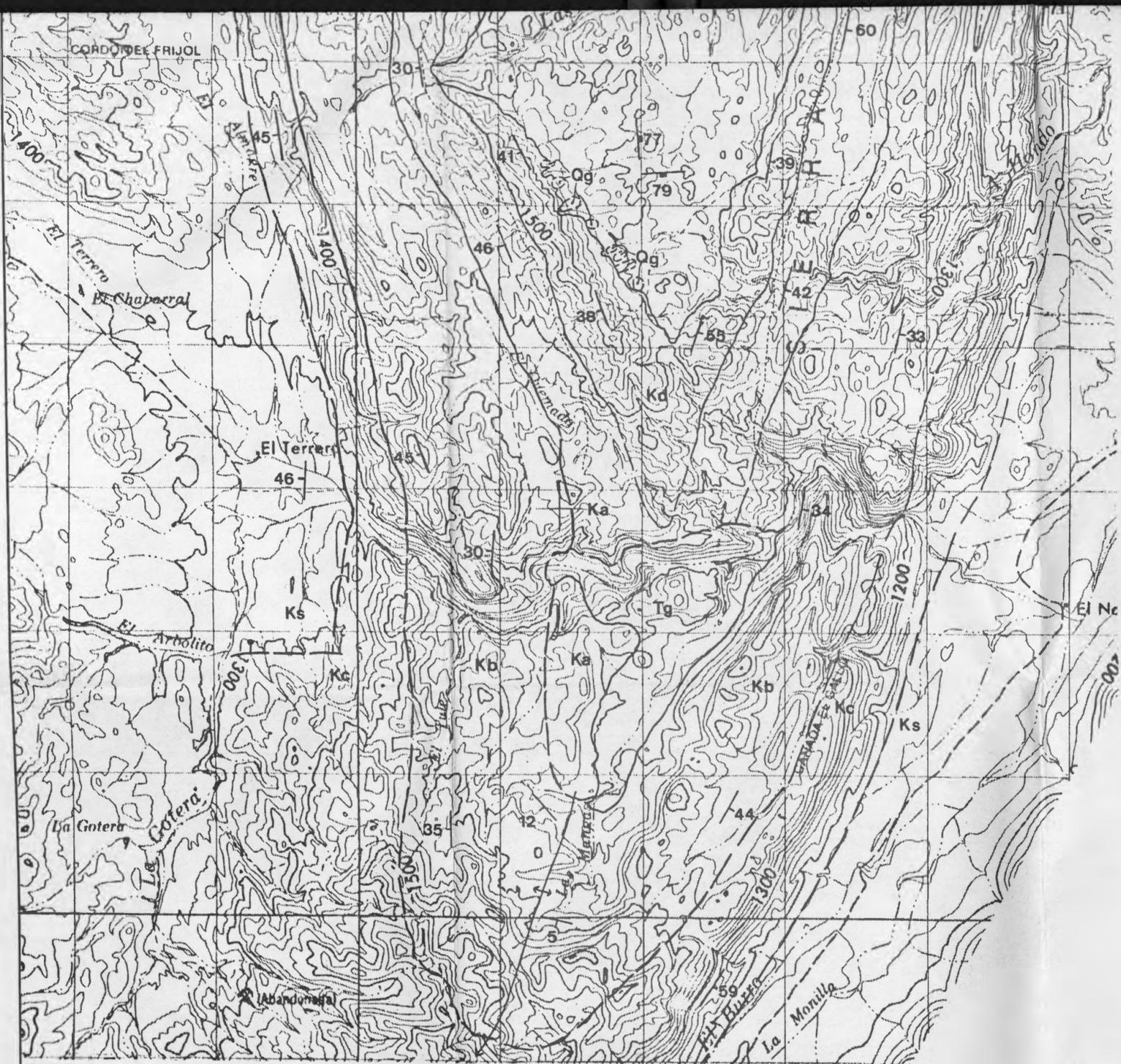




MAPA DE LOCALIZACION

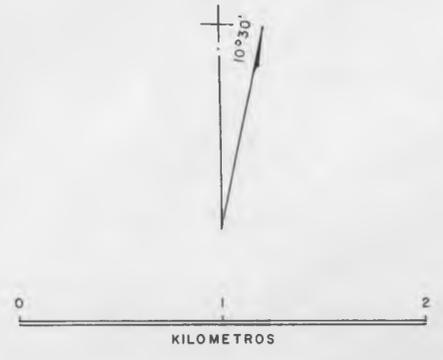
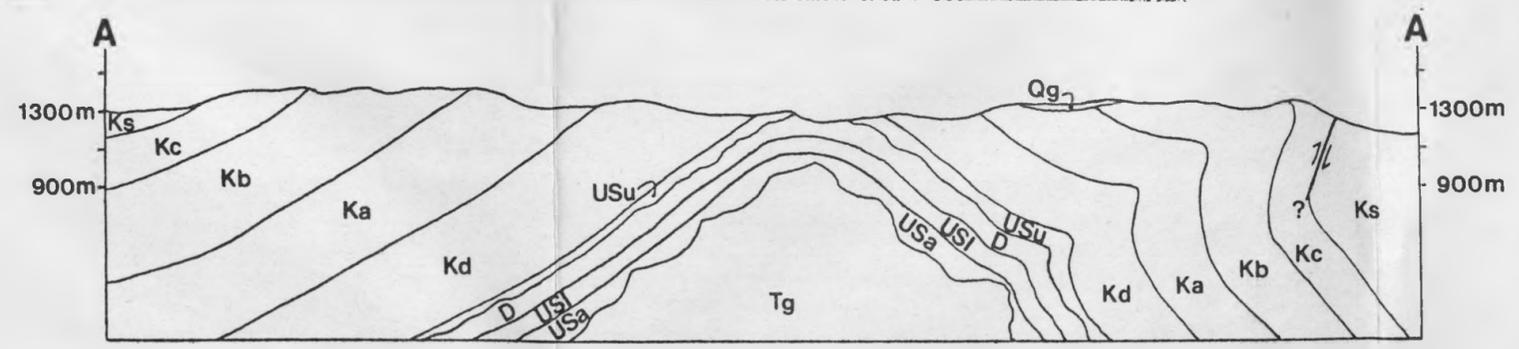
EXPLICACION

TERCIARIO	CUATERNARIO	Qal	Aluvión
		Qg	Grava
		Tg	Granito
		Tb	Basalto
		Tv	Toba y conglomerado
		Ks	Lutita y caliza arcillosa
RETACICO	Kc	Caliza C	
	Kb	Caliza B	
	Ka	Caliza A	



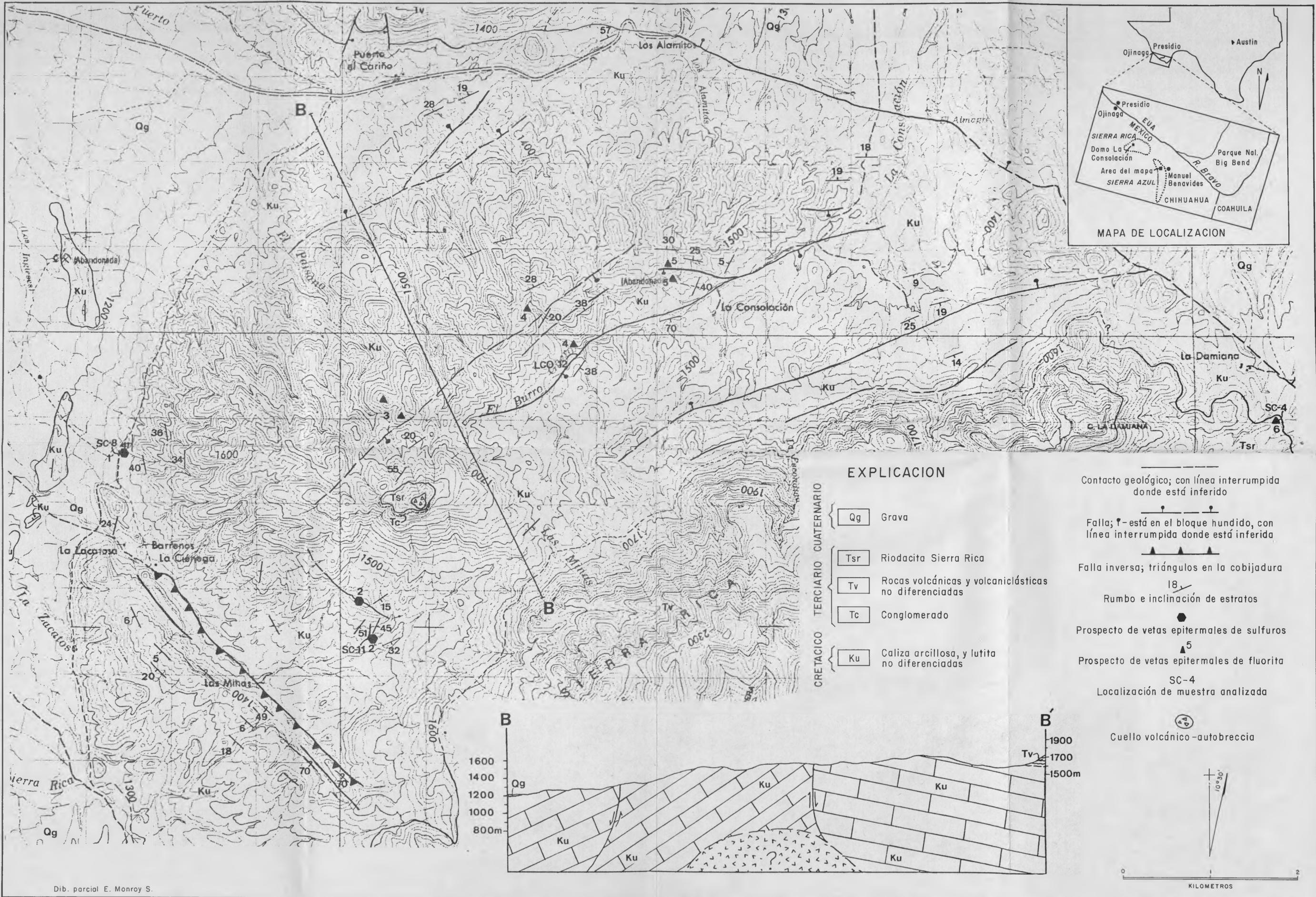
- Kd Caliza dolomítica arcillosa
- USu Serie no reactiva superior, limolita arcillosa y calcárea
- L Dique lamprofírico
- D Diorita
- USI Serie no reactiva inferior, conglomerado de pedernal y cuarcita
- USa Serie no reactiva inferior, argilita

- Contacto geológico; con línea interrumpida donde está inferido
- Falla; ♯- está en el bloque hundido, con línea interrumpida donde está inferida
- Falla de desplazamiento lateral
- ▲▲▲▲ Falla inversa inferida; triángulos en la cobijadura
- 33 ↘ Rumbo e inclinación de estratos
- 76 ↘ Rumbo e inclinación de diaclasas a fracturas
- Eje de pliegue
- ×××× Dique de pórfido de cuarzo
- ★ Yacimiento tipo skarn de San Carlos
- Límite aproximado de la marmorización
- Area de la Lámina 3



Dib. parcial E. Monroy S.

MAPA GEOLOGICO Y SECCION ESTRUCTURAL DEL AREA DE SIERRA AZUL NORESTE DE CHIHUAHUA



Dib. parcial E. Monroy S.

MAPA GEOLOGICO DE RECONOCIMIENTO Y SECCION ESTRUCTURAL DEL DOMO LA CONSOLACION NORESTE DE CHIHUAHUA

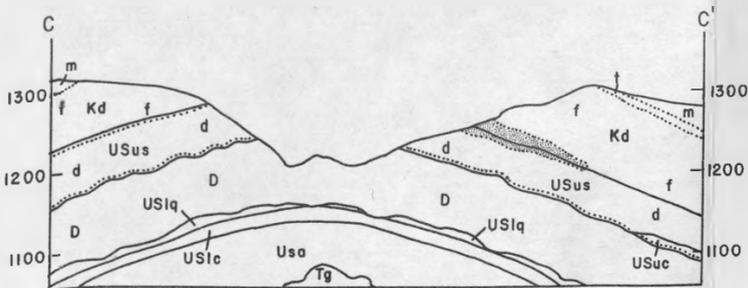
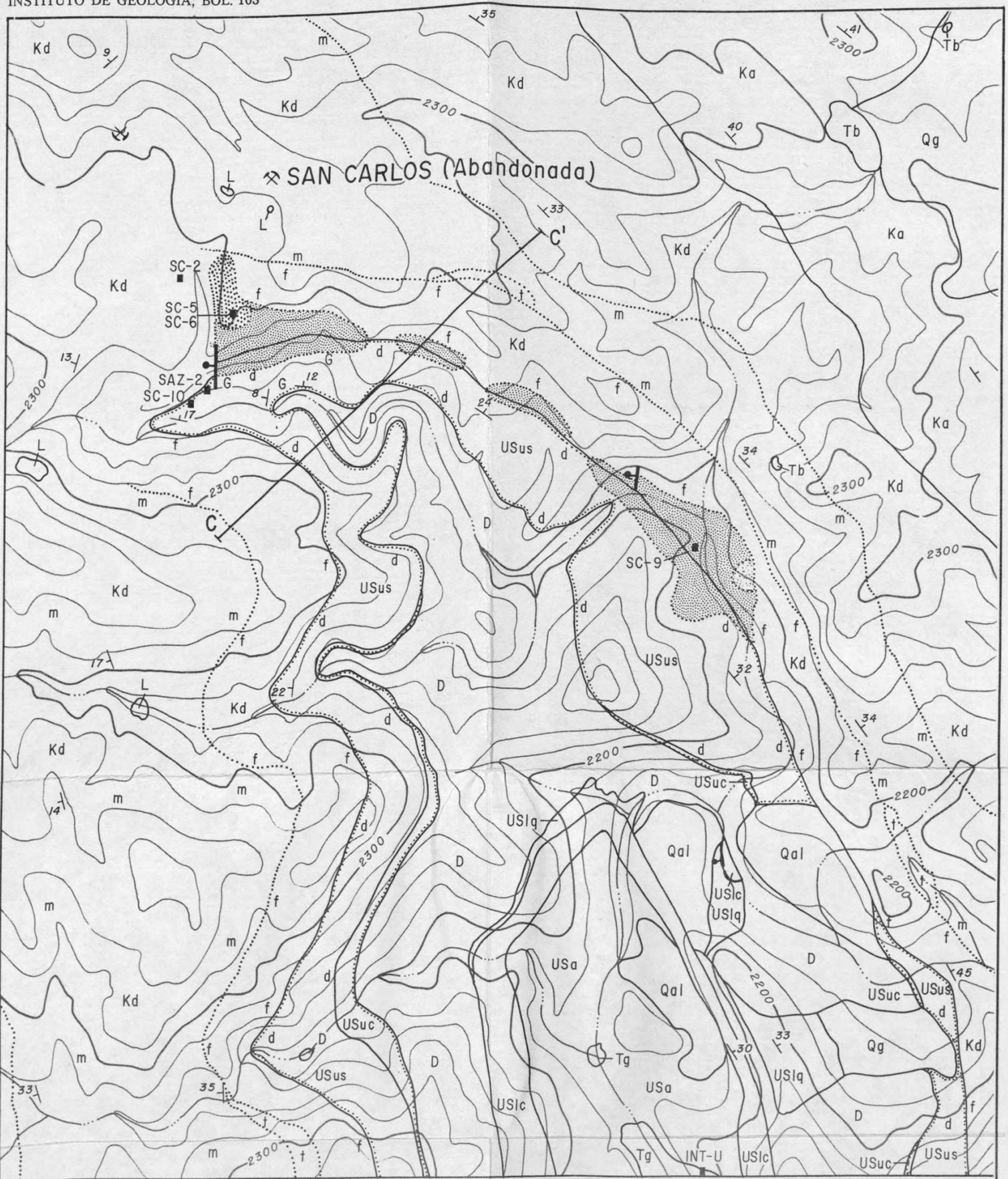
EXPLICACION

CUATERNARIO
TERCIARIO
CRETACICO

- Qg Grava
- Tsr Riodacita Sierra Rica
- Tv Rocas volcánicas y volcanoclásticas no diferenciadas
- Tc Conglomerado
- Ku Caliza arcillosa, y lutita no diferenciadas

- Contacto geológico; con línea interrumpida donde está inferido
- Falla; T- está en el bloque hundido, con línea interrumpida donde está inferida
- Falla inversa; triángulos en la cobijadura
- Rumbo e inclinación de estratos
- Prospecto de vetas epitermales de sulfuros
- Prospecto de vetas epitermales de fluorita
- Localización de muestra analizada
- Cuello volcánico-autobreccia

0 2 KILOMETROS



EXPLICACION

CUATERNARIO	Qal	Aluvión
	Qg	Grava
	<hr/>	
TERCIARIO	Tg	Granito
	Tb	Basalto
CRETACICO	Ka	Caliza A
	Kd	Caliza dolomítica arcillosa
	USus	Serie no reactiva superior; limolita arcillo-calcárea
	USuc	Serie no reactiva superior; conglomerado arcillo-calcáreo
?	L	Dique lamprofírico
	D	Diorita
	USIq	Serie no reactiva inferior, cuarcita
	USIc	Serie no reactiva inferior, conglomerado de pedernal
	USa	Serie no reactiva inferior, argilita

 Contacto litológico; con línea interrumpida donde está inferido

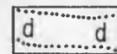
 Falla; f- está en el bloque hundido, con línea interrumpida donde está inferida

33
 Rumbo e inclinación de estratos

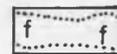
 Contacto aproximado de alteración

SC-6
 Localización de muestra analizada

Zonas de alteración metamórfica



Zona de diópsido



Zona de forsterita



Zona de tremolita



Zona de mármol

Alteración metasomática



Magnetita masiva con serpentina



Magnetita masiva con serpentina, esfalerita, galena y cantidades menores de pirita y pirrotita



Hematita masiva y magnetita

G
 Granate, calcita y cuarzo a lo largo de fracturas



Dibujó Esteban Monroy Soto

MAPA GEOLOGICO Y SECCION ESTRUCTURAL DE LA MINA SAN CARLOS NORESTE DE CHIHUAHUA